



<http://www.aagg.org.ar>

Publicación de la Asociación Argentina  
de Geofísicos y Geodestas

# ***GEOACTA***



Special Edition Geomatics in Earth Sciences  
**VOLUMEN 39(1)**  
**2014**

# **GEOACTA**

## **Revista de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas Special Issue “Geomatics in Earth Sciences”**

### **Guest Editors:**

Dr. Charles K. Toth (The Ohio State University, USA)

Dr. María Gabriela Lenzano (CONICET, Argentina)

### **EDITORIAL NOTE**

The XXVI Scientific Meeting of the Argentine Association of Geophysicists and Geodesists was held in Tucuman, November 5-9, 2012. It included numerous contributions from representatives from the neighboring countries. The first issue of GEOACTA Volume 2014 is a Special Edition based on papers carefully selected from the scientific program. These thirteen articles from engineers and scientists in five countries were carefully selected to provide a review of recent developments in state-of-the-art techniques and methods of Engineering Geomatics and their applications to Earth Sciences in the South American continent.

In the past ten years, rapid technological developments have produced significant advances in sensing and data acquisition, resulting in intensifying algorithmic research and statistical analysis to primarily support decision-making at both the local and global scales. The new geodetic and geophysical tools and methodologies provide powerful capabilities to observe the Earth in unprecedented detail not available until now. Advanced sensor systems, such as GNSS, LiDAR, airborne and satellite imaging, and IfSAR, can simultaneously acquire both redundant and complementary data, allowing for robust data integration and fusion. Using advanced feature extraction and statistical methods, accurate and reliable information can be obtained to monitor changes in the Earth geodetic model and geophysical behavior and, thus, to effectively support climate-change research, detection and monitoring natural hazards, etc. In addition, sensors are increasingly used in networks, as the complexity of the geophysical and geodetic processes requires high-resolution observations in both the spatial and temporal domains.

This special issue includes eleven full papers and two technical notes falling into four major categories: gravity and geophysics, radar and its applications, image analysis and mapping technologies, and GNSS developments. Pereira et al. provides a regional analysis of water variation storage by analyzing the spatial and temporal changes detected from the satellite mission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) in the Salado River basin, in La Pampa, Argentina during the 2003-2010 period. Anci et al. characterize the depocenters of the Andean Northwest border of the Neuquén Basin, Argentina, by studying the cortical displacement using a 3D model obtained by gravimetric measurements. Detection of reflector basaltic wedges, inclined towards the sea (seaward-dipping reflectors, SDRs), is a significant finding by Arecco et al.; their delineation of the edge of the passive volcanic margin of Argentine surpasses the former techniques by Bouguer, and 2D gravity modeling. The interpretation of regional aeromagnetic data of Sierras de Chepes and Ulapes-Mines, Argentina, by Fanton et al. allowed by using advanced techniques (high-pass filter, derived vertical, fractional derivative, analytic signal amplitude and phase of the analytical signal), provided precise definition of geological features that are related to the presence of gold deposits in this region. To infer crustal distribution for different outcrop lithological units, a double inversion model in the northeastern North Patagonian Massif border, Rio Negro province, Argentine, was built using terrestrial gravimetric and aeromagnetometric data by Klingner et al.

Radar imagery has seen strong growth in recent years. Sophisticated radar systems produce a variety of images, and powerful tools are available for geological information extraction. Marchionni et al. present the foundations and results of experiments aimed at analyzing the potential of radar imagery to sense lithologic variations and enhance the detection of structural and morphological features. Ríos develops a polarimetric update tool used to optimize the information extraction from images of Synthetic Aperture Radar (SAR), interferometric SAR, and polarimetric InSAR at L-band SAR (PALSAR). In addition, Ríos provides a review on Polarimetric SAR calibration and proposes schemes for ionospheric correction to the wave broadcast for the synthetic aperture radar (SAR) and polarimetric SAR interferometry

(PolInSAR). Oberreuter et al. describe a newly developed airborne bow-tie type dipole antenna, with a frequency between 20 and 50 MHz, including test results for previously inaccessible glaciers (or only measured by profiles [walking]) such as the Alfa Gaciar Olivares, Chile.

Improving satellite imagery combined with advancing processing techniques allows better monitoring of an increasingly growing number of Earth processes. Glaciers in the high mountains are key fresh-water reservoirs to support the local population and their economies. Ahumada et al. present preliminary observations on the mapping and inventory of rock glaciers and periglacial landforms in the Sierra de la Aconquija, Argentina, using satellite images of different resolutions in addition to GPS data. Using Landsat 7 Thematic Mapper (ETM+) imagery, Ariza et al. apply both supervised and unsupervised classification to extract the stratigraphic and structural aspects of the surrounding areas of the headwaters of the San Juan River and were able to interpret the existence of three sets of fracturing in a sector of the western Precordillera, Argentina. The method of photogrammetric restitution for DEM generation was implemented by Soruco et al. with the aim of verifying the mass balance of Zongo Glacier, Bolivia obtained using the glaciological and hydrological methods. This glacier has the longest continuous record of measurements of mass balance in the Intertropical Zone of South America series.

Climate research has been rapidly expanding to better understand the global warming phenomenon. Eguiarte et al. investigate data from more than 5200 daily weather climatological stations, based on the database of the National Weather Service of Mexico (1902-2011) and climate data from WorldClim - Global Climate Data (1950-2000), in order to generate the monthly climate surfaces with high spatial resolution (926 m) that make up the Digital climatic Atlas of Mexico (ACDM). Herrada et al. synthesize and effectively describe the various modes of real-time GNSS data delivery in terms of transmission protocols, data formats, communication links, message structure and content between the various versions of RTCM SC-104 (Radio Technical Commission for Maritime Services Special Committee-104).

#### **Addresses:**

##### **Dr. Charles K Toth**

Center for Mapping  
The Ohio State University  
470 Hitchcock Hall  
2070 Neil Avenue, Columbus, USA, OH 43210-1275  
Tel: 614.292.7681  
Fax: 614.292.3780  
E-mail: [toth@cfm.ohio-state.edu](mailto:toth@cfm.ohio-state.edu)

##### **Dr. María Gabriela Lenzano**

Depto. de Geomática  
IANIGLA-CCT-CONICET  
Av. Ruiz Leal s/n, Parque Gral. San Martín  
Mendoza, Argentina. CP 5500.  
Tel: 54-261-5244226  
Fax: 54-261-5244201  
E-mail: [mlenzano@mendoza-conicet.gob.ar](mailto:mlenzano@mendoza-conicet.gob.ar)

## USO DE GEOTECNOLOGIAS PARA EL MAPEO DE LA VARIACIÓN DEL ALMACENAMIENTO DE AGUA EN LA REGION PAMPEANA A PARTIR DE DATOS GRACE

### USING GEOTECHNOLOGIES FOR MAPPING WATER STORAGE CHANGES IN THE PAMPEANA REGION FROM GRACE DATA

Ayelén Pereira<sup>1</sup>, Cecilia Cornero<sup>1</sup>, Ma. Cristina Pacino<sup>1</sup>, Ana C. Oliveira Cancoro de Matos<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Área de Geodinámica- Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura- Universidad Nacional de Rosario- CONICET. Rosario, Argentina.

<sup>2</sup> Escuela Politécnica - Universidad de San Pablo- EPUSP-PTR - Laboratorio de Topografía y Geodesia, San Pablo, Brasil.

E-mail: [apereira@fceia.unr.edu.ar](mailto:apereira@fceia.unr.edu.ar)

#### RESUMEN

El campo gravitatorio terrestre no permanece constante, sino que varía en el tiempo debido a diversos factores como la redistribución de masas durante el ciclo hidrológico. La misión satelital GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), provee datos acerca de la variación temporal del campo gravitatorio terrestre con una resolución espacial de aproximadamente 400 km. Debido a la relación directa entre gravedad y masa, es posible obtener las variaciones del almacenamiento de agua a partir del espesor equivalente de agua (EWH por sus siglas en inglés: Equivalent Water Height). El objetivo de este trabajo es el análisis regional de la variación del almacenamiento de agua a partir de la representación de los cambios espaciales y temporales del EWH derivados de GRACE, para el período 2003-2010 en la cuenca del río Salado, ubicada en la Región Pampeana. Para esta representación se utilizó el software GMT (Generic Mapping Tools) de código abierto, el cual permitió simplificar y automatizar el proceso cartográfico mediante *scripts*, creando todos los mapas en una sola aplicación. Los resultados de GRACE fueron validados con datos de precipitaciones del GPCP (Global Precipitation Climatology Project), humedad del suelo del GLDAS (Global Land Data Assimilation System) y mediciones de la cota hidrométrica en la Laguna La Picasa, ubicada en la cuenca del río Salado. GRACE detectó significativas variaciones del espesor equivalente de agua en el período bajo estudio, las que pueden asociarse a precipitaciones máximas y mínimas ocurridas en la región. Las señales de EWH y cota hidrométrica presentaron un comportamiento similar y una tendencia negativa en el período 2002-2009. La correlación entre ambas señales resultó ser mayor al 75%, indicando un buen ajuste entre variables geofísicas diferentes.

**Palabras clave:** variaciones temporales de la gravedad a partir de GRACE, espesor equivalente de agua, cuenca del Río Salado, Laguna La Picasa.

#### ABSTRACT

The Earth's gravity field does not remain constant but changes over time depending on several factors such as redistribution of the masses due to hydrological cycles. The GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) satellite mission provides time-variable readings of variations in the Earth's gravity field at a spatial resolution of ~400 km. Because of the direct relationship between mass and gravity, it is possible to obtain the related changes in water storage from the Equivalent Water Height (EWH). The aim of this work is to analyze the regional changes in water storage from a representation of the spatio-temporal EWH variations obtained from GRACE solutions for the period 2003-2010 in the Salado river basin, located in the Pampeana Region of Argentina. The GMT (Generic Mapping Tools) open-source software was used for this representation, as it allows for simplification and automation of the mapping process using *scripts* to create maps all within a single application. Afterwards, GRACE results were validated by comparison with GPCP (Global Precipitation Climatology Project) rainfall data as well as GLDAS (Global Land Data Assimilation System) soil moisture and hydrometric heights of the Picasa Lagoon in the Salado River basin. This mission detected significant EWH variations in the period under study, which could be associated with maximum and minimum precipitations that occurred in the region. The EWH and hydrometric

height signals both showed a similar behavior and a negative trend within the period 2002-2009. The correlation between both signals was greater than 75%, showing a good adjustment between different geophysical variables.

**Keywords:** time-variable gravity from GRACE mission, equivalent water height, Salado River basin, La Picasa Lagoon

## INTRODUCCIÓN

El conocimiento del ciclo hidrológico constituye una herramienta fundamental para el monitoreo de inundaciones, humedad de suelo y almacenamiento de agua subterránea, entre otros. En los últimos años, los datos provenientes de sensores remotos (tales como el nivel de agua superficial a partir de altimetría satelital y el almacenamiento de agua total a partir de misiones gravimétricas espaciales), han demostrado ser muy útiles para el estudio del balance de agua a escalas de cuencas y subcuencas (Xavier et al., 2010).

En particular, la misión satelital GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) fue diseñada para mapear las variaciones temporales del campo de gravedad terrestre global con una alta precisión. A partir de sus resultados, es posible detectar cambios de masas de agua en la superficie terrestre en períodos de 30 días. Por más de 7 años, la misión GRACE contribuyó a comprender las variaciones espacio-temporales del almacenamiento de agua en el continente y, en general, contribuyó a varios estudios de geociencias (Costa et al., 2011).

De acuerdo a Tapley et al. (2004), poco después del lanzamiento de GRACE, se produjeron importantes resultados científicos acerca de la dinámica del agua.

La República Argentina, debido a su distribución geográfica (se extiende aproximadamente 3700 km de norte a sur) se caracteriza por un relieve conformado por una gran variedad de paisajes y una complejidad geológica dando lugar a una diversidad única de los sistemas fluviales (Latrubesse & Brea, 2009).

Los sistemas fluviales de Argentina se pueden clasificar en tres grandes grupos: grandes ríos tropicales, ríos torrentosos con cabeceras en zonas de montaña, y ríos de llanura con drenaje insuficiente. Este último se corresponde con áreas muy llanas con escasas pendientes, en las cuales predominan las variables verticales (infiltración, evapotranspiración) frente al escurrimiento superficial, produciéndose áreas con almacenamiento de agua superficial.

Una de las principales regiones que conforma este grupo es la Región Pampeana, localizada en el sur de las provincias de San Luis, Córdoba y Santa Fe, y la parte norte de La Pampa y noroeste de Buenos Aires. Las lagunas más importantes de esta región son: La Picasa, La Salada, del Siete y el Complejo Hinojo-Las Tunas, las cuales se localizan en la cabecera de la cuenca del río Salado de Buenos Aires (Latrubesse y Brea, 2009).

En este trabajo se realizó un análisis regional de la variación del almacenamiento de agua a partir de la representación de los cambios espaciales y temporales del espesor equivalente de agua (EWH) derivados de GRACE para el período 2003- 2010 en la cuenca del río Salado, ubicada en la Región Pampeana. Esta región hidrográfica está conformada por tres cuencas, alcanzando una extensión de aproximadamente 230000 km<sup>2</sup>.

Para validar los resultados de EWH obtenidos mediante GRACE se utilizaron datos mensuales de precipitaciones del GPCP (Global Precipitation Climatology Project) y de humedad del suelo de GLDAS (Global Land Data Assimilation System), y además se compararon las series temporales de EWH y de altura hidrométrica en la Laguna La Picasa, ubicada en la región bajo estudio.

Para la generación de los mapas temáticos se empleó el software GMT (Generic Mapping Tools) de código abierto, el cual permitió simplificar y automatizar el proceso cartográfico mediante *scripts* que permiten crear todos los mapas en una sola aplicación (Wessel y Smith, 1991, 1998).

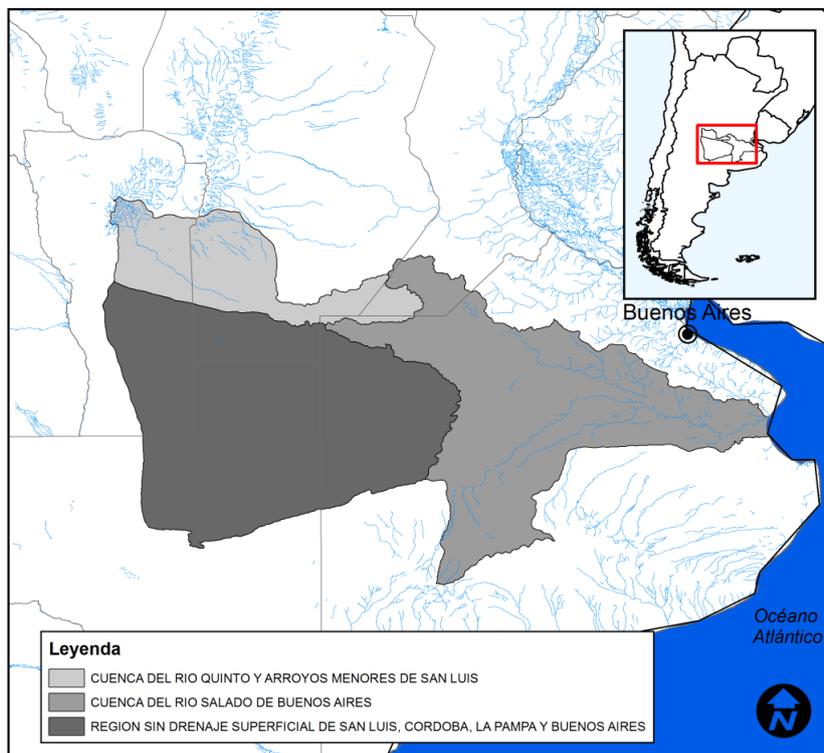
Las capacidades brindadas por el satélite GRACE complementadas con las tecnologías informáticas para la producción de mapas han permitido abordar el estudio del almacenamiento de agua en un sector de la Región Pampeana que pueden servir de base para alertar o monitorear eventos hidrológicos extremos, como así también cambios que pueden producirse en los acuíferos o aguas subterráneas.

## ÁREA DE ESTUDIO

El estudio se centró en la cuenca extendida del río Salado, ubicada entre los 33° y 38° de latitud Sur, y 57° y 66° de longitud Oeste aproximadamente. El área delimitada por esta región está conformada por las siguientes cuencas hidrográficas: Cuenca del río Quinto y arroyos menores de San Luis, Cuenca del río Salado de Buenos Aires, y Región sin drenaje superficial de San Luis, Córdoba, La Pampa y Buenos Aires (Figura 1).

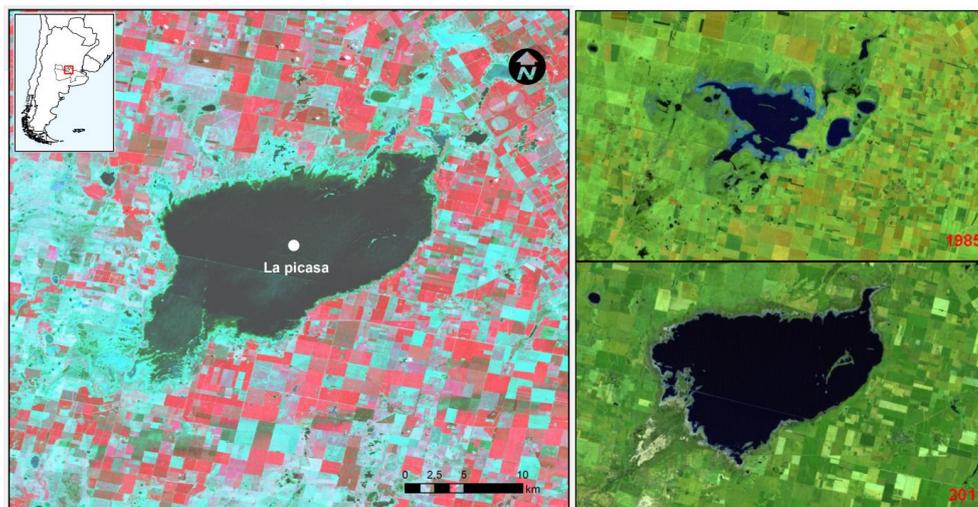
Los límites de las tres subcuencas fueron extraídos del Atlas Digital de la Sub-Secretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRHN e INA 2002). La laguna La Picasa está ubicada en la región sur de la provincia de Santa Fe, abarcando también parte de las provincias de Córdoba y Buenos Aires (Figura 2, izquierda). Su cuenca endorreica comprende 5.500 km<sup>2</sup>. Durante gran parte de la última década, las precipitaciones en algunos lugares de la cuenca superaron los 1.000 mm, en una zona con un régimen que oscilaba entre los 600 y 700 mm anuales. Por

otra parte, los cambios en el uso del suelo debidos al proceso de intensificación agrícola han contribuido a agravar el problema de las inundaciones (Rosenstein et al., 2009).



**Figura 1.** Ubicación geográfica de la región hidrográfica en estudio.  
**Figure 1.** Geographical location of the hydrographic region under study.

De acuerdo a las características morfológicas de la cuenca, la variación de la superficie de la laguna La Picasa se debe principalmente a los montos precipitados y a la capacidad de contención de la laguna antes de su rebalse. Entre los años 1997 y 2002 el nivel de la laguna ascendió notablemente, asociado a un ciclo de precipitaciones extraordinarias, comprometiendo en diverso grado las estructuras socio-económicas locales (Carballo et al., 2000). La variación a lo largo de los años del área anegada puede observarse en las imágenes LANDSAT 5 TM de la CONAE –Comisión Nacional de Actividades Espaciales-, Figura 2 (derecha).



**Figura 2.** Izquierda: ubicación de la Laguna La Picasa. Derecha: área anegada, años 1985 y 2011 (CONAE).  
**Figure 2.** Left: location of La Picasa Lagoon. Right: flooded area, years 1985 and 2011 (CONAE).

## INFORMACIÓN DISPONIBLE

### Datos GRACE

La misión satelital GRACE fue desarrollada conjuntamente por la National Aeronautics and Space Administration (NASA) y el Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt (DLR). Fue lanzada en marzo del 2002, y planificada con una duración de al menos cinco años, sin embargo, a la fecha el satélite continúa en operación.

El objetivo principal de la misma, es medir en forma precisa las variaciones temporales del campo de gravedad terrestre con un intervalo mensual. Las mayores variaciones temporales- anuales e interanuales del campo de gravedad terrestre se deben al movimiento del agua almacenada durante el ciclo hidrológico.

Debido a la relación única entre cambios en el campo de gravedad y cambios de masa en la superficie terrestre, es posible estimar el almacenamiento de agua terrestre a partir de las variaciones gravitatorias mensuales obtenidas por GRACE.

El espesor equivalente de agua o altura equivalente de agua -EWH- es una representación idealizada de las densidades de masa superficiales en términos de una capa delgada de agua. Asociando las variaciones del campo de gravedad derivado de GRACE, con cambios del espesor de la capa de agua, se asume implícitamente que la señal de gravedad observada es causada por variaciones del almacenamiento de agua (Costa et al., 2011; Matos et al., 2012; Morishita y Heki, 2008; Pacino et al., 2011; Pereira et al., 2012a; 2012b). Varios trabajos también han desarrollado la variabilidad de almacenamiento de agua, específicamente en lo que respecta a hidrología continental (Ramillien et al., 2007; Chen et al., 2005; Chambers et al., 2006; Tapley et al., 2004b; Wahr et al., 2004).

Existen varios centros de procesamiento que proporcionan las soluciones GRACE con un intervalo de 30 días: University of Texas, Centre for Space Research -CSR-, Jet Propulsion Laboratory -JPL- y GeoForschungsZentrum -GFZ-. Existe otro grupo, el Centre National d'Etudes Spatiales/Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale -CNES/GRGS- que proporciona los datos de GRACE cada 10 días.

De acuerdo a Bruinsma et al. (2010), la máxima resolución espacial de los modelos GRACE (grado y orden 50) es de 400 km en el Ecuador; pero el error de éstos aumenta a medida que la escala espacial disminuye. Por lo tanto, para estimaciones precisas del EWH, el área bajo estudio deberá ser lo más extensa posible y como mínimo de 500 x 500 km.

En este trabajo se utilizaron las grillas de EWH procesadas CNES/GRGS, las cuales son globales, provistas con un espaciado de 1° x 1° y cada 10 días. Éstas representan la variación del almacenamiento de agua con una precisión de 20 mm aproximadamente, dependiendo del tamaño del área analizada y del método de interpolación utilizado.

Las mismas se obtuvieron del sitio web (<http://grgs.obs-mip.fr/grace/variable-models-grace-lageos/grace-solutions-release-02> para el período 2003 – 2010).

### Datos de Precipitaciones Mensuales

Uno de los principales objetivos del GPCP es proporcionar datos que permitan el análisis de los patrones espaciales y temporales de la precipitación global. Para estimar las precipitaciones mensuales se utilizó una combinación de datos de estaciones pluviométricas, satélites geoestacionarios infrarrojo de órbita baja, microondas pasivas y observaciones de sondeo.

Los datos utilizados en este trabajo corresponden al modelo *Global Precipitation version 2.2*, que consta de grillas de precipitación mensual de 2.5° x 2.5°. Los mismos fueron obtenidos de la página web (<http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/rain.GPCP.2.shtml>).

### Humedad del Suelo

Se utilizaron datos de humedad del suelo obtenidos a partir del visualizador Giovanni desarrollado por la NASA, el cual puede ingresarse a través del sitio web ([http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance\\_id=GLDAS025\\_M&gsid=GLDAS025\\_M\\_190.30.141.148\\_1385561913&selectedWSID=138556217215518&app=timeseries&selectedMap=OpenLayers\\_Layer\\_WMS\\_4&hiddenResults=138556217215518](http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=GLDAS025_M&gsid=GLDAS025_M_190.30.141.148_1385561913&selectedWSID=138556217215518&app=timeseries&selectedMap=OpenLayers_Layer_WMS_4&hiddenResults=138556217215518)).

Dicha información forma parte del Sistema Integrado de Datos Terrestres Globales (GLDAS), el cual ofrece series de datos como precipitación, humedad del suelo, temperatura, etc., simuladas a través de modelos terrestres.

En este trabajo se utilizó la Versión 1 del set de datos mensuales de humedad del suelo (capa 3.40-100 cm) de 0.25° x 0.25° de resolución espacial. El mismo está definido como la cantidad de agua promedio de una capa de suelo específica debajo de la superficie para una determinada profundidad, en este caso, entre 40 y 100 cm.

## Cotas Hidrométricas de la Laguna La Picasa

La serie temporal de cotas hidrométricas en la Laguna La Picasa (Figura 3) fue provista por el Ministerio de Aguas, Servicios Públicos y Medio Ambiente de la Provincia de Santa Fe.

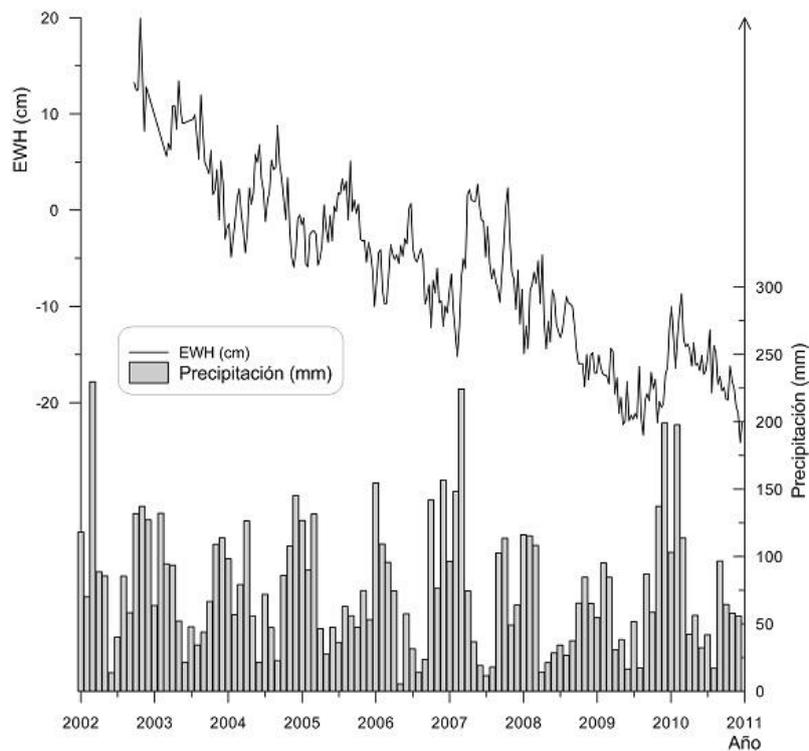


**Figura 3.** Cota hidrométrica en la laguna La Picasa, período 1998- 2009.  
**Figure 3.** Hydrometric height of La Picasa lagoon, 1998- 2009 period.

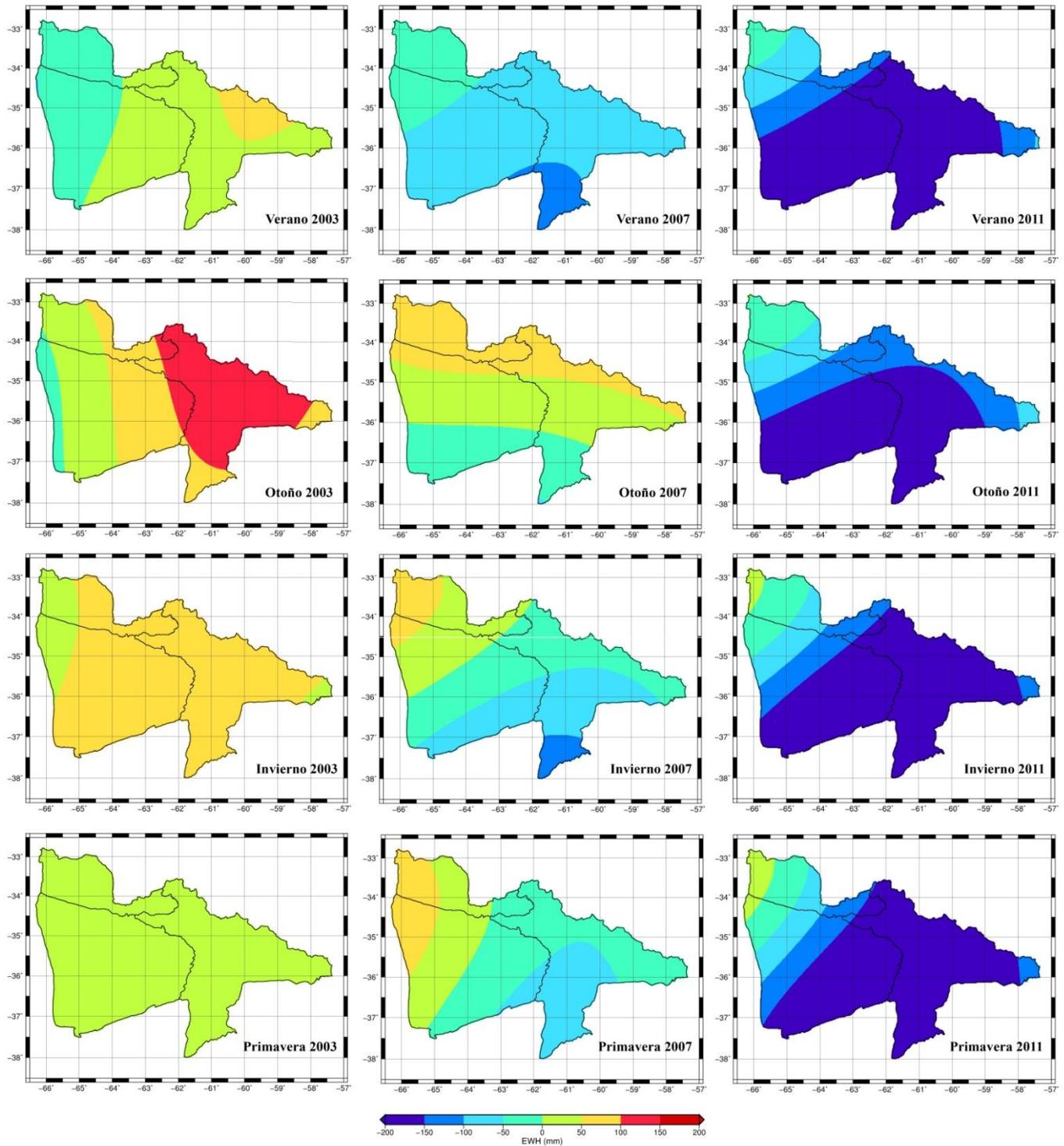
## RESULTADOS

### EWH vs Precipitación

Para obtener las variaciones más significativas del almacenamiento de agua en la región de estudio, se utilizaron las grillas de  $1^\circ \times 1^\circ$  de EWH procesadas por el centro GRGS. Luego, se obtuvieron los promedios estacionales para cada año. De acuerdo al hemisferio sur las estaciones son: Verano (Enero, Febrero, Marzo), Otoño (Abril, Mayo, Junio), Invierno (Julio, Agosto, Septiembre) y Primavera (Octubre, Noviembre y Diciembre).



**Figura 4.** Serie temporal EWH (GRGS) y precipitación (GPCC), período 2002- 2010.  
**Figure 4.** EWH time series (GRGS) and rainfall (GPCC), 2002- 2010 period.



**Figura 5.** Espesor equivalente de agua (mm) en la región de estudio para Verano, Otoño, Invierno y Primavera, años 2003, 2007 y 2010.  
**Figure 5.** Equivalent water height (mm) in the region under study for Summer, Autumn, Winter and Spring of 2003, 2007 and 2011 years.

Para generar los mapas de variación estacional del EWH se utilizó el programa GMT. En la Figura 5 se presentan los mapas de EWH sólo para los años 2003, 2007 y 2010. En el gráfico de la Figura 4 puede observarse el comportamiento cíclico anual e interanual del almacenamiento de agua en la región. Para el período 2003- 2010, se detecta que el EWH tiene una tendencia negativa y que los incrementos ocurren generalmente

durante el otoño para cada año; mientras que a partir de la primavera los valores de EWH comienzan a descender.

De acuerdo a los datos de lluvias del GPCP para la región, el máximo de precipitaciones se presenta en el año 2002 (1186 mm), y le sigue el año 2007 (958 mm). Los valores mínimos se presentan en el 2008 (717 mm).

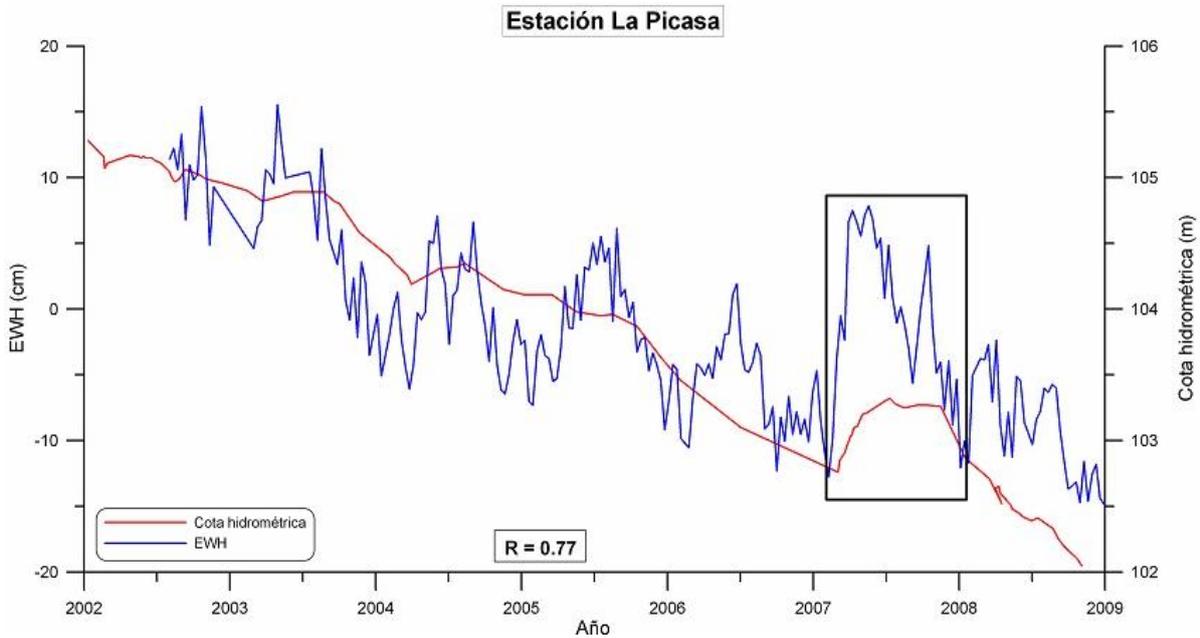
Debido a que GRACE comienza a aportar datos recién a fines del 2002, no es posible analizar este año completo. Sin embargo, en el año 2007 hubo un incremento importante del EWH, el cual puede asociarse a un año lluvioso. En cambio, los años 2008 y 2009 presentan una disminución del EWH que también pueden asociarse a dos años de menores precipitaciones.

### EWH vs Cota hidrométrica en La Picasa

Para estimar la serie temporal de la variación del almacenamiento de agua en la estación de la laguna para el período 2002-2009, se interpolaron las grillas de EWH del centro GRGS.

En la Figura 6 se comparan las series temporales de EWH y cota hidrométrica. Además, se obtuvo el coeficiente de correlación de Pearson  $R$  entre dichas series -calculado en función de la covarianza entre las variables independientes EWH y cota hidrométrica-, resultando un valor superior al 75%.

Cabe destacar que los datos de EWH y las cotas hidrométricas representan diferentes magnitudes. Mientras GRACE ve el almacenamiento de agua como una columna vertical compuesta por agua superficial, subterránea y humedad del suelo integrada en un período de tiempo (mensual o cada 10 días), la cota hidrométrica representa el nivel de agua alcanzado en la laguna y puede ser medido en forma diaria. Además, es necesario remarcar que las resoluciones con que son obtenidas ambas señales no son iguales, una es medida *in situ* y otra es una medida derivada de un sensor remoto. Por lo tanto, la correlación no se refiere a las magnitudes, sino al comportamiento de las curvas que representan ambas series.



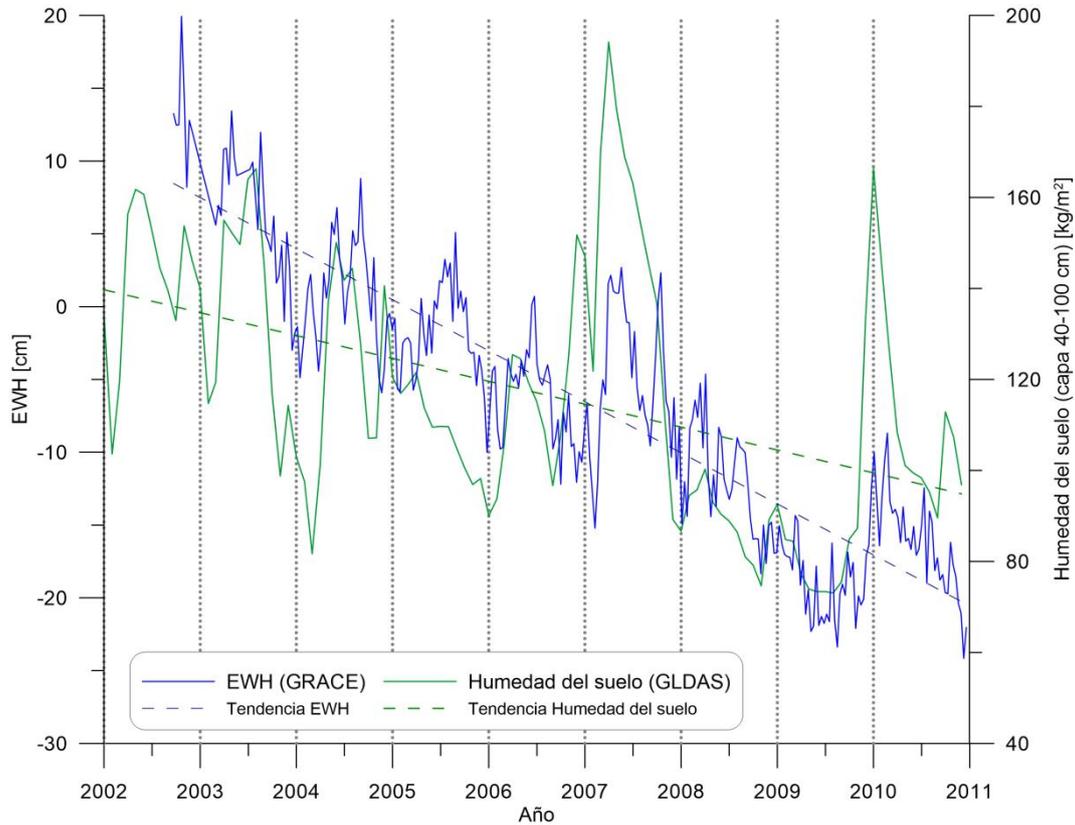
**Figura 6.** Serie temporal de EWH vs. altura hidrométrica en la laguna La Picasa.  
**Figure 6.** EWH time series vs. hydrometric height in La Picasa lagoon.

### EWH vs Humedad del suelo

En la Figura 7 se muestran las series temporales de EWH (GRACE) y de humedad del suelo (GLDAS) para el área correspondiente a la laguna La Picasa para el período 2002- 2011. Realizando un análisis cualitativo de dicha figura, se puede apreciar en general un comportamiento similar entre ambas señales, con picos coincidentes de valores máximos (invierno 2003, invierno 2004, otoño 2007, verano 2009, verano 2010) y mínimos (verano 2003, otoño 2004, verano 2006, verano 2007, verano 2008, primavera 2010).

Ambas series temporales presentan una tendencia negativa para el período analizado, siendo la de EWH la que muestra una pendiente más pronunciada respecto a la de humedad del suelo.

Es necesario volver a destacar que los datos de EWH y de humedad del suelo representan diferentes magnitudes geofísicas, con lo cual el análisis se refiere sólo al comportamiento de ambas señales.



**Figura 7.** Serie temporal de EWH vs. humedad del suelo de GLDAS en el área de la laguna La Picasa.  
**Figure 7.** EWH time series vs. soil moisture from GLDAS in La Picasa lagoon region.

### CONCLUSIONES

Las nuevas tecnologías aplicadas a la Geomática posibilitaron el estudio de la variación temporal del almacenamiento de agua asociado al comportamiento hídrico de la región de la laguna La Picasa.

De acuerdo a los mapas de EWH, se puede concluir que GRACE detectó las significativas variaciones del espesor equivalente de agua en el período bajo estudio para la Región Pampeana (Figura 4).

Las mayores variaciones del EWH pueden asociarse a precipitaciones máximas y mínimas ocurridas en la región en el año 2007 y los años 2008 y 2009 respectivamente (Figura 5). La disminución progresiva del EWH detectada en dicha zona puede relacionarse con una significativa reducción de la cantidad de precipitación en los últimos años, con un largo período de sequía y además con una disminución en la evapotranspiración y recarga de agua subterránea (esto último estrechamente conectado a la topografía plana de la región).

Las señales de EWH y cota hidrométrica para la laguna La Picasa presentaron un comportamiento similar y una tendencia negativa en el período 2002- 2009 (Figura 6). La correlación entre ambas señales resultó mayor al 75%, indicando un buen ajuste entre variables geofísicas diferentes.

De acuerdo al análisis de las series temporales de EWH y humedad del suelo para el área de la Laguna La Picasa (Figura 7) surge también la mencionada tendencia negativa, pero en este caso desde el 2002 al 2010 inclusive. Asimismo, ambas señales presentaron picos de valores máximos y mínimos coincidentes en dicho período, con lo cual se puede concluir que la humedad del suelo provista por el modelo GLDAS se aproxima a la variación del EWH derivado de GRACE.

Finalmente, los resultados obtenidos en este estudio pretenden contribuir a un mejor monitoreo y comprensión del ciclo del agua de la región de la laguna La Picasa, y demostrar la importancia de la utilización de datos de misiones satelitales actuales, como GRACE.

**Agradecimientos.** Los autores desean expresar sus agradecimientos al Sr. Daniel Alonso Bouhid del Ministerio de Aguas, S.P. y M.A. de la Provincia de Santa Fe por la información brindada sobre la Laguna La Picasa. Este trabajo fue parcialmente financiado por CONICET.

## REFERENCIAS

- Bruinsma, S., Lemoine, J.M., Biancale, R., Valès N., (2010). CNES/GRGS 10-day gravity field models (release 2) and their evaluation. *Advances in Space Research*, 45 (4): 587-601. doi: 10.1016/j.asr.2009.10.012.
- Carballo, S., Rebella, C., Hartmann, T., (2000). Evolución de los procesos de anegamiento en el área de la laguna "La Picasa" para el periodo 1970-2000. Instituto de Clima y Agua - INTA, Enero 2000.
- Chambers, D.P., (2006). Evaluation of new GRACE time-variable gravity data over the ocean. *Geophysical Research Letters*, 33, L17603. doi:10.1029/2006GL027296.
- Chen, J.L., Wilson C.R., Famiglietti J.S., Rodell M., (2005). Spatial sensitivity of GRACE time-variable gravity observations. *Journal of Geophysical Research*, 110, B08408. doi:10.1029/2004JB003536.
- Costa, S.M.A., Matos, A.C.O.C., Blitzkow, D., (2011). Validation of the land water storage from gravity recovery and climate experiment (GRACE) with gauge data in the amazon basin. *Boletim de Ciências Geodésicas*, 18 (2): 262-281. doi:10.1590/S1982-21702012000200006.
- Latrubesse, E., y Brea, D., (2009). Floods in Argentina. *Developments in Earth Surface Processes*, 13 (1900): 333-349. doi:10.1016/S0928-2025(08)10016-5.
- Matos, A.C.O.C., Blitzkow, D., Almeida, F.G.V., Costa, S.M.A., Campos, I.O., Barbosa, A.C., (2012). Analysis of water level variations in Brazilian basins using GRACE. *Journal of Geodetic Science*, 2: 76 - 87. doi: 10.2478/v10156-011-0034-7.
- Morishita, Y., y Heki, K., (2008). Characteristic precipitation patterns of El Niño/La Niña in time-variable gravity fields by GRACE. *Earth and Planetary Science Letters*, 272 (3-4): 677-682. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.003.
- Pacino, M.C., Pereira, A., Cotlier, C., (2011). Utilización de datos gravimétricos GRACE e imágenes NOAA en un análisis multitemporal de la masa hídrica de la cuenca del río Paraná (Argentina). *Revista Geoacta de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*, 36: 211-228. ISSN 1852-7744.
- Pereira, A., Miranda, S., Pacino, M.C., Forsberg, R., (2012a). Water storage changes from GRACE data in the La Plata Basin. *IAG Series: Geodesy for Planet Earth*, 136 (3): 613-618. ISBN 978-3-642-20338-1, doi: 10.1007/978-3-642-20338-1\_75, ISSN 0939-9585, Springer-Verlag Berlin Heidelberg Ed.
- Pereira, A., Pacino, M.C., (2012b). Annual and seasonal water storage changes detected from GRACE data in the La Plata Basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 212-213: 88-99. ISSN 0031-9201, Ed. Elsevier.
- Ramillien, G., Frappart F., Cazenave A, Güntner A., (2007). Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 283-301.
- Rosenstein, S., Montico, S., Bonel, B., Rosenstein, C., (2009). El caso de las inundaciones en la laguna La Picasa: ¿Una oportunidad para la construcción de una representación colectiva del "desastre ambiental"? *Revista de investigaciones de la Facultad de Ciencias Agrarias*. N°VX. <http://www.fcagr.unr.edu.ar/Investigacion/revista/rev15/1.htm>
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN), 2012. Servicios climáticos. Disponible en <<http://www.smn.gov.ar/serviciosclimaticos/?mod=hidro&id=5>> (último acceso Noviembre 2012).
- Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRHN) e Instituto Nacional del Agua (INA) (2002). Atlas digital de los Recursos Hídricos Superficiales de la República Argentina [Digital Atlas of the Hydrologic Surface Resources of Argentina]. SRHN and INA, Buenos Aires, Argentina, disponible en CD-Rom.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J.C., Thompson, P.F., Watkins, M.M., (2004). GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science (New York, N.Y.)*, 305 (5683): 503-5. doi:10.1126/science.1099192.
- Tapley B., Bettadpur S., Watkins M., Reigber C., (2004b). The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31: L09607. doi:10.1029/2004GL019920.
- Wahr, J., Swenson S., Zlotnicki V., Velicogna I., (2004). Time-variable gravity from GRACE: First results. *Geophysical Research Letter*, 31: L11501. doi:10.1029/2004GL019779.
- Wessel, P. y Smith W.H.F., (1991). Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, 72, 441p.
- Wessel, P. y Smith W.H.F., (1998). New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579p.
- Xavier, L., Becker, M., Cazenave, A., Longuevergne, L., Llovel, W., Filho, O.C.R., (2010). Interannual variability in water storage over 2003–2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data. *Remote Sensing of Environment*, 114 (8): 1629-1637. Elsevier Inc. doi:10.1016/j.rse.2010.02.005

Recibido: 15-6-2013  
Aceptado: 3-1-2014

## INTERPRETACIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS DE LA PAYENIA APLICANDO EL MÉTODO POTENCIAL GRAVIMÉTRICO

### INTERPRETATION OF MAJOR STRUCTURES OF PAYENIA APPLYING THE GRAVIMETRIC POTENTIAL METHOD

Sheila Anci<sup>1</sup>, Francisco Ruiz<sup>1</sup>, Federico Lince Klinger<sup>1</sup>, Flavia Leiva<sup>1</sup>, Marcos Sanchez<sup>1</sup>, Orlando Álvarez<sup>1</sup>, Héctor García<sup>1</sup> y Gemma Acosta<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. S. Volponi" – FCFN - Universidad Nacional de San Juan y CONICET.  
San Juan, Argentina.

E-mail: [sheilaanciaraniti@gmail.com](mailto:sheilaanciaraniti@gmail.com)

#### RESUMEN

Por medio de la aplicación de los métodos potenciales se pudieron caracterizar los depocentros andinos del borde noroeste de la Cuenca Neuquina, situados en la provincia geológica de Payenia, facilitando el estudio de estructuras emplazadas a nivel cortical. Para ello se efectuaron mediciones gravimétricas apoyadas con diferencial GPS en modo posproceso para obtener las coordenadas de las estaciones (DGPS-700 estaciones), se recopilieron y controlaron más de 10000 valores de gravedad provenientes de distintas campañas relevados durante las últimas tres décadas, que forman parte de la base de datos del Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV). Se construyeron mapas gravimétricos que luego fueron filtrados con el objetivo de estudiar las fuentes ubicadas en la corteza superior. Consecuentemente se preparó un modelo en 3D obtenido por inversión gravimétrica, integrando información geológica y geofísica disponible. El modelo 3D del espesor sedimentario tiene en cuenta variaciones laterales y verticales de la densidad obtenidas de afloramientos y de pozos de exploración de hidrocarburos. Esto permitió identificar altos y bajos estructurales estudiados en 2D por otros autores e identificar una subcuenca, no reportada hasta el presente, en el borde este de la faja plegada y corrida de Malargüe y que se acuña con los afloramientos del basamento cristalino del Bloque de San Rafael.

**Palabras Clave:** exploración hidrocarburífera, modelo gravimétrico 3D, espesores.

#### ABSTRACT

The Andean depocenters in the northwestern border of the Neuquén basin, in the geologic province of Payenia, were characterized by means of the analyzed methods to support hydrocarbon exploration in the area. These techniques allowed studying the upper crust structures to perform oil exploration. Gravity measurements were effected and supported with GDPS (700 stations). More than 10,000 gravity values, which were provided from several campaigns over the last three decades and which constitute the database of the Geophysics and Seismological Institute "Volponi", were also used and checked. Bouguer gravity anomalies were mapped and filtered to study the upper crust sources. We made a 3D model (by gravity inversion) integrating geological and geophysical data that emphasized the resolution of the structures placed in this area. The 3D model of the sedimentary thickness takes into account lateral and vertical density variations obtained from local wells. This model allowed identification in 2D of high and low structures studied by other authors as well as a sub-basin, not reported up to now, found on the eastern edge of the fold and thrust belt of Malargüe that is wedged into a raised basement block belonging to the San Rafael block.

**Keywords:** oil exploration, 3D inversion gravimetric models, thickness.

#### INTRODUCCIÓN

La zona en estudio abarca el sur de la provincia de Mendoza y se extiende hasta el noroeste de la provincia de Neuquén entre los paralelos 35° S y 37° S y los meridianos 68° O y 70° O (Figura 1). En la región se encuentran diferenciados tres ambientes morfo-estructurales: Cuenca Neuquina, Cordillera Principal y Payenia. Aquí se

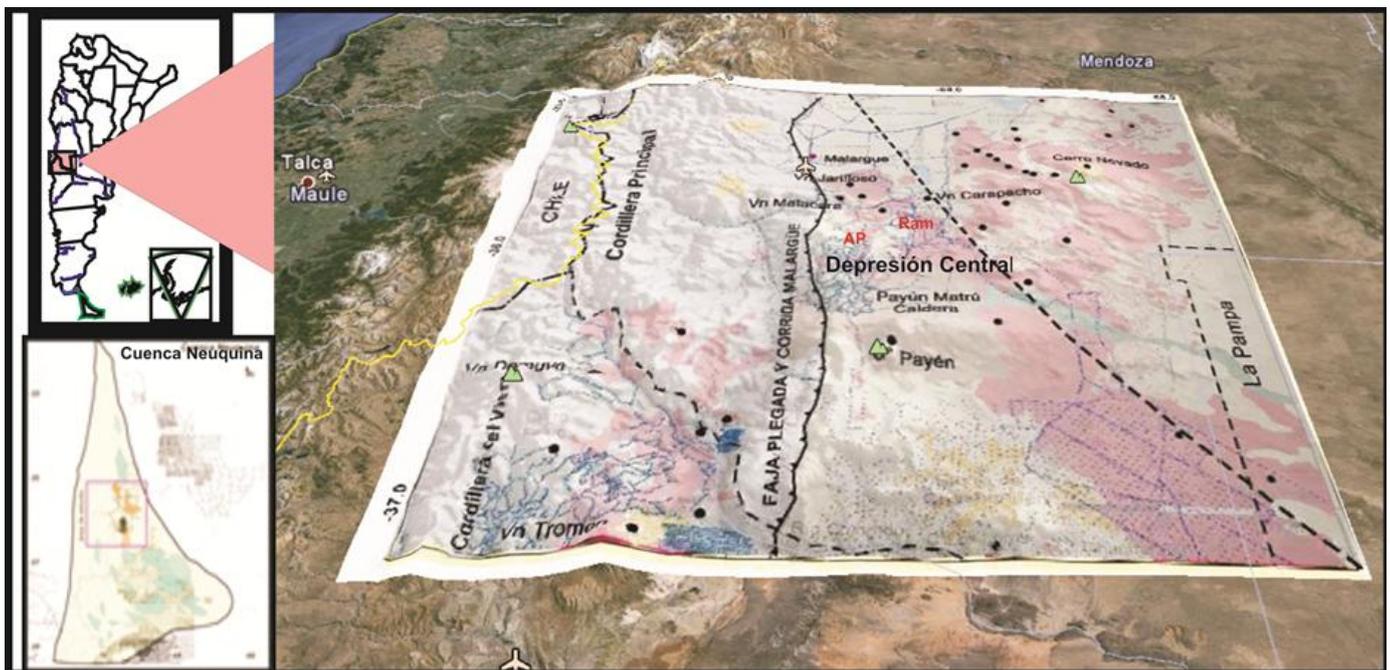
abordaron los depocentros septentrionales del sector andino de la Cuenca Neuquina, con buena cobertura de datos.

La cuenca Neuquina es una cuenca extensional de tras-arco formada en el borde occidental de Gondwana (Ramos, 1988). Cubre una región de 115000 km<sup>2</sup>, hasta alcanzar espesores totales de 7 km. Esta pila sedimentaria es el registro de cuencas marinas y continentales desarrolladas detrás del margen pacífico de la Placa Sudamericana. El proceso de acumulación se inició promediando el período Triásico, en una serie de fosas de tipo rift (Legarreta y Uliana, 1996). La extensión se prolongó hasta el Jurásico pero se observó una reactivación importante en el Triásico Superior - Jurásico Inferior (Fernandez Seveso et al., 1996; Barredo et al., 2008).

El basamento de la cuenca está integrado, en líneas generales, por plutonitas y volcanitas del Pérmico superior-Triásico inferior del Grupo Choiyoi. En planta la cuenca posee geometría triangular (Figura 1) y se la puede dividir en dos sectores: el sector andino ubicado al oeste (objeto de este trabajo) y afectado por la deformación cretácico-cenozoica y el sector del engolfamiento, ubicado al este del anterior.

La estructura de la cordillera andina en este sector es compleja, dada las imbricaciones en que interviene el basamento Permo-Triásico y el control estructural del fallamiento extensional previo. El este de la región abarca la subcuenca de Palauco, que se extiende hacia el oriente hasta los afloramientos de basamento del bloque de San Rafael. Donde se desarrollan una serie de estructuras en el basamento, de menor relieve y resueltas en niveles sedimentarios del Terciario, generando los anticlinales Cerro Fortunoso y Rincón Amarillo, representando el frente de deformación expuesto (Kozlowski et al. 1993, Silvestro-Atencio 2009). Los mayores espesores de la cuenca se preservan en la sierra de Palauco, con valores del orden de los 2000 m.

Esta comarca presenta una serie de volcanes pleistocenos en los que se destacan los grandes estratovolcanes cuaternarios. Este segmento andino corresponde a una subducción normal, con la zona de Benioff que inclina unos 30° por debajo del antepaís, que constituye la provincia basáltica de Payenia (Ramos, 1988). Representa una típica asociación de retroarco con dos picos de actividad, el más antiguo es mayormente mioceno (26 a 8 Ma) y el más joven es Plioceno - Holoceno (<5 Ma). Su mayor desarrollo areal se encuentra en una faja N-S, deprimida, situada al pie de los Andes, denominada depresión central (Llambías et al., 2010). Corresponde mayoritariamente a extensas coladas basálticas, que cubren los depocentros enmascarando las estructuras geológicas de interés prospectivo.



**Figura 1.** Mapa de ubicación de la zona de estudio (imagen satelital). Modelo digital del terreno (SRTM 90 m) superpuesto al mapa geológico que muestra los principales centros volcánicos y coladas basálticas de la Provincia volcánica de Payenia (modificado de Víctor Ramos y Andrés Folguera, 2010). En azul ubicación de datos gravi-magnetométricos. En rojo AP: anticlinal de Palauco; Ram: Rincón Amarillo.

**Figure 1.** Location Map of the study area (satellite image), in the lower left: Neuquén Basin, the purple box show the study area and the orange polygons the depocenters. Digital Terrain Model (SRTM 90 m) superimposed on the geological map showing the main volcanic basalt flows of volcanic Province Payenia (modified from Víctor Ramos and Andrés Folguera, 2010). In Blue, location gravitational magnetometric data. In Red, AP: anticlinal de Palauco; Ram: Rincón Amarillo.

Las mediciones precisas de gravedad y su posterior interpretación permitieron identificar, mínimos gravimétricos asociados con depocentros y a las estructuras que los limitan como altos estructurales. El basamento antiguo fallado se encuentra tapado por sedimentos y coladas basáltica y los corrimientos modernos han sobrepuesto sobre él, el estilo compresivo andino actual. No obstante ese basamento controla, según nuestra interpretación, tanto los centros efusivos (zonas de debilidad para el ascenso de materiales magmáticos) como los depocentros sedimentarios presentes, con profundidades máximas de entre 2 y 6 Km.

En el presente trabajo se realizaron modelos por inversión gravimétrica de manera de cuantificar la relación que existe entre la señal gravimétrica y las estructuras subsuperficiales. La señal gravimétrica coincide en buena medida con el esquema propuesto por Silvestro y Atencio (2009) que involucra contraposición de estilos estructurales de deformación de piel fina (hacia el oeste) y de piel gruesa hacia el este del anticlinal de Palauco. En el límite con el Bloque de San Rafael el modelo gravimétrico resuelve un depocentro no reportado hasta el presente que denominamos *La Regalada* (Figura 3).

## DATOS Y MÉTODOS

Durante el año 2012, se realizaron campañas de mediciones gravi-magnetométricas a fin de obtener datos que permitan estudiar las estructuras de la corteza superior en la zona de estudio. Estas mediciones completaron una base de datos de 2500 estaciones de gravedad y magnéticas de campo total, georreferenciadas a partir de mediciones GPS de doble frecuencia en modo diferencial en pos-proceso. Para el estudio del campo gravitatorio regional se incorporaron más de 15000 puntos de gravedad de la base de datos del Instituto Geofísico Sismológico (IGSV) de la Universidad Nacional de San Juan (Figura 1).

Los valores de cada estación gravimétrica se refirieron al sistema IGSN 1971, vinculando las mediciones con el Nodal 96 (Malargüe) del Instituto Geográfico Nacional (Ex IGM).

En las mediciones se emplearon dos gravímetros relativos automáticos marca Scintrex Autograv, modelos CG-5 y CG-3. Con resoluciones de 0.001 mGal y 0.005 mGal, respectivamente. Para asegurar la precisión del instrumento ( $gn = \pm 0,020$  mGal) en las campañas, se realizaron controles de deriva instrumental y controles de calibración (Ruiz et al. 2008). El control de deriva se efectuó por el método del rulo (Introcaso 1997) con cierres que no superaron los  $\pm 0.050$  mGal en ida y vuelta para ambos aparatos, con arranque y cierre en las bases de control y en los cruces de líneas. Con, al menos, la repetición de una estación a media jornada. La calibración de los gravímetros se realizó vinculando el punto fijo de gravedad del IGSV (San Juan), perteneciente a la red de primer orden del IGM con el Nodal 96, obteniendo una diferencia entre ambos equipos de solo 0.028 mGal para una diferencia de 182.125 mGal.

## Procesamiento

Las mediciones de gravedad realizadas sobre la superficie topográfica contienen la contribución de la rotación terrestre, altitud y configuración de las masas existentes. Estos valores representan al campo gravitatorio actuante en cada punto estación, pero para cumplir con el objetivo de la prospección geofísica, es necesario comparar dicho campo con uno normal, del tal forma que de la comparación surjan las anomalías de gravedad que representan la respuesta de gravedad de las estructuras del subsuelo.

Las anomalías de gravedad se calcularon en base a las clásicas expresiones (Introcaso 1997):

$$AAL(mGal) = g_{obs} - (\gamma - CAL) \quad (1)$$

$$AB(mGal) = g_{obs} - (\gamma - CAL + CB) \quad (2)$$

$$AB_{completa} (mGal) = g_{obs} - (\gamma - CAL + CB) + CT \quad (3)$$

Dónde:

AAL: Anomalía de Aire Libre.

AB: Anomalía de Bouguer.

$g_{obs}$ : Gravedad observada.

$\gamma$ : Gravedad Normal a la latitud de la estación.

CAL: Reducción de Aire Libre.

CB: Reducción de Bouguer.

CT: Corrección topográfica.

Para la reducción de Aire Libre se adoptó la expresión propuesta por Heiskanen y Moritz (1967), al asimilar la tierra a un elipsoide:

$$CAL = (0.308555 + 0.00022 \cos 2\phi)h - 0.072(h/1000)^2. \quad (4)$$

Dónde: h: cota en metros  
φ: la latitud de observación.

En tanto que para la reducción de Bouguer se asumió una densidad convencional de:

$$2.67 \text{ g/cm}^3; CB = 0.1119 h \quad (5)$$

Dónde: h: es la altura sobre el nivel medio del mar expresado en metros.

Para la gravedad teórica o normal, se utilizó la expresión para el elipsoide Internacional de 1967 (GRS67):

$$\gamma(1967)=9780318(1+0.0053024\text{sen}^2\phi-0.0000058\text{sen}^22\phi) \quad (6)$$

Se efectuó una corrección topográfica a las anomalías de Bouguer. Para ello se usó el modelo digital del terreno SRTM90 (Farr et al., 2007). El cómputo se efectuó a través de módulo Terrain Corrections del sistema Oasis Montaj (www.Geosoft.com) implementado por Phillips (2007). Para el cómputo de la corrección topográfica el programa utiliza los métodos desarrollados por Nagy (1966) y Kane (1962).

La carta de ABct (Figura 2a) se obtuvo combinando los datos regionales con baja resolución en zonas de la Cordillera Principal con valores obtenidos por técnicas de predicción mediante regresiones estadísticas AB versus H donde no existen datos medidos (Ruiz e Introcaso, 1999), los datos predichos fueron grillados cada 10 Km para obtener la carta final desde la base de datos regional en la región comprendida por las longitudes 72° O a 66° O y las latitudes 33° S a 40° S.

### **Obtención del efecto gravitatorio de la corteza superior**

En este estudio, el objetivo es separar e identificar los efectos relacionados con las estructuras de la corteza superior (Anomalías residuales). Si se cuenta con un mapa de anomalías regionales apropiado, las anomalías residuales pueden determinarse a partir de la diferencia entre las ABct y esta regional.

Para ello se utilizaron combinaciones de métodos analíticos de filtrado: prolongación de campos, filtros espectrales interactivos para separar los efectos desde las tendencias estadísticas observadas en el espectro radial complejo de la señal observada (Nabighian et al., 2005) y Filtros Isostáticos (Cordell et al. 1991; Ruiz et al. 2011a). Todos ellos en 3D.

El cálculo de la regional gravimétrica se hizo sobre las anomalías de Bouguer con corrección topográfica (ABct), grillada con espaciamiento entre nodos de 5 km (Figura 2a).

Las anomalías gravimétricas generadas por estructuras geológicas ubicadas en la corteza superior están contaminadas por fuentes más profundas, la señal de la raíz cortical andina es, en nuestra zona de estudio, la anomalía de mayor amplitud. La regional producida por la raíz compensadora, en una hipótesis de compensación isostática realista resultó ser el filtro, conjuntamente con el filtro interactivo por Prolongación Ascendente, más consistente. Dichos filtros arrojaron resultados coincidentes en amplitud y morfología para el análisis cuali-cuantitativo de las estructuras subsuperficiales de la región de interés y que son objeto de estudios en lo que respecta a la exploración de hidrocarburos.

### **Anomalía Residual Descompensada**

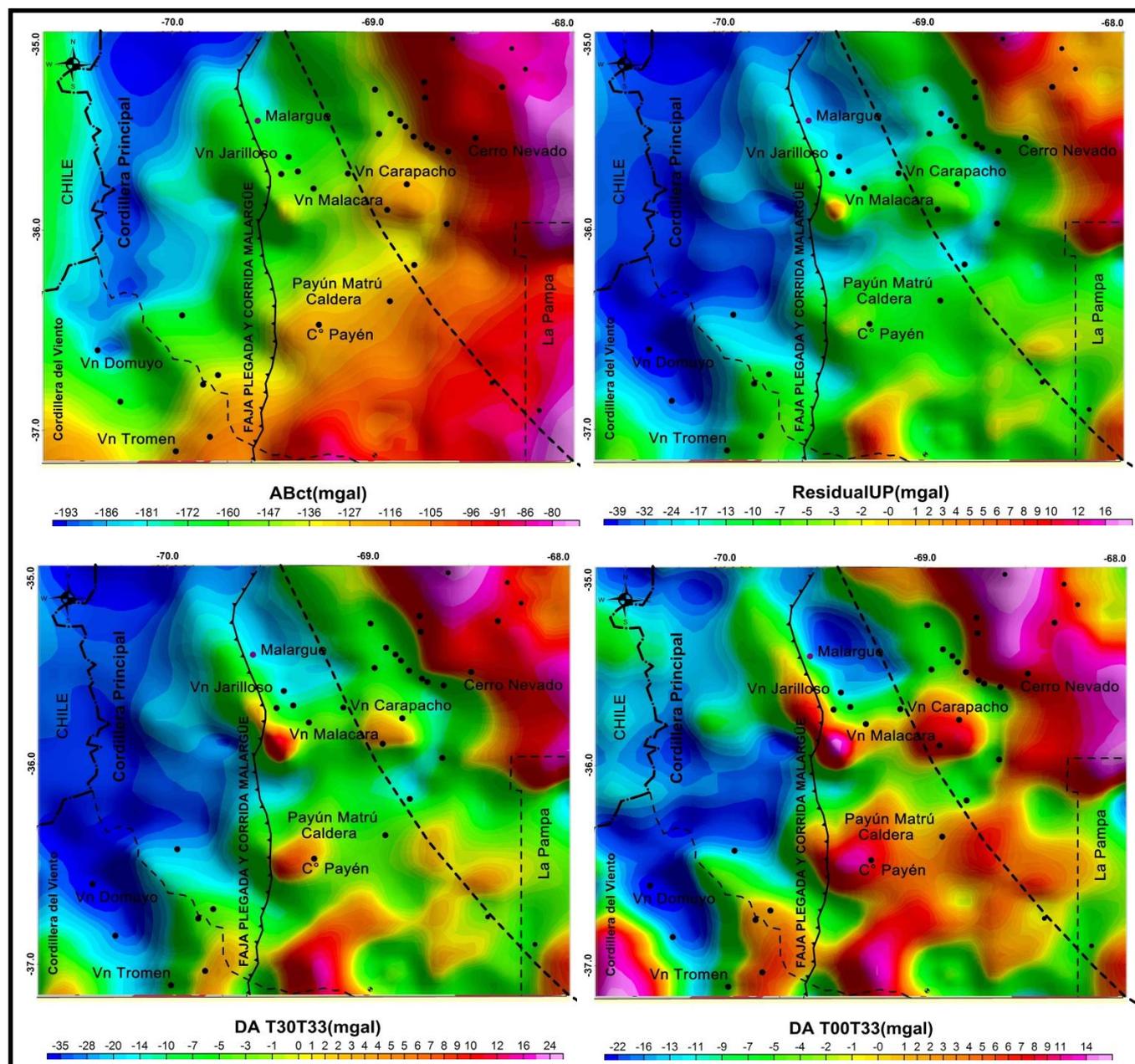
La corrección por descompensación (Cordell et al., 1991) se calculó desde la prolongación ascendente a 25 km de la anomalía isostática (UP25KM [AI]), teniendo presente que las anomalías contenidas en el campo prolongado a una altura adecuada deben tener origen en corteza inferior-manto superior, esta anomalía regional es substraída de la anomalía isostática (AI) para producir la anomalía isostática de descompensada (DA).

$$DA = AI - UP_{35\text{km}} \quad (7)$$

Para ello se generaron mapas de anomalías isostáticas obtenidas desde dos sistemas de compensación hidrostática: a) asumiendo la hipótesis de compensación local de Airy-Heiskanen; b) un modelo de compensación regional (flexural) – Vening Meinesz calculado para un espesor elástico  $T_e = 40 \text{ Km}$  (Tassara et al. 2007). DA se calculó por ambas hipótesis empleando la expresión (7). Las residuales obtenidas se muestran en las Figuras 2c y 2d, respectivamente.

## Filtro Interactivo por Prolongación Ascendente

La continuación analítica ascendente consiste en calcular el campo potencial a una altura  $h$  constante sobre la superficie de medición (Dean, 1958; Introcaso, 1997). Es en realidad una transformación del campo potencial medido sobre una superficie, al campo que sería medido sobre otra superficie ubicada a una altura mayor sobre la fuente.



**Figura 2.** a). Anomalía de Bouguer aplicada la corrección topográfica. b). Mapa de AB residual obtenida por el método de prolongación ascendente  $H=25$  Km. c). Residual isostática descompensada obtenida a partir de suponer un modelo de compensación regional para un  $T_e=40$  Km. d). Residual isostática descompensada obtenida a partir del cálculo para un  $T_e=0$  (o Modelo de Airy). Los puntos negros indican los principales centros efusivos y conos volcánicos de la zona de estudio.

**Figure 2.** a). Bouguer anomaly with topographic correction. b). Residual AB map obtained by the upward prolongation method  $H = 25$  Km. c). Residual isostatic decompensated obtained from assuming regional compensation model for  $T_e=40$  km. d). Residual isostatic decompensated obtained from the calculation for  $T_e=0$  (or Airy pattern). Black dots indicate the main effusive and volcanic cones in the area of study.

Esta transformación atenúa las anomalías de corta longitud de onda, es decir suaviza o elimina el efecto de cuerpos superficiales o de corta longitud de onda.

La altura de prolongación (25 km) se obtuvo de la pendiente del espectro radial de potencias de las ABct que separa las fuentes más profundas (en los números de onda menores  $0-0.005 \text{ m}^{-1}$ ) de las fuentes de la corteza media y superior.

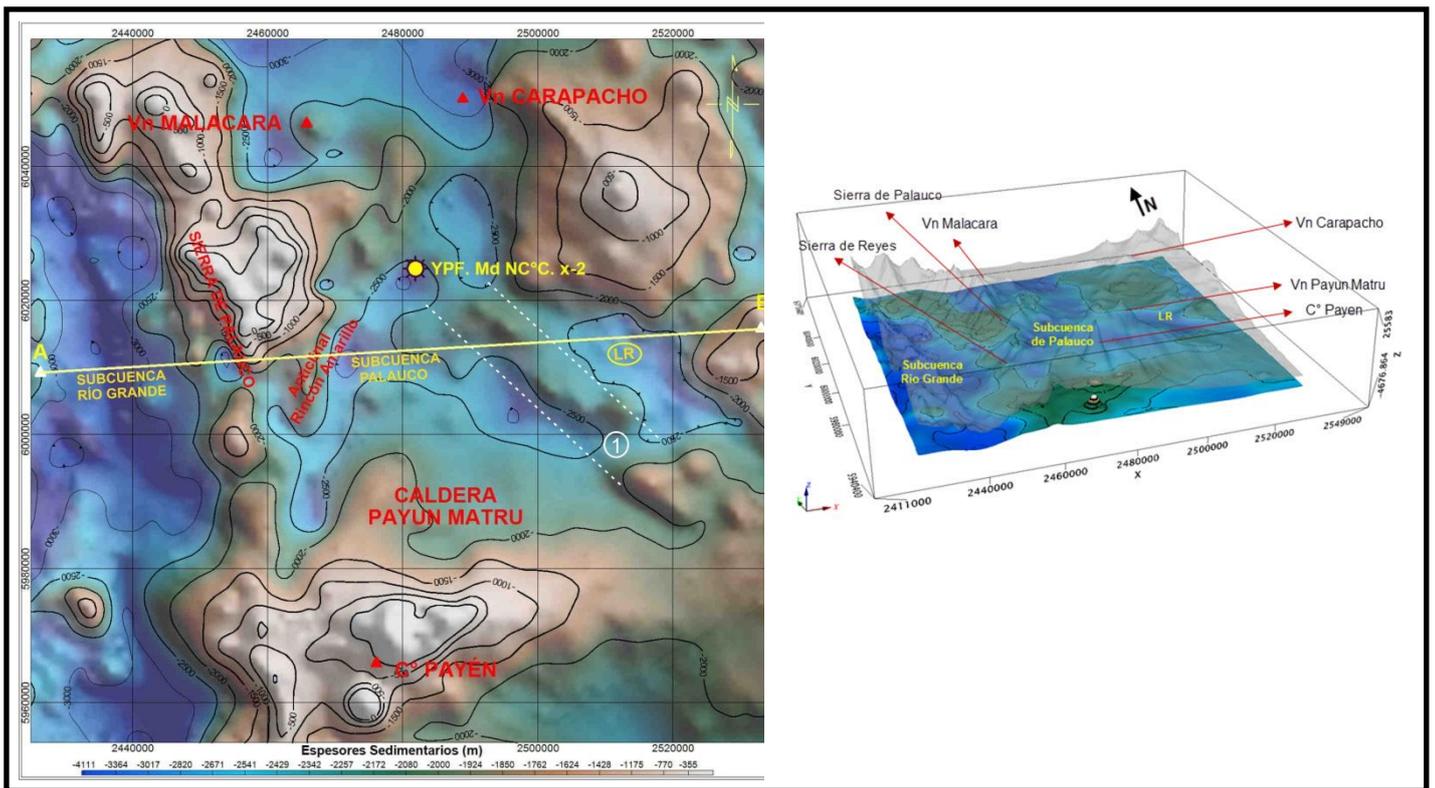
La carta de anomalías residuales obtenidas descontando a las ABct la regional resultante de la prolongación ascendente a 25 km de altura (Figura 2b) presenta una excelente correlación tanto en morfología como en amplitud con la DA para  $T_e 40 \text{ km}$ .

Los resultados obtenidos por ambos métodos permiten distinguir con claridad los efectos gravimétricos de los cuerpos emplazados en corteza superior. Las características geológicas se encuentran muy bien resaltadas en ambos mapas, especialmente los altos gravimétricos generados por los grandes aparatos volcánicos de la zona de estudio. Puede observarse la presencia de fajas de altos gravimétricos, asociados posiblemente, con cámaras magmáticas o con altos de basamento, relacionadas con los principales centros volcánicos de la región con marcada alineación NNO. Queda evidenciada una segmentación en bloques de dirección meridional a ambos lados de la Faja Plegada y corrida de Malargüe representados por bajos gravimétricos (depocentros) separados por altos con dirección E-O.

## MODELADO

### Modelado por inversión

Para evaluar cuantitativamente las ondulaciones del basamento en la región con mejor cobertura de datos gravimétricos se calculó un modelo por inversión gravimétrica 3D por el método de Parker (1972) con las mejoras de Caratori et al. (2007), implementadas por Phillips et al. (2007) en el programa GMSYS 3D que utiliza algoritmos de ajuste iterativo.



**Figura 3.** Mapa del modelo por inversión 3D del basamento. En la parte superior con línea de color amarillo se individualiza el perfil donde se realizara un modelo de detalle. Con amarillo se ubica el pozo considerado al calcular la densidad. (1) alto de basamento delimitado por líneas de trazo de color blanco. LR depocentro La Regalada. En la parte inferior se muestra la topografía (exagerada) superpuesta al mapa de basamento, se puede observar la rugosidad de la topografía del lugar.

**Figure 3.** Map of model by 3D inversion of basement. In the top with yellow line is individualized the profile where will conduct a detailed model. With yellow color be stands of the well considered when calculating the density. (1) basement bounded by dashed lines in white. LR La Regalada depocenter. At the bottom shows the topography (exaggerated) superimposed at the basement map, you can see the roughness of the topography.

Se preparó un modelo de inversión de tres capas: topografía con densidad lateral variable, sedimentos con densidad vertical variable y basamento con densidad fija.

Para la topografía se construyó una grilla con variación lateral de densidades, que varían entre  $2.1 \text{ g/cm}^3$  para sedimentos modernos,  $2.3 \text{ g/cm}^3$  a  $2.5 \text{ g/cm}^3$  para sedimentos mesozoicos y  $2.7 \text{ g/cm}^3$  para afloramientos del basamento cristalino. Las densidades consideradas fueron obtenidas de perfiles de un pozo de exploración con *density log* en el centro del área en estudio y densidades medias típicas para afloramientos digitalizados de mapas geológicos (Giambiagi et al., 2009; Ramos y Folguera 2010), imágenes satelitales y modelos digitales del terreno.

Las densidades empleadas en el modelado del espesor sedimentario con densidad vertical variable fueron obtenidas a partir del registro arrojado por el pozo de exploración petrolera YPF.Md NC°C.x-2 Cerritos Colorados con coordenadas (X= 6025400; Y= 2481400), localizado en Rincón amarillo (Figura 3). Se efectuaron ajustes con regresiones matemáticas por tramos y considerando el registro del caliper se calcularon los promedios ponderados de los distintos tramos. El basamento fue modelado utilizando una densidad de  $2.7 \text{ g/cm}^3$ .

El modelo de inversión se calculó basado en cuatro superficies: a) plano de observación a 3610 m de altitud (fijo); b) superficie topográfica (fija) modelada con densidad lateral variable hasta la cota del pozo 1125 m; c) Superficie del basamento, modelada con densidad vertical variable desde los datos *density log*; d) fin de corteza superior en un plano a 15 km con densidad de  $2.7 \text{ g/cm}^3$ . El basamento técnico se modeló por proceso iterativo hasta ajustar la respuesta gravimétrica del modelo a las anomalías residuales de Bouguer, con profundidades de restricción dadas por el pozo e interpretaciones de líneas sísmicas 2D en el oeste de la zona de estudio (Silvestro y Atencio, 2009).

## RESULTADOS Y DISCUSIONES

Las anomalías residuales isostáticas descompensadas para el caso de una corteza con espesor elástico  $T_e=40 \text{ km}$  (Figura 2d), arrojaron resultados similares a los obtenidos por el filtrado interactivo por prolongación ascendente (Figura 2b). La interpretación cualitativa permite identificar la presencia de fajas de altos gravimétricos asociados, posiblemente, con cámaras magmáticas o con altos de basamento relacionados con los principales centros volcánicos de la región de Payenia. Queda en evidenciada una segmentación en bloques de la Faja Plegada y corrida de Malargüe que señala bajos gravimétricos asociados con depocentros separados unos de los otros por altos gravimétricos (altos de basamento).

Comparando la Figura 2d con la carta residual obtenida por el sistema de Airy ( $T_e=0\text{km}$ ) en Figura 2c, se puede apreciar un positivo de larga longitud de onda al este de los  $69^\circ 75' \text{ O}$  que enmascara las cuencas, aunque podría explicarse por una posible atenuación cortical con pluma astenosférica en ascenso como se observó 200 km al sur de la zona en estudio (Folguera et al., 2007). Este alto abarca toda la Payenia e incluye el Bloque de San Rafael. En este trabajo hemos descartado esta residual ya que difiere de las residuales obtenidas por las otras técnicas de filtrado, no obstante, debería ser evaluada a la luz de nuevos datos sismológicos en proceso de obtención.

A efectos de resaltar las características visibles en el mapa residual, se pueden destacar las respuestas gravimétricas negativas observables en la Faja Plegada y corrida correspondientes a los depocentros: Malargüe hacia el Norte, Palauco en el centro y Reyes hacia el sur.

Un rasgo, no descubierto hasta ahora, es el bajo gravimétrico extendido hacia el Este-Sureste del Volcán Carapacho, que podemos interpretar como la extensión oriental de la cuenca de Palauco, acunándose, en el extremo este, contra el basamento del Bloque de San Rafael.

En el modelo por inversión 3D quedan definidos claramente los altos de basamento de los principales centros efusivos de la región: Cerro Payen, Payun Matru, Malacara; Carapacho y las Sierras de Palauco y Reyes (al sur). El cordón montañoso que integran estas dos últimas Sierras separa meridionalmente las subcuencas de Río Grande y Palauco. La primera de ellas, la más occidental, tiene una profundidad máxima de 4000 m. La subcuenca de Palauco más somera que la anterior presenta espesores sedimentarios de 2500 m cerrándose en un alto estructural con dirección NO-SE señalado en la figura con el número (1). Hacia el este se interpreta un depocentro denominado aquí como La Regalada (LR) con una profundidad de 2500 metros, profundizándose hacia el alto que constituido por los afloramientos de basamento del Bloque San Rafael. Este depocentro no ha sido reportado anteriormente, debido a la complejidad de la región en cuanto a que se encuentra totalmente cubierta por coladas basálticas de edad pleistocena (Ramos y Folguera, 2010). Este rasgo superficial dificulta las tareas de adquisición sísmica potenciando la utilidad de los métodos potenciales para la exploración de yacimientos de hidrocarburos en esta región.

## CONCLUSIONES

La interpretación cualitativa hecha sobre las cartas gravimétricas permitió identificar mínimos gravimétricos asociados con depocentros y a las estructuras que los circunscriben, representadas en general por altos estructurales. El basamento se encuentra limitado por fallas con dirección NE-SO y NO-SO. Este basamento antiguo fallado, está tapado por sedimentos y coladas basáltica y los corrimientos modernos han sobrepuesto

sobre él el estilo compresivo andino actual constituyendo la faja plegada y corrida de Malargüe. No obstante éste controla, según nuestra interpretación, tanto los centros efusivos (zonas de debilidad para el ascenso de materiales magmáticos) como los depocentros sedimentarios presentes.

El modelo por inversión gravimétrica permitió interpretar las ondulaciones de este basamento fallado con muy buena resolución. Los nuevos datos medidos al este del anticlinal de Palauco permitieron identificar una cuenca de espesor considerable que se extiende más allá de Rincón Amarillo hasta acuñarse con el basamento perteneciente al Bloque San Rafael. El espesor de la cubierta volcánicoclastica de este depocentro presenta un máximo de 4000 m, profundidad que no ha sido reportada hasta el presente.

**Agradecimientos:** Este trabajo formó parte de los proyectos: FSTics 2010 n°0006, CAPP-Ondas, Grupo 1 – Sismología, Universidad Nacional de San Juan, en el marco del proyectos de Fondos Sectoriales FONARSEC. FONCYT 2012 – 2716, CICIPCA 21E905.

## REFERENCIAS

- Barredo, S., Cristallini, E., Zambrano, O., Pando, G., García, R., (2008). Análisis tectosedimentario del relleno de edad precuyana y cuyana inferior de la región septentrional del alto de Kauffman, Cuenca Neuquina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 443-455.
- Caratori Tontini, F., F. Graziano, L. Cocchi, C. Carmisciano and P. Stefanelli (2007): Determining the optimal Bouguer density for a gravity data-set: implications for the isostatic setting of the Mediterranean Sea, *Geophysical Journal International*, 169, 380-388.
- Cordell, L., Zorin, Y.A., Keller, G.R., (1991). The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande rift. *Journal of Geophysical Research*, 96: 6557–6568.
- Dean, W. C., (1958). Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, 23: 97-127.
- Farr T. G., Rosen P. A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L, Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf, D., (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45, rg2004, 33 p. doi:10.1029/2005RG000183.
- Fernández Seveso, F., Laffitte G., Figueroa, D., (1996), Nuevos plays jurásicos en el Engolfamiento Neuquino, Argentina, XII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, IAPG, Actas I, 281 p., Buenos Aires.
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Tunstall, C., García Morabito, E., Ramos, V.A., (2007). Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc determined from gravimetric studies (38°39'30"): the Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.001.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghigliione, M., Álvarez, P., Drosina, M., (2009). Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (2): 278-292.
- Heiskanen, W. y Moritz, H., (1967). *Physical Geodesy*. W. Freeman and Company. 364 p.
- Introcaso, A. (1997). *Gravimetría*. Editorial UNR, 350 p., Rosario.
- Kane, M., (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4): 455-462.
- Kozłowski, E., Manceda, R., Ramos, V., (1993). Estructura. En Ramos, V. (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 235-256.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., (1996). The Jurassic sucesión in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120: 303-330.
- Llambías Eduardo J., Bertotto, G.W., Risso, C., Hernando, I., (2010), El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia. Una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67 (2): 278 - 300.
- Nabighian M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E., (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70, 33ND-61ND.
- Nagy, D., (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2): 362-371.
- Parker, R.L. (1972). The rapid calculation of potential anomalies. *Journal of the Royal Astronomical Society*, 31: 447-455.
- Phillips, J.D., (2007). *Geosoft eXecutables (GX's)*. Developed by the U.S. Geological Survey, Version 2.0, with Notes on GX Development from Fortran Code. Open File Report 2007-1355. 111 p.
- Ramos, V.A. (1988). Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional 1088 history of Southern South America. *Episodes*, 11(3): 168-174.
- Ramos, V.A. y Folguera, A., (2010). Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.09.008. (In Press).

- Ruiz, F., Introcaso, A., Nacif, S., Leiva, F., Giménez, M., Martínez, P., Laplagne, A., (2011a). Cambios de gravedad de origen tectónico en la transición entre las Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera Sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68 (4). ISSN 0004-4822.
- Ruiz, F., Laplagne, A., Gallego, G., Introcaso, A., (2008). Variaciones de gravedad en el Valle de Tulum, San Juan: aportes a la caracterización sismotectónica. *GEOACTA*, 33: 115-122.
- Ruiz, F. y Introcaso, A., (1999). Resultados magnetométricos en la región de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja-Arg). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, RAGA 54 (4): 353-360.
- Silvestro, J. y Atencio, M., (2009). La cuenca cenozoica del río grande y palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de malargüe (36°s). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1): 154-169.
- Tassara A., Swain, C., Hackney, R., Kirby, J., (2007). Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 253 (2007) 17–36.

Recibido: 2-8-2013

Aceptado: 20-2-2014

## APLICACIÓN DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO EN EL MARGEN ARGENTINO

### GRAVIMETRIC METHOD APPLICATION IN THE ARGENTINE MARGIN

María Alejandra Arecco<sup>1,2</sup>, Guillermo Pizarro<sup>3,4</sup>, Francisco Ruiz<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas. Fac. de Ingeniería, Univ. de Buenos Aires. Argentina.

<sup>2</sup> Servicio de Hidrografía Naval, Ministerio de Defensa. Argentina.

<sup>3</sup> Instituto Geofísico-Sismológico Volponi (IGSV), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Argentina.

<sup>4</sup> Departamento de Biología de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan. Argentina.

E-mail: [marecco@fi.uba.ar](mailto:marecco@fi.uba.ar)

#### RESUMEN

La detección de cuñas basálticas reflectoras inclinadas hacia el mar (seaward-dipping reflectors, SDRs) fue un hallazgo significativo para determinar el borde del margen pasivo volcánico argentino, ya que permite establecer la naturaleza continental de la corteza que los contiene. En este trabajo, se desarrolla una herramienta que permite mostrar la extensión natural del continente y la ubicación del borde entre la corteza continental y oceánica (COB). Se implementaron dos procesos diferentes sobre las anomalías gravimétricas: i) la aplicación de filtros y técnicas de resalto a las anomalías de Bouguer (AB) y ii) el modelado gravimétrico 2D. En el primer proceso se aplicaron: la señal analítica (SA), el ángulo tilt (TDR) y el gradiente horizontal del ángulo tilt (TDR\_THDR). En el segundo, se realizó un modelado gravimétrico 2D. El modelo 2D permite una clara visualización de las complejas estructuras en el margen. El análisis conjunto del modelaje 2D y las características de las curvas obtenidas desde las técnicas de resalto han permitido identificar el COB y extrapolarlo a todo el margen para su clara delimitación.

**Palabras clave:** Señal analítica, tilt, derivada del tilt, COB, modelo gravimétrico 2D.

#### ABSTRACT

The detection of the reflector basalt wedges inclined towards the sea (seaward-dipping-reflectors, SDRs) was a significant finding to determine the edge of the Argentine passive volcanic margin, one that allows determining the continental nature of the crust that contains them. This research develops a tool to demonstrate the natural extension of the continent and the location of the continental and oceanic crust boundary (COB). We implemented two different processes for gravimetric anomalies: i) the application of filters and enhancement techniques to Bouguer anomalies (BA), and ii) 2D gravity modeling. In the first process is applied using the analytical signal (AS), the tilt angle (TDR) and the horizontal gradient of the tilt angle (TDR\_THDR). In the second process, we generated a 2D gravity model that allowed for a clear visualization of complex structures in the margin. A joint analysis of 2D modeling and characteristics of the curves obtained from enhancement techniques have identified the COB and extrapolated it to the entire range for its clear delineation.

**Keywords:** Analytic Signal, tilt, TDR\_THDR, COB, 2D gravimetric model.

#### INTRODUCCIÓN

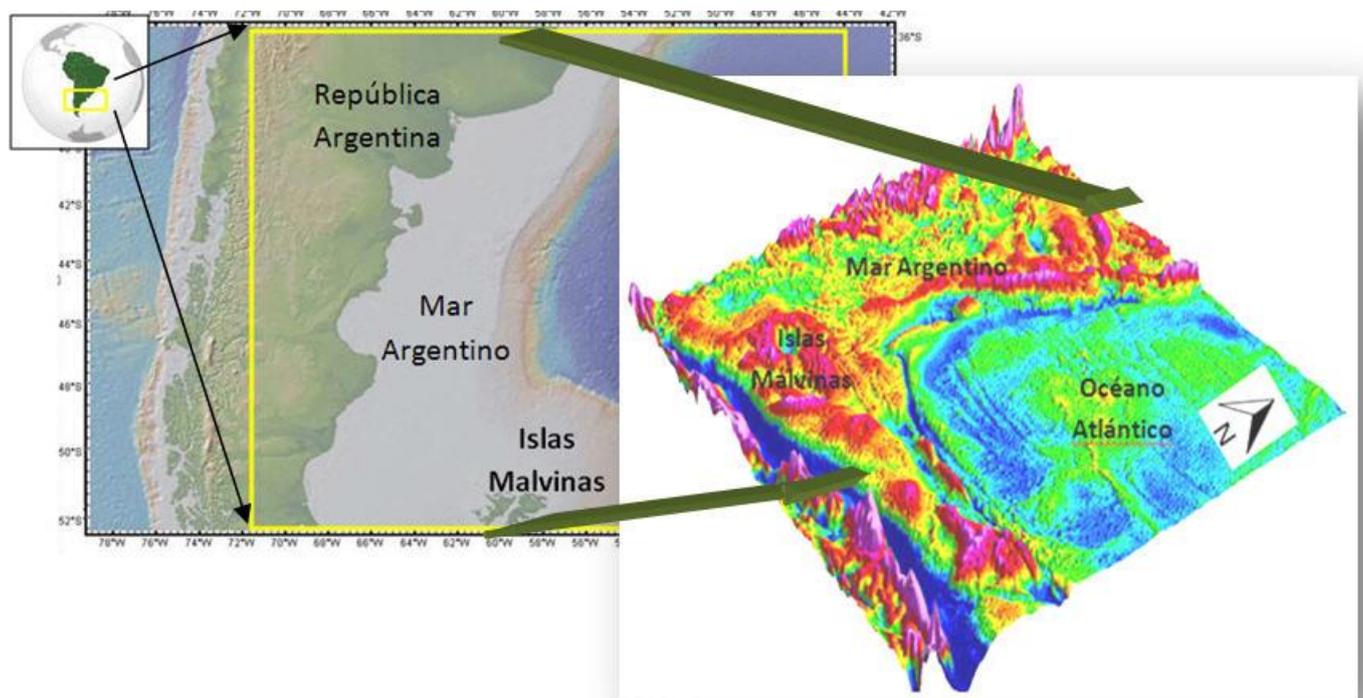
La formación del margen continental argentino, desde 36° S hasta 50° S, se inició aproximadamente en el período Cretácico inferior (~130 Ma) durante la apertura del súper continente Gondwana, la cual tuvo lugar de sur a norte, con aperturas aparentes entre Argentina/Uruguay y Sudáfrica/Namibia (~desde 126 hasta 137 Ma). Esta apertura supuso una compleja combinación de rift y fallas, antes y durante la ruptura del Atlántico meridional, la cual fue acompañada de intensa actividad volcánica (White y Mckenzie, 1989; Hinz et al., 1999; Franke et al., 2007) y una posterior expansión del fondo oceánico. En particular el margen continental argentino, en la zona de estudio, está compuesto por dos tipos de márgenes uno es de tipo pasivo volcánico (MPV) y otro es de tipo cizallado (MCZ). El primero está caracterizado por: i) ser estrecho, entre 60 y 120 km, ii) presentar cuñas basálticas inclinadas hacia el mar (Hinz et al., 1999, iii) poseer cuerpos sub-placados de alta velocidad (7.8-8 km/s) (Schnabel et al., 2008), cuencas de rift y aulacogénicas (Ramos, 1996) y iv) presentar fracturas de

transferencia (Franke et al., 2007). El segundo está caracterizado por: i) una extensa escarpa (1100 km) correspondiente a la zona de falla de Malvinas-Agulhas (Ramos, 1996) con un rechazo de aproximadamente 2000 m, ii) una zona de fractura de transferencia que separa dos basamentos, uno alto y liso hacia el sur y el otro bajo y rugoso hacia el norte, en coincidencia con máximas profundidades al lecho marino y iii) el extremo sur de la cuenca Argentina.

En este trabajo, se presenta la aplicación del método gravimétrico sobre las anomalías gravimétricas a partir de la aplicación de técnicas de resalto a las anomalías de Bouguer y el modelado gravimétrico 2D, con el objetivo de mostrar la extensión natural del continente y la ubicación del borde entre la corteza continental y oceánica.

## ÁREA DE ESTUDIO

La zona estudiada comprende el margen continental argentino entre 35° S hasta 52° S y 60° O hasta 45° O, es decir, desde el Río de la Plata hasta la escarpa de Malvinas y desde el borde de la plataforma hasta más allá del talud y emersión continental. En esta zona se ven involucrados dos tipos de márgenes continentales de distintas características: uno es del tipo pasivo volcánico (MPV) que se desarrolla en sentido NE-SW (Ramos, 1996; Hinz et al., 1999; Franke et al., 2007) y el otro es del tipo de cizalla o transcurrente (MCZ), que se desarrolla en sentido W-E aproximadamente a los 49° S sobre la Fractura de Malvinas (Rabinowitz y LaBrecque, 1979; Ramos, 1996). Dichos márgenes están incluidos en la placa sudamericana. La configuración tectónica regional del margen argentino está compuesta por varias placas tectónicas que componen los sistemas de expansión oceánica de América del Sur, África y Antártida (Ghidella et al., 2007). La Figura 1 muestra un mapa de ubicación de la zona de estudio, un mapa batimétrico (Fuente: www.geomapapp.org) y una vista en 3D (Fuente: www.topex.ucsd.edu).



**Figura 1.** Mapa de ubicación de la zona de estudio. Batimetría de la Plataforma Continental Argentina (ETOPO2v2). Derecha, grilla en 3D de las anomalías de aire libre (AAL) basadas en altimetría satelital de la zona en estudio (Sandwell y Smith, 2009).

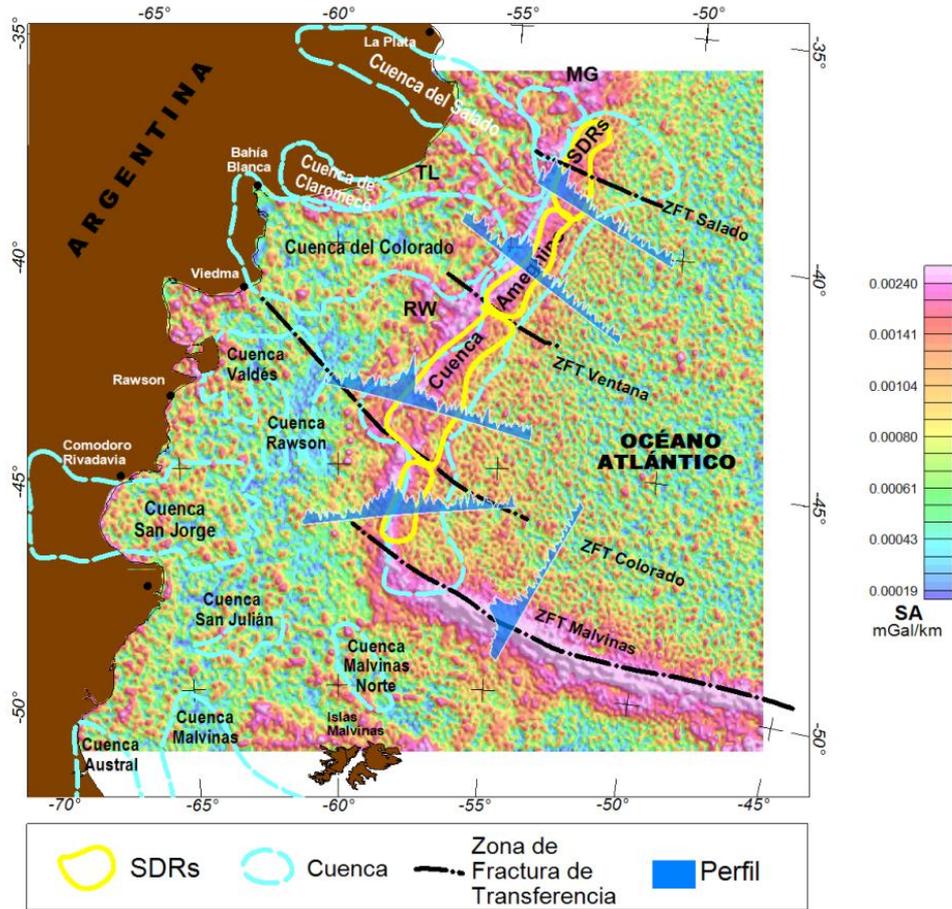
**Figure 1.** Location map of the studied area. Bathymetry of the Argentine Continental Shelf (ETOPO2v2). Right 3D grid of free air anomalies (FAA) from satellite altimetry of the study area (Sandwell & Smith, 2009).

## DATOS Y MÉTODOS

En el presente estudio se utilizó la grilla digital de anomalías de aire libre (AAL) versión 18.1 con resolución 1x1 minuto de arco, obtenida desde el método de altimetría satelital (Sandwell y Smith, 2009). Desde las AAL se calcularon las AB corregidas por la topografía del fondo marino ( $AB_{CTerr}$ ), con dicho propósito se utilizó la grilla ETOPO2v2 (www.ngdc.noaa.gov). Para normalizar las anomalías gravimétricas con el fin que sólo contengan las contribuciones de la corteza media e inferior se les descontó el efecto gravimétrico producido por las cuencas sedimentarias obteniéndose la anomalía de Bouguer con corrección geológica ( $AB_{CG}$ ) (Pizarro et al., 2012). Se aplicaron sobre estas últimas anomalías gravimétricas las técnicas de resalto como la señal analítica, el tilt, y la derivada horizontal del tilt y además, se efectuó un modelo gravimétrico 2D.

## Señal Analítica

Esta técnica de realce de anomalías ha sido desarrollada por Nabighian (1972; 1974) en 2D. En 1984, este autor, generalizó la señal analítica 2D al dominio en 3D y demostró que la transformada de Hilbert de cualquier campo potencial satisface las relaciones de Cauchy-Riemann.



**Figura 2.** Mapa del módulo de la Señal Analítica (SA) y sus perfiles abatidos transversales al margen. Los perfiles (amarillo) muestran con mayor detalle las amplitudes. El borde de la corteza continental está indicado por los máximos (magenta). Las ZFT del Colorado y Malvinas desvían las alineaciones tanto de los SDRs (negro) como los máximos.

**Figure 2.** Map of the Analytic Signal module (AS) and transverse profiles folded down. Profiles (yellow) show in more detail the amplitudes. The edge of the continental crust is indicated by means of the maximum values (magenta). The ZFT of the Colorado and Malvinas turn aside the alignments so much of the SDRs (black) as the maximums.

Roest et al. (1992) amplió la definición de la señal analítica del campo potencial  $\phi(x, y)$  medido en un plano horizontal a 3D, según lo expresa Beiki (2010) y mostró que la amplitud de la señal analítica  $A(x, y)$  está dada por la ecuación (1), llamada también gradiente total por Nabighian (2005). Resulta muy útil para resaltar los bordes de las estructuras mediante las máximas amplitudes que indican la ubicación de los bordes de cuencas sedimentarias o fallamientos del basamento. Dicha técnica ha sido usada para resaltar los bordes de las estructuras de la cuenca de Bermejo y Sierra de Valle Fértil por Lince-Klinger et al. (2008) o fallas en el basamento subyacente (Lyatsky et al., 2004).

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \phi(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \phi(x, y)}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \phi(x, y)}{\partial z}\right)^2} \quad (1)$$

Dónde:  $\partial \phi(x, y)/\partial x$ ;  $\partial \phi(x, y)/\partial y$ ;  $\partial \phi(x, y)/\partial z$  son las derivadas parciales de  $AB_{CG}$ .

La Señal Analítica en 3D, aplicada a las  $AB_{CG}$ , resulta eficiente para mostrar las áreas donde se producen cambios de densidades; en este caso particular, la franja de amplitudes máximas (colores cálidos, Figura 2)

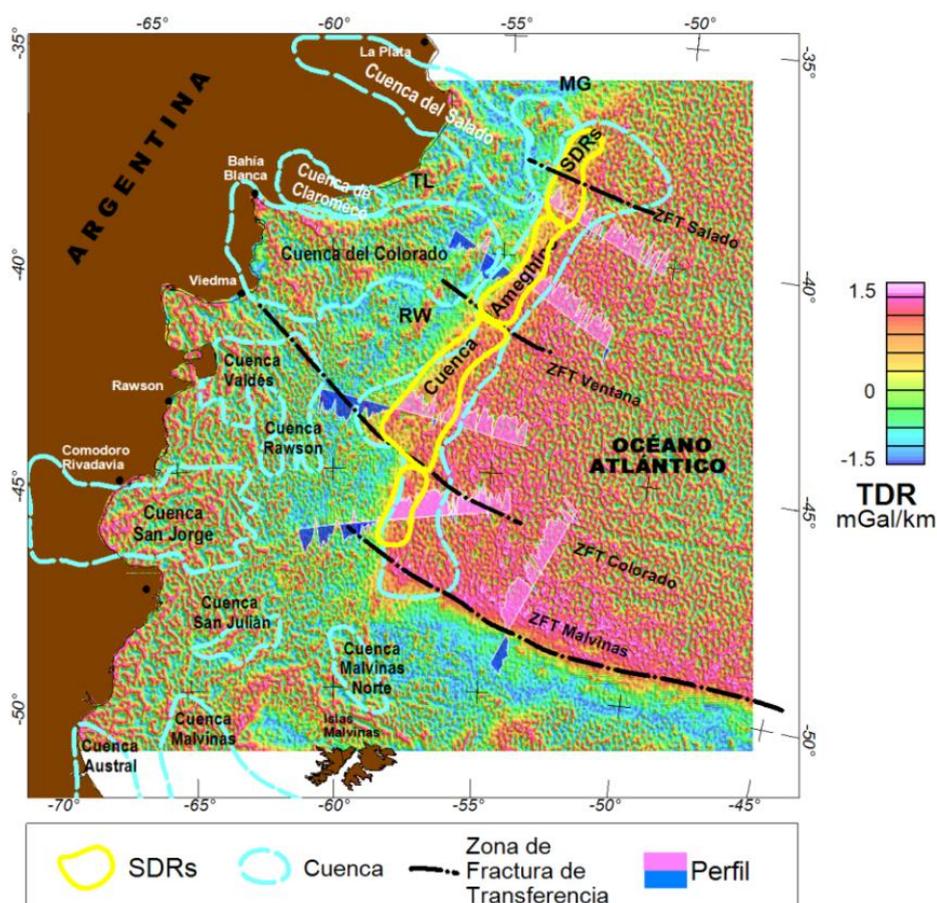
muestra una área relacionada con la parte baja del talud continental, casi tan ancha como el área de las SDRs, en el MPV, que interpretamos como la zona del borde entre la CC y la CO, donde es sub-paralela a la costa. En forma análoga, en el MCZ, dicha franja de amplitudes máximas corre paralela a la Escarpa de Malvinas mostrando la ubicación del borde entre cortezas.

Además en el mapa de la Figura 2, se muestran sobre la plataforma a través de fajas de amplitudes máximas, más delgadas que en los márgenes continentales, los bordes costa afuera de las cuencas del Colorado, Salado, San Jorge y Austral del área de estudio.

Si bien lo más destacado en el mapa de la SA es el borde continental y los bordes de las cuencas citadas, también se aprecian otros elementos estructurales como los altos de Martín García (MG), Tandil (TD) y Rawson (RW) y además, se pueden ubicar las ZFT del Colorado, Ventana y Salado a partir de la discontinuidad de la alineación de amplitudes máximas que se interrumpe al atravesar dichas zonas de fractura.

### El ángulo tilt

Esta técnica de resalto fue introducida como una nueva herramienta de interpretación para detectar contactos, por Miller y Singh (1994). Aplicada sobre la grilla de  $AB_{CG}$  según la ecuación (2) (Verduzco et al., 2004) arroja resultados más precisos de los bordes respecto de los mostrados en la SA.



**Figura 3.** Mapa del tilt en el margen continental argentino y perfiles transversales. El borde continental se muestra entre valores negativos (colores fríos) hacia el continente y valores positivos (colores cálidos) hacia el mar. Se observan los bordes de las cuencas del Colorado y Claromecó; en menor medida se aprecian también los bordes de las cuencas Malvinas Norte, San Jorge y que el tilt es sensible a las zonas de fractura de transferencia de Ventana, Colorado y Malvinas. En los perfiles abatidos del MPV se observa el detalle del pasaje por cero del tilt el cual ajusta en el lado occidental de los SDRs; en el perfil del MCZ se ve claramente que el pasaje por cero del tilt, ajusta con la escarpa de Malvinas.

**Figure 3.** Tilt map in the Argentine continental margin and transverse profiles. The continental margin is shown between negative values (cool colors) towards the mainland and positive values (warm colors) towards the sea. The edges of Claromecó and Colorado basins are observed; to a lesser extent also are appreciated the edges of the Malvinas Norte basin, San Jorge and that the tilt is sensitive to the transference fracture zones of Ventana, Colorado and Malvinas. The MPV downcast profiles show the detail of the tilt zero passage, which fits on the western side of the SDRs; in the MCZ profile it is clear that the zero passage of the tilt fits with the Malvinas Escarpment.

Verduzco et al. (2004) y Cooper y Cowan (2006), demostraron que esta magnitud pasa por cero cuando está por encima del borde de la fuente. En este trabajo aplicamos el método para estudiar la ubicación de los contactos

entre las estructuras que componen la plataforma y el borde continental. Esta técnica se aplicó a la  $AB_{CTerr}$  cuyos resultados se pueden ver en el mapa de la Figura 3.

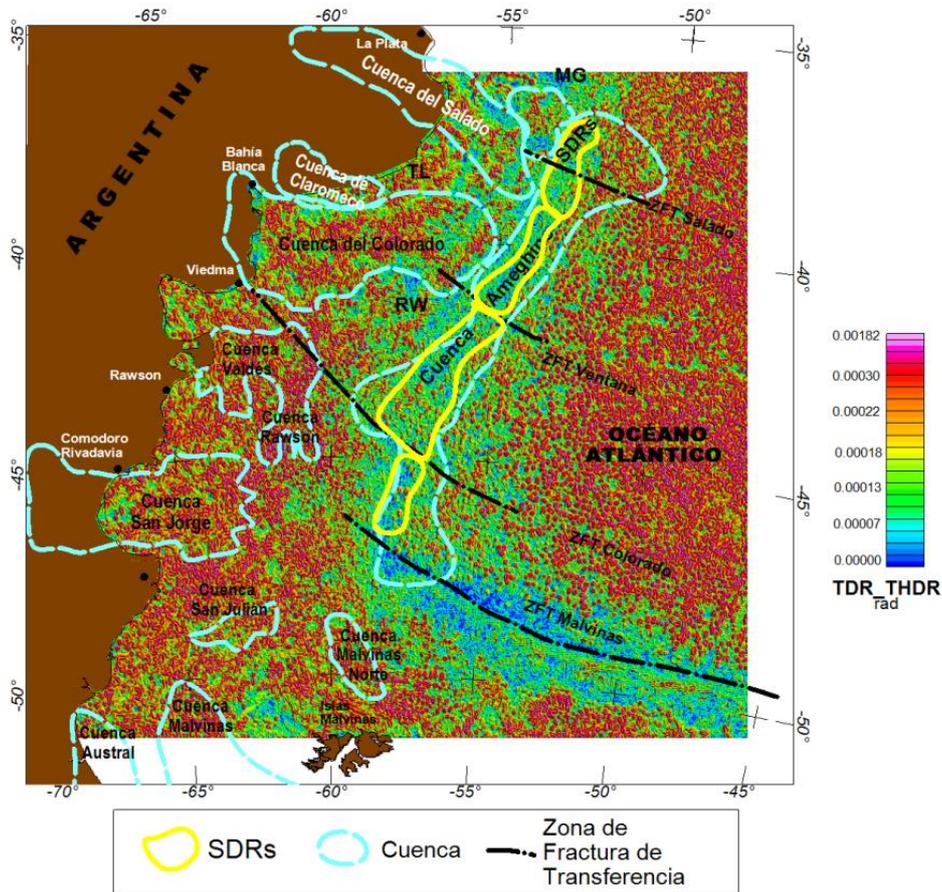
Esta técnica permite destacar fuentes de baja densidad emplazadas en la corteza continental de composición, principalmente granítica (colores fríos o negativos) con respecto a las fuentes oceánicas representadas por rocas principalmente básicas con mayor densidad (colores cálidos o positivos). En este mapa (Figura 3) se aprecia un fuerte contraste entre las cortezas continental y oceánica en el margen continental en el pasaje por cero del TDR. También se observan los bordes de las cuencas del Salado, Claromecó, Colorado, Valdes, San Jorge y Malvinas Norte. Por otra parte, el TDR es sensible a alineaciones este-oeste relacionadas con la apertura del margen, marcadas en el mapa como: ZFT de Malvinas, Colorado, Ventana y Salado y alineaciones del fondo oceánico.

$$TDR = \tan^{-1} \left( \frac{VDR}{THDR} \right) \tag{2}$$

Dónde: VDR es el gradiente vertical y THDR es el gradiente horizontal de  $AB_{CG}$ .

### La derivada horizontal del tilt

Los resultados del tilt (TDR) que no sean adyacentes a cero tendrán una escasa representación en el mapa (Cooper y Cowan, 2006), es por ese motivo que se aplicó la derivada horizontal total del tilt (TDR\_THDR) con la finalidad de mejorar la interpretación y dar una ubicación más acertada a los bordes como muestran Verduzco et al. (2004).



**Figura 4.** Mapa de la derivada horizontal del tilt en el margen continental. Las amplitudes máximas muestran claramente la diferenciación entre CC y CO. Los bordes de las cuencas Salado, Colorado y Malvinas Norte son apreciados; en menor medida se observan algunos bordes de las cuencas Valdes, Rawson y San Jorge. Se identifican los altos de basamento; los valores más altos se registran en la ZFT de Colorado y Malvinas.

**Figure 4.** Map of the horizontal derivative of the tilt on the continental margin. The maximum amplitudes clearly show the differentiation between CC and CO. The edges of the Salado, Colorado and North Malvinas basins are appreciated; to a lesser extent, some edges of the basins of Valdes, Rawson and St George are observed. The basement highs, the highest values are recorded in Colorado and Malvinas ZFT.

Dichos autores sugieren usar la TDR\_THDR como un detector de bordes o contactos para mejorar los resultados obtenidos por el TDR. Esta derivada horizontal total del TDR está definida por la ecuación (3):

$$\text{TDR\_THDR} = \sqrt{\left(\frac{\partial \text{TDR}}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \text{TDR}}{\partial y}\right)^2} \quad (3)$$

Donde:  $\partial \text{TDR} / \partial x$  y  $\partial \text{TDR} / \partial y$  son las derivadas parciales del TDR.

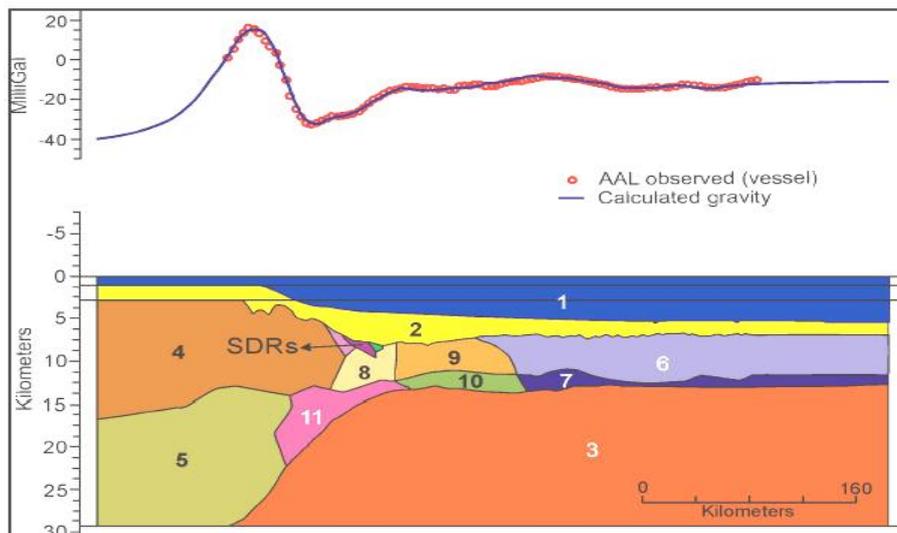
Este filtro es independiente del rumbo de las fuentes que provocan las anomalías, realiza las mismas a través de la derivada, la raíz cuadrada hace que el resultado sea siempre positivo, de modo que funciona como un control automático de ganancia (AGC) (Verduzco et al., 2004) y tiende a aumentar la frecuencia de las anomalías en una grilla respecto del tilt. Es más fácil de interpretar que el tilt, ya que es una forma útil de filtro paso alto del campo potencial, de modo que realiza las fuentes más someras respecto de las más profundas.

En el mapa de la Figura 4 se graficó la grilla de las amplitudes del TDR\_THDR y perfiles transversales para mostrar la diferencia, de la respuesta dada por este filtro, a ambos lados de la faja de los SDRs; la amplitud y frecuencia aumentan hacia el Este de esta faja, e indicarían la rugosidad topográfica de la corteza puramente oceánica, mientras que hacia el Oeste de los SDRs la amplitud y frecuencia decrecen, y revelarían la presencia de cuerpos profundos de la corteza de transición; estas características en la respuesta de este filtro se verán demostradas en el modelo 2D la Figura 6.

### Modelo gravimétrico 2D

En este trabajo se calculó un modelo gravimétrico 2D empleando el algoritmo de Talwani et al. (1959). Se ajustaron por inversión las características físicas y geométricas de las fuentes que provocan las anomalías a partir de imágenes de sísmica de refracción tomadas de Schnabel et al. (2008). En el modelado se utilizó un programa interactivo, GravModeler de Geotool y LaCoste & Romberg. Se consideraron como restricciones los datos del fondo marino, la interpretación sísmica del basamento cristalino y las cuñas de los SDRs, tomados de Schnabel et al. (2008) y el espesor cortical obtenido por inversión gravimétrica 3D dado por Pizarro et al. (2012).

Esta técnica ha sido utilizada con éxito en la caracterización de la cuenca sedimentaria de Ischigualasto-Villa Unión (Ruiz e Introcaso, 1999).



**Figura 5.** Modelo gravimétrico 2D del MPV correspondiente a aproximadamente 40° S. La denominación y densidades de las unidades se detallan en la Tabla 1.

**Figure 5.** 2D gravimetric model corresponding to approximately 40° S. The denomination and densities of the units are listed in Table 1.

La arquitectura del modelo se muestra en la Figura 5; en este se diferenciaron tres tipos de corteza: continental, de transición (COT) y oceánica; a su vez se distingue la corteza continental superior e inferior, la corteza de transición continental superior e inferior con profusión de diques intruidos (Franke et al., 2010) o zona de diques de intrusión magmática, la corteza oceánica superior e inferior; como así también la presencia de un cuerpo subplacado de alta velocidad (Schnabel et al. 2008). También, se pudo confirmar el estrechamiento de la corteza dado por Pizarro et al. (2012) y verificar el angostamiento de ~29 a 6 km que se produce en la COT.

Las densidades consideradas para cada estructura se detallan en la Tabla 1. Estas se obtuvieron del análisis de velocidades ( $V_p$ ) de líneas sísmicas y fueron convertidas a densidad mediante la relación de Gardner et al. (1974) y la recopilación de relaciones empíricas entre velocidad y densidad de Brocher (2005). En particular la densidad

del paquete sedimentario se obtuvo a partir de calcular el promedio ponderado de los espesores de las capas componentes y sus velocidades intervállicas.

En la parte superior de la Figura 5 se muestra el ajuste de la curva (azul), respuesta gravimétrica del modelo con los datos discretos de las anomalías de aire libre (AAL) (círculos), el cual presenta un RMS (root mean square) inferior a 2.5 mGal.

El COB se ubica entre las unidades de las cortezas: continental de transición superior-inferior (unidades 9-10) y la corteza oceánica superior inferior (unidades 6-7).

| Nº | Unidades                                   | Densidad (g/cm <sup>3</sup> ) |
|----|--|-------------------------------|
| 1  | Fondo marino                               | 1.03                          |
| 2  | Sedimentos                                 | 2.40                          |
| 3  | Manto                                      | 3.30                          |
| 4  | Corteza Continental Superior               | 2.67                          |
| 5  | Corteza Continental Inferior               | 2.92                          |
| 6  | Corteza Oceánica Superior                  | 2.87                          |
| 7  | Corteza Oceánica Inferior                  | 2.93                          |
|    |  | 2.75                          |
|    | SDRs                                       | 2.77                          |
|    |  | 2.78                          |
| 8  | Zona de diques de intrusión magmática      | 2.80                          |
| 9  | Corteza Continental de Transición Superior | 2.76                          |
| 10 | Corteza Continental de Transición Inferior | 2.87                          |
| 11 | Cuerpo de alta velocidad                   | 3.09                          |

**Tabla 1.** Densidades utilizadas en las unidades del perfil de la Figura 5.

**Table 1.** Densities used in the units of the profile in Figure 5.

## RESULTADOS

Los resultados son concluyentes dado que la ubicación del COB en el modelo 2D es coincidente con la detección de los contactos realizado por las técnicas de filtrado. Esto puede ser observado claramente en el gráfico de los perfiles de los filtros y del modelo gravimétrico (Figura 6).

En el perfil de la SA se observa, hacia la izquierda, el valor máximo del perfil (Máx). Este máximo muestra la mayor amplitud y longitud de onda de todo el perfil, señalando el contacto entre la CC y el cuerpo subplacado; la tendencia descendente (Dso) junto a la tendencia horizontal (ZCn) indican un cambio lateral o la presencia de un contacto representado por la intersección de ambas rectas de las tendencias citadas, donde, además, se produce uno de los mínimos más importantes de la SA y en el modelo 2D se ve el contacto entre las unidades 9-10 y 6-7.

Repitiendo la metodología propuesta y determinando el COB sobre una sucesión de perfiles transversales como el perfil de las Figuras 5 y 6, a lo largo del margen argentino, tanto MPV como el MCZ, se obtiene una alineación que indica la separación entre la CC y la CO. En la Figura 7 se muestra sobre el mapa de AAL dicha alineación del COB.

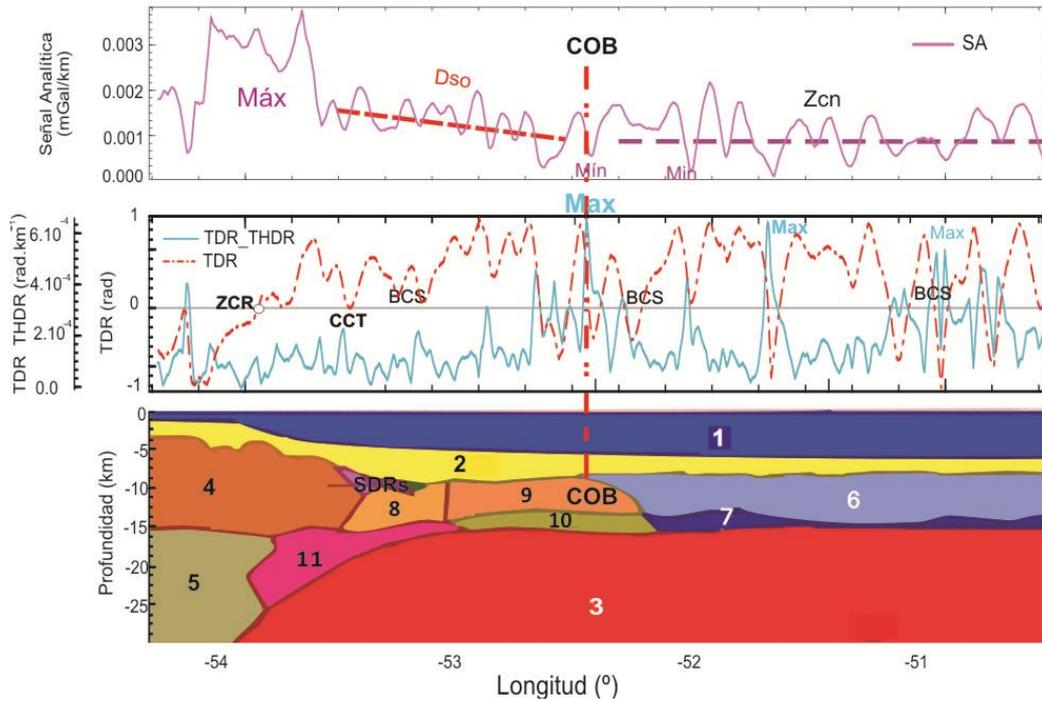
## CONCLUSIONES

En general, el resultado de la aplicación del método gravimétrico determinó un COB caracterizado por un estrechamiento cortical variando de ~29 a ~6 km de espesor en la corteza continental de transición, de acuerdo con la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic (Pizarro et al., 2012) visto en el modelo 2D.

Además, en este trabajo se mostró la eficiencia del empleo de técnicas de resalto junto a los modelos 2D respaldado en la geometría de las estructuras obtenidas a través de la sismica de refracción. Se comprobó la validez de la señal analítica y del ángulo tilt para marcar la ubicación de los contactos profundos (16–22 km) entre corteza continental inferior–subplacado y de las unidades de la corteza continental superior y la corteza de transición superior. En particular el ángulo tilt resultó capaz de señalar el contacto, pasando por cero, entre las unidades 9-6 y entre las unidades 10–7 a 7.5 km y 11.25 km de profundidad respectivamente.

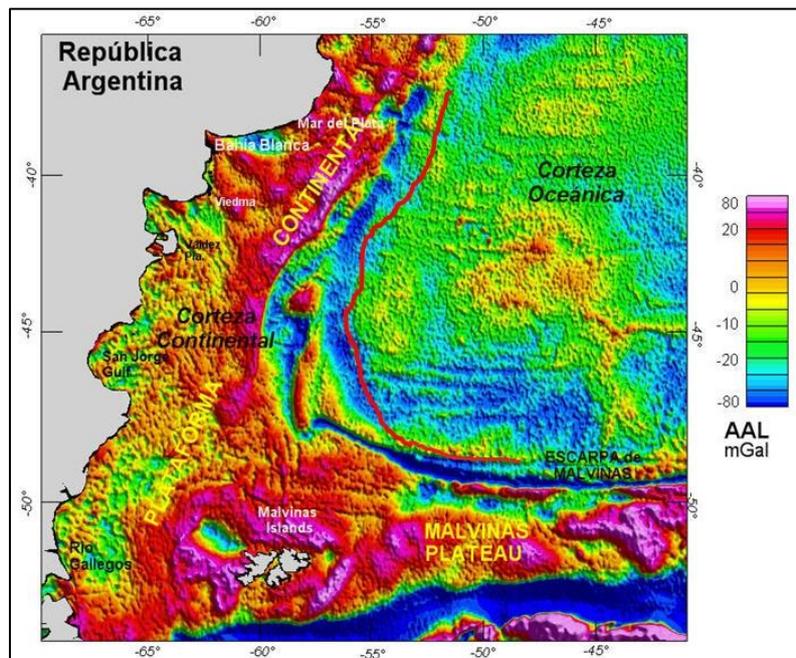
Por otra parte, se mostró que la mayor parte del adelgazamiento se produce entre las cortezas continental y de transición, en la cual se sitúa el mayor espesor sedimentario, por debajo las cuñas basálticas inclinadas hacia el mar, la zona de diques de intrusión magmática y parte del cuerpo subplacado.

Como conclusión se puede inferir que el método gravimétrico ajustado a través de la sismica de refracción es un medio efectivo y económico para la demostración de la prolongación natural del continente.



**Figura 6.** Gráfico de los filtros y el modelo 2D. Línea vertical (rojo) señala el COB (borde continental oceánico) Arriba: señal analítica. Máx (máximo) finalización de la CC; Dso (descenso): zona de transición cortical; Min (mínimo): finalización de la transición – inicio de la CO; ZCn (zona constante): CO; Centro: ángulo tilt (rojo) y su derivada horizontal (cyan); ZCR (zona de contacto regional): contacto entre la CC y la de transición; Máx (máximo): contactos entre unidades de corteza de transición y oceánica (derivada horizontal del tilt); CCT (corteza continental de transición): borde corteza continental-transición; COB (borde continental oceánico); BCS (bordes cuerpos superficiales): contactos superficiales; Abajo: modelo 2D; SDRs (reflectores inclinados hacia el mar) cuñas.

**Figure 6.** Graphic of the filters and 2D model. Vertical line (red) indicates the COB (continental oceanic boundary). Top: analytic signal. Max (maximum) ending of the CC; Dso (downward) crustal transition zone; Min (minimum): ending of the transition - beginning of the OC; ZCn (constant region): OC; Centre: tilt angle (red) and its horizontal derivative (cyan); ZCR (regional contact zone): contact between the CC and the transition; Max (maximum): contacts between units of transitional and oceanic crust (horizontal derivative tilt); CCT (transitional continental crust) continental crust edge-transition, COB (continental oceanic boundary); BCS (shallow bodies contact) surface contacts; Bottom: 2D model; SDRs (seaward-dipping reflectors) wedges.



**Figura 7.** Mapa de ubicación del COB. Se muestra la ubicación del COB sobre la grilla de AAL (Sandwell y Smith, 2009) mediante una línea sub-paralela a los márgenes (rojo).

**Figure 7.** Location map of the COB. The location of the COB is shown on FAA's grid (Sandwell and Smith, 2009) by means of a line sub-parallel to the margins (red).

## REFERENCIAS

- Beiki M., (2010). Analytic signals of the gravity gradient tensor and their application to Euler deconvolution. EGM 2010 International Workshop, Adding new value to Electromagnetic, Gravity and Magnetic Methods for Exploration. Capri, Italy, April 11-14.
- Brocher T. M., (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95 (6): 2081-2092.
- Cooper, G.R.J. y Cowan, D.R., (2006). Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, 32: 1585–1591.
- Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., Hinz, K., (2007). Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology*, 244 (1-4): 46–67.
- Franke, D., Ladage, S., Schnabel, M., Schreckenberger, B., Reichert, C., Hinz, K., Paterlini, M., de Abelleira, J., Siciliano, M., (2010). Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11 (2), Q0AB04.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L., Gregory, A.R., (1974). Formation velocity and density—the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39: 770–780.
- Ghidella, M.E., Lawver, L.A., Gahagan, L.M., (2007). La Ruptura de Gondwana y la Apertura del Atlántico Sur: Revisión de Modelos de Tectónica de Placas. VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas. Buenos Aires, Argentina, Septiembre 10-14.
- Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H.A., Block, M., Goncalves De Souza, K., Meyer, H., (1999). The Argentine continental margin north of 48° S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology*, 16: 1–25.
- Lyatsky H., Pana, D., Olson, R., Godwin, L., (2004). Detection of subtle basement faults with gravity and magnetic data in the Alberta Basin, Canada: A data-use tutorial. *The Leading Edge*. December 2004: 1282-1288.
- Lince Klinger, F., Giménez, M.E., Martínez, M.P. y Introcaso, A., (2008). Las estructuras de la cuenca de Bermejo y sierra de Valle Fértil a partir de los métodos deconvolución de Euler y señal analítica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (2): 281–287.
- Miller, H. G., and V. Singh, (1994). Potential field tilt—A new concept for location of potential field sources: *Journal of Applied Geophysics*, 32: 213–217.
- Nabighian, M.N., (1972). The Analytic Signal of Two-dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross Section: Its Properties and Use for Automated Interpretation. *Geophysics*, 37: 507–517.
- Nabighian, M.N., (1974). Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section. *Geophysics*, 39 (1): 85-92.
- Nabighian, M.N., (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49 (6): 780-786.
- Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E., (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70 (6): 33ND-61ND.
- Pizzarro, G., Ruiz, F., Arecco, M.A., Martínez, M.P., Giménez, M.E., (2012). Modelo de moho gravimétrico para las cortezas continental y oceánica argentinas calculado desde datos gravimétricos satelitales. COMTEC, Conferencia Microsoft, Fortaleza, Brasil, Julio 14.
- Rabinowitz, P. and J. Labrecque, (1979). The mesozoic South Atlantic ocean and evolution its continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 84 (B11): 5517–6002.
- Ramos, V.A., (1996). Evolución tectónica de la Plataforma Continental. *Geología y Recursos de la Plataforma Continental*, Ramos, V. y Turic, M. (Eds.). *Relatorio del XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 21: 385-404.
- Roest W. R., J. Verhoef and M. Pilkington, (1992). Magnetic interpretation using 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57 (1): 116-125.
- Ruiz, F. y Introcaso, A., (1999). Un modelo gravimétrico 3D de la profunda cuenca sedimentaria de Ischigualasto-Villa Unión (San Juan y la rioja)-Argentina. *Revista Brasileira de Geofísica*, 17 (1): 3-11.
- Sandwell, D.T. y Smith, W.H.F., (2009). Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research*, 114, B01411. doi: 10.1029/2008JB006008.
- Schnabel, M., Franke, D., Engels, M., Hinz, K., Neben, S., Damm, V., Grassmann, S., Pelliza, H., Dos Santos, P.R., (2008). The structure of the lower crust at the Argentine continental margin, South Atlantic at 44°S. *Tectonophysics*, 454: 14–22.
- Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman, M., (1959). Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 04 (1): 49-59.
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M., (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge* February: 116-119.

White, R. y McKenzie, D., (1989). Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. *Journal of Geophysical Research*, (94) B6: 7685-7729.

Recibido: 15-7-2013  
Aceptado: 18-12-2013

## PROCESAMIENTO Y ANALISIS CUALITATIVO DE DATOS AEROMAGNETICOS CON VISTAS A LA EXPLORACIÓN DE YACIMIENTOS HIDROTERMALES TIPO LODE GOLD - PROVINCIA DE LA RIOJA, ARGENTINA

## PROCESSING AND QUALITATIVE DATA ANALYSIS WITH VIEWS AEROMAGNETIC EXPLORATION TYPE HYDROTHERMAL DEPOSITS LODE GOLD - LA RIOJA PROVINCE, ARGENTINA

Gerardo Fanton<sup>1</sup>, Patricia Martínez<sup>1,2</sup>, Mario Giménez<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geofísico Sismológico Volponi – Universidad Nacional de San Juan. Argentina.

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET). Argentina.

E-mail: [gfanton@unsj-cuim.edu.ar](mailto:gfanton@unsj-cuim.edu.ar)

### RESUMEN

La interpretación de los datos aeromagnéticos regionales de las Sierras de Chepes y Ulapes- Las Minas requirió el uso de técnicas relevantes de realce para definir con precisión rasgos geológicos que se relacionan con la presencia de yacimientos auríferos en la región. Los nuevos mapas magnéticos, del campo anómalo reducido al polo, filtro pasa alto, derivadas verticales, derivadas fraccionales, amplitud de señal analítica y fase de la señal analítica, fueron usados para delinear zonas de cizalla, que en esta región representan el principal control metalogénico.

**Palabras claves:** aeromagnetismo; vetas auríferas; zonas de cizalla; procesamiento de datos magnéticos.

### ABSTRACT

The interpretation of regional aeromagnetic data of the Sierras de Chepes and Ulapes-Las Minas required the use of relevant enhancement techniques to precisely define geological features that are related to the presence of gold deposits in the region. New maps of the magnetic anomalous field reduced to the pole, high-pass filter, vertical fractional derivative, analytic signal amplitude and phase of the analytical signal were used to delineate shear zones, which in this region represent the main metallogenic controlling factors.

**Keywords:** aeromagnetismo; lode gold; shear zones; magnetic data processing.

### INTRODUCCIÓN

Sistemas de vetas de cuarzo que almacenan mineralización de Au y minoritariamente Cu y Ag ocurren ampliamente a través de las Sierras de Las Minas, Ulapes y Chepes, Argentina (Cravero y Rios Gómez, 1988; Cravero et al., 1995; Cravero, 1999; JICA-MMAJ, 1993, 1994, 1995).

El potencial minero de ésta región ha sido analizado desde principios del siglo XX con los estudios realizados por Bodenbender (1911, 1912), Braccacini (1946, 1948), Frenguelli (1946, 1949 y 1950), Turner y de Alba (1968), Caminos (1979) y últimamente por Pieters et al. (1997).

En base a la morfología de los depósitos, alteración hidrotermal, composición isotópica y estudios de inclusiones fluidas (Cravero, 1999), se determina que los yacimientos auríferos de las sierras de Chepes y Ulapes-Las Minas son mesotermiales.

Los depósitos de oro Devoniano se localizan en fallas transcurrentes y reversas, y zonas de cizalla que pueden estar relacionadas a una colisión entre el terreno Chileno, con el margen occidental de Gondwana durante la orogénesis Achaliana. Estos depósitos, son considerados miembros de la familia vetas de oro mesotermal (Lode gold mesothermal) de sistemas localizados a nivel mundial (Skirrow et al., 2000).

Durante 1995-1996 se realizaron en las Sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes vuelos geofísicos regionales (magnetométricos y espectrometría gamma) conjuntamente con un relevamiento geológico de detalle, dentro del Proyecto de Cooperación científica entre AGSO y SEGEMAR (Pieters et al., 1997). Como resultado de este

proyecto, se obtuvo un modelo metalogenético para las Sierras de Chepes y Las Minas y potenciales zonas de mineralización de Au±Cu. Se centró la atención en zonas potenciales de oro y cobre, sobre un conjunto conjugado de zonas de cizalla Devonianas con rumbo noroeste y noreste, caracterizadas por alteración sericita-pirita y hematites (Pieters et al., 1997).

Los datos aeromagnéticos regionales de la Sierra de Ulapes exhiben una zona amplia y ancha de respuesta magnética aparentemente baja, limitada al oeste y al este por zonas miloníticas. La mayoría de los grandes depósitos explotados de Au-Cu-Ag ocurren dentro de un dominio regional magnético bajo. Los Gneiss granodioríticos y migmatitas dentro de este dominio aparentan ser composicionalmente y mineralógicamente similares al del Complejo Ígneo Chepes en la sierra de Chepes. Sus susceptibilidades magnéticas medidas en ambas áreas son relativamente altas, excepto dentro de zonas de cizalla intensamente alteradas. Se considera un enigma a la existencia de esta zona ancha, de supuestamente baja respuesta magnética. Pieters et al., (1997), plantean tres teorías para explicar el origen de esta respuesta aeromagnética: (1) las rocas de la sierra de Ulapes poseen polarización reversa. (2) magnetita dentro de rocas de esta zona están parcialmente alteradas a hematita u otros minerales de baja susceptibilidad magnética. (3) un gran cuerpo intrusivo situado a gran profundidad de baja susceptibilidad magnética está enmascarando el signo aeromagnético normal del Complejo Ígneo Chepes.

El presente trabajo tiene como objetivo principal la verificación de interpretaciones geofísicas para las Sierras de Chepes y Sierra de Ulapes-Las Minas, a partir de un reprocesamiento de los datos aeromagnéticos y así de esta manera brindar una respuesta a lo planteado por Pieters et al. (1997), en referencia a las teorías enumeradas anteriormente. Con este propósito, los datos fueron transformados al dominio de la frecuencia, aplicándoles filtros como ser reducción al polo (RTP), derivada vertical de orden 1 y 2, derivada fraccional de orden 0.75, derivadas horizontales (DX y DY), amplitud de señal analítica (ASA) e inclinación de señal analítica (ISA) del campo magnético anómalo (CMA). Ampliando de esta forma en esta primera investigación, los estudios hasta ahora efectuados.

## **GEOLOGIA**

Las Sierras de Los Llanos, Chepes y Ulapes-Las Minas, situadas en el NO de Argentina forman parte de la provincia geológica de Sierras Pampeanas (Figura 1). Este conjunto serrano constituye una serie de bloques de basamento cristalino intruido por diversas rocas de edad paleozoica, las cuáles fueron expuestas como resultado de una tectónica compresional andina desarrollada desde el Mioceno al Presente. Las sierras son limitadas por escarpas de fallas normales e inversas de buzamiento medio a abrupto que se desarrollaron durante el levantamiento andino Cenozoico (Jordan y Allmendinger, 1986).

El basamento Paleozoico de las Sierras Pampeanas de Chepes y Ulapes contiene un número de dominios de distinta litología y estructura, los cuales son atravesados por zonas de cizalla (Pieters et al., 1997).

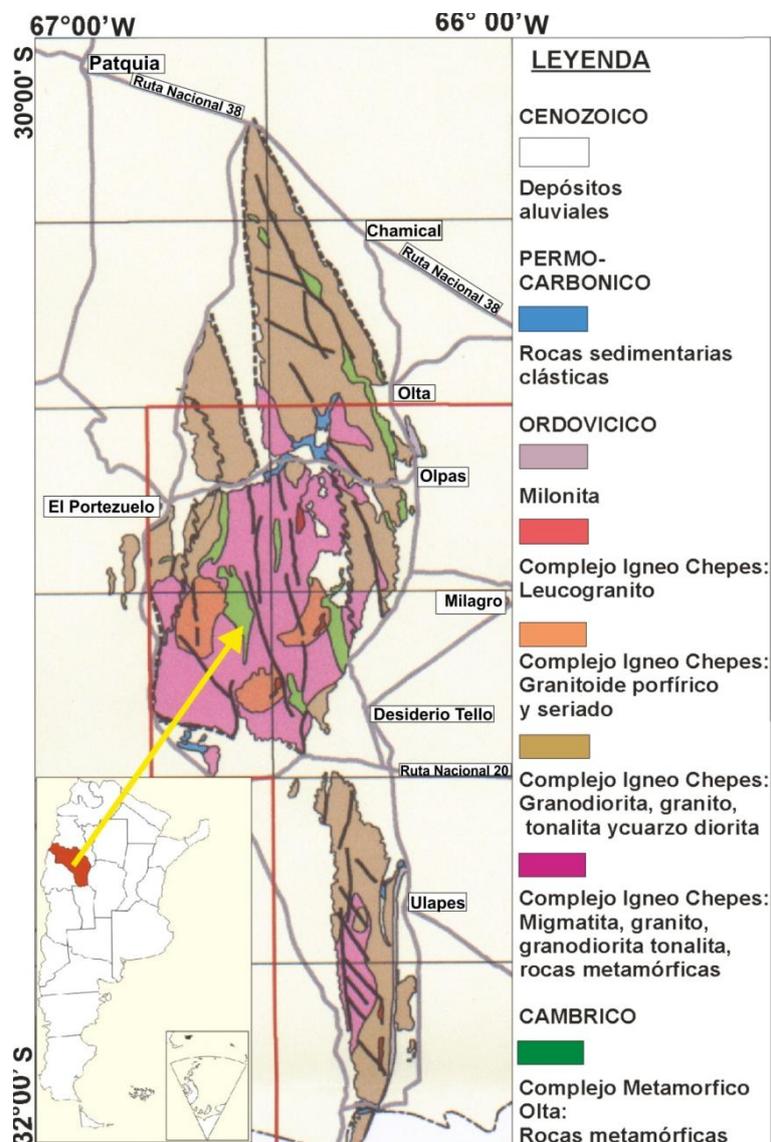
Dos dominios principales son definidos: Pampeano Cambriano temprano y Famatiniano Ordoviciano temprano, los cuales están yuxtapuestos en forma compleja. Ambos comparten una historia geológica común desde el Ordoviciano temprano (Pieters et al., 1997). En el área de estudio metasedimentos y rocas metaígneas del basamento están agrupados juntos en el complejo metamórfico Olta, que pertenecen al dominio Pampeano. Estas rocas metamórficas están intrusionadas por granitoides y cuerpos máficos menores del complejo ígneo Chepes y al mismo tiempo fueron sometidas a metamorfismo de alta temperatura y baja presión y anatexis. Los intrusivos y las migmatitas marcan arriba el dominio Famatiniano el cuál fue formado durante una fase de subducción hacia el este bajo el terreno Pampeano. Estos dominios estuvieron sujetos a deformación no coaxial compresiva y metamorfismo retrogrado en el Ordoviciano tardío. Subsecuentemente, fueron intrusionados por granitos del Devoniano y cubiertos por sedimentos del Carbonífero y del Pérmico (Pieters et al., 1997).

Las rocas ígneas de las Sierras de Los Llanos, Chepes y Ulapes-Las Minas fueron generadas durante la orogenia Famatiniana y formaron parte del importante arco magmático desarrollado en el Ordovícico Inferior, a lo largo de la margen protoandino de Gondwana (Dahlquist et al., 2005).

## **LEVANTAMIENTO AEROGEOFÍSICO**

Se contó con los datos proporcionados por SEGEMAR del levantamiento aeromagnético y gamma aerospectrométrico del bloque La Rioja de coordenadas: A: 30°40' S / 66°45' O, B: 30°40' S / 66°00' O, C: 32°00' S / 66°00' O, D: 32°00' S / 66°30' O, E: 31°20' S / 66°30' O, F: 31°20' S / 66°45' O, que se ilustra en la Figura 1. El levantamiento de los datos aerogeofísicos presenta las siguientes características: líneas de vuelo este-oeste, con espaciamiento de 500 m entre ellas y líneas de control de orientación norte-sur con espaciamiento cada 5000 m. La altitud de vuelo fue de aproximadamente 100 m sobre el terreno; el intervalo de muestreo a lo largo de las líneas de vuelo es de 0.1 segundos (7.3 m); para posicionar el avión durante el vuelo se utilizó un sistema GPS en modo diferencial con una lectura por segundo. El magnetómetro aéreo utilizado fue de vapor de cesio (sensibilidad 0.001 nT), rango de medición de 15000 a 105000 nT con un intervalo de muestreo de 0.1 segundos. El magnetómetro usado de base fue de características idénticas, con un intervalo de muestreo de un segundo (Chambers, 1996).

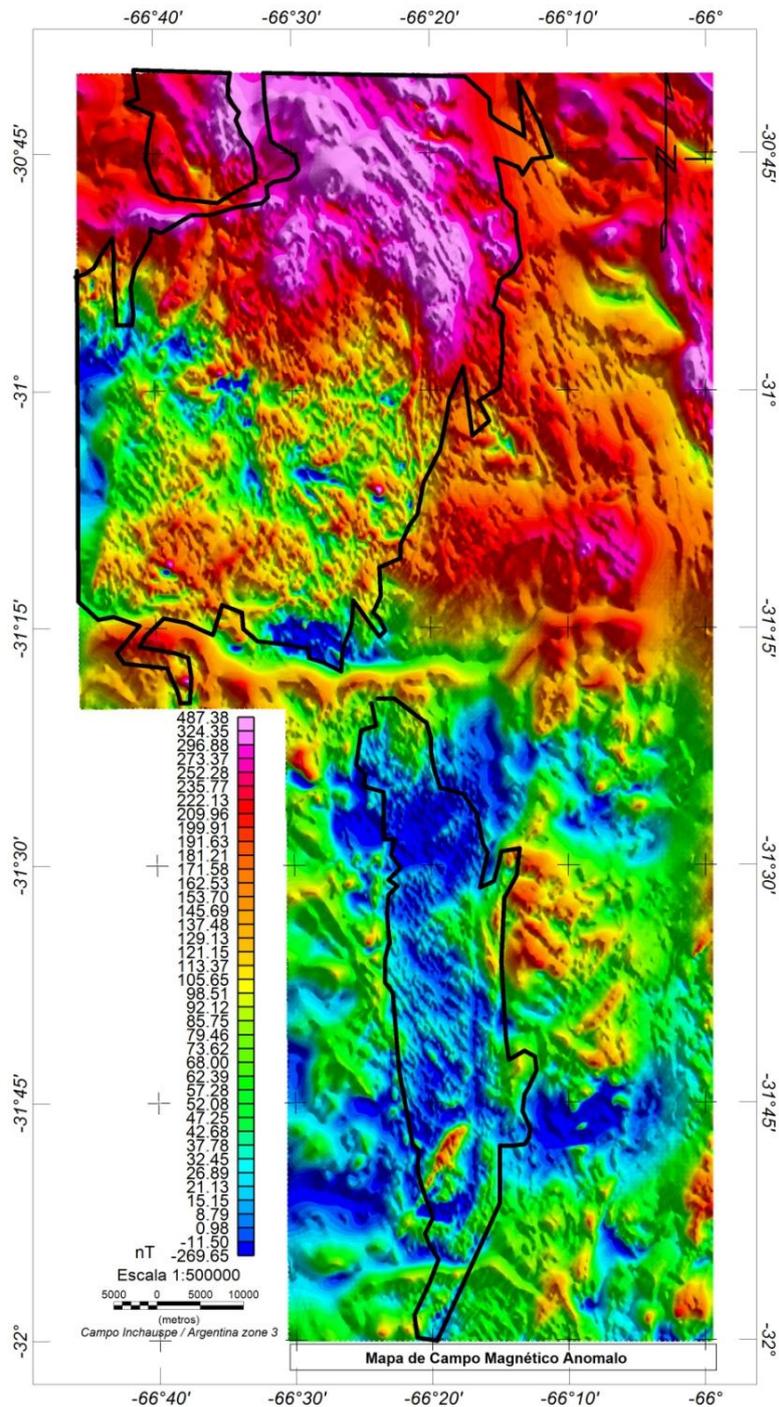
Los archivos de datos magnéticos en formato ER-Mapper fueron transformados en matrices GEOSOFT. Los datos magnéticos fueron interpolados en una grilla regular de 120 m de lado utilizando el método de mínima curvatura (Briggs, 1974; Swain, 1976).



**Figura 1.** Mapas de ubicación y geología regional (tomado y modificado de Pieters et al., 1997).  
**Figure 1.** Location maps and regional geology (taken and modified from Pieters et al., 1997).

## MÉTODOS UTILIZADOS

A los datos aeromagnéticos, se le aplicaron las reducciones del IGRF (International Geomagnetic Reference Field), época 1995, para obtener la anomalía del campo magnético (Figura 2). Una serie de rutinas de procesamiento de imágenes puede ser especificada para realzar los efectos de algunas fuentes geológicas en detrimento de otras, mediante el uso de técnicas de realce matemático (Milligan y Gunn, 1997). A continuación se describen algunas técnicas de realce y sus resultados. Es sabido que importantes concentraciones de depósitos minerales están por lo general relacionadas con respuestas magnéticas de números de onda altos (El Sadek, 2009). Por lo tanto, el filtro de pasa alto fue aplicado a los datos aeromagnéticos con el fin de mejorar los números de onda altos y definir los bordes del cuerpo.



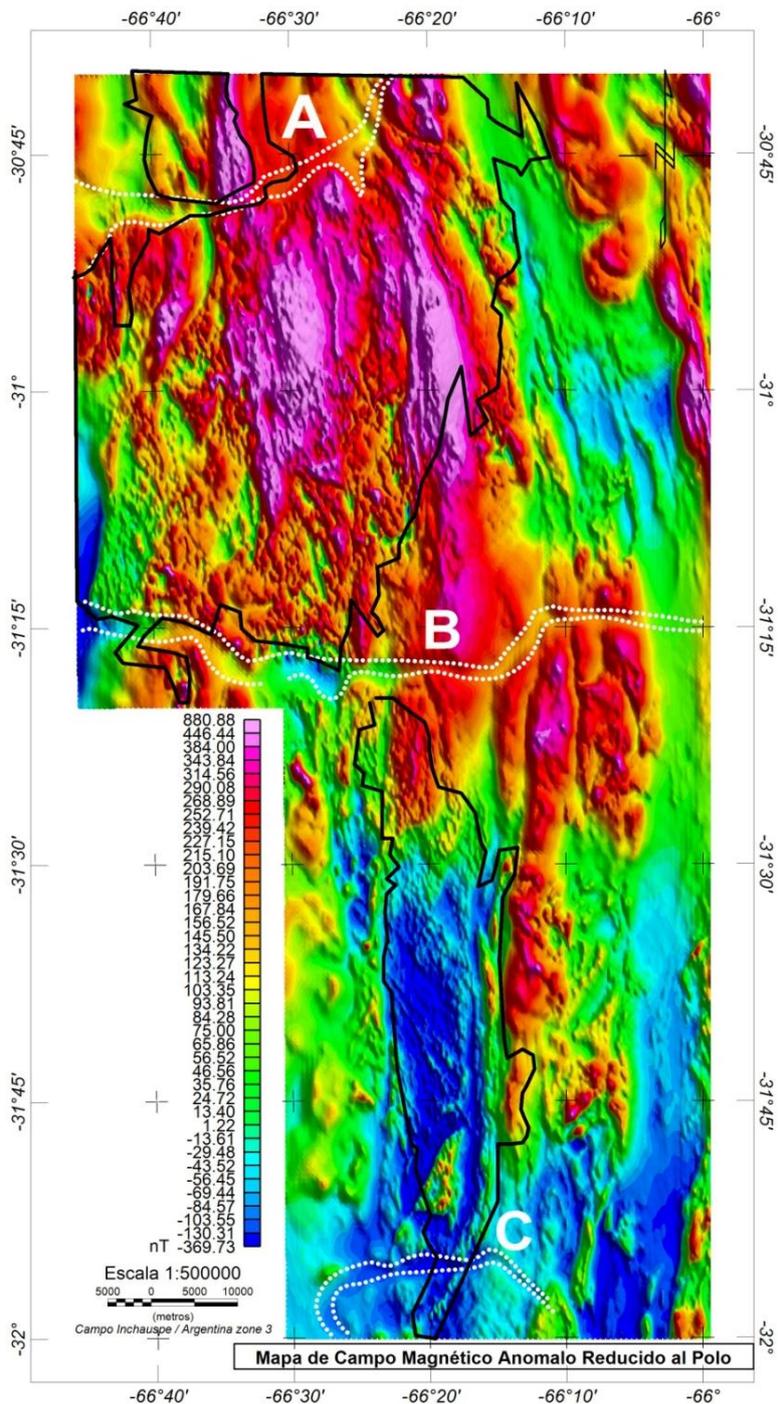
**Figura 2.** Mapa de Campo Magnético Anómalo.  
**Figure 2.** Map of Anomalous Magnetic Field.

### Método de Reducción al Polo (RTP)

Un filtro de reducción al polo para bajas latitudes geomagnéticas fue aplicado al mapa de la anomalía magnética (Philips, 1997). Esta aproximación utiliza un filtro acimutal en el dominio de número de onda para minimizar el ruido direccional causado por la latitud geomagnética baja. Como el área bajo estudio se encuentra en una región de baja latitud, los valores positivos indican la posición de fuentes más fuertemente magnéticas o de mayor magnetización. El análisis del campo magnético anómalo reducido al polo muestra los conjuntos de fuentes en su posición física verdadera.

La inclinación magnética en las Sierras de Chepes y de Ulapes-Las Minas es de  $-30^\circ$  aproximadamente. Como consecuencia de dicha inclinación, las anomalías magnéticas inducidas están situadas considerablemente fuera

de sus fuentes magnéticas y dan una falsa posición física de la estructura geológica verdadera. Este problema se resolvió calculando la anomalía magnética reducida al polo (asumiendo un campo vertical) el cuál ubica la anomalía magnética sobre su fuente, de modo que las anomalías magnéticas coincidan con los cambios litológicos y estructuras que las originan.



**Figura 3.** Mapa de Campo Magnético Anómalo reducido al polo.  
**Figure 3.** Map of Anomalous magnetic field reduced to the pole.

**Filtro pasa-alto del Campo Magnético Anómalo RTP**

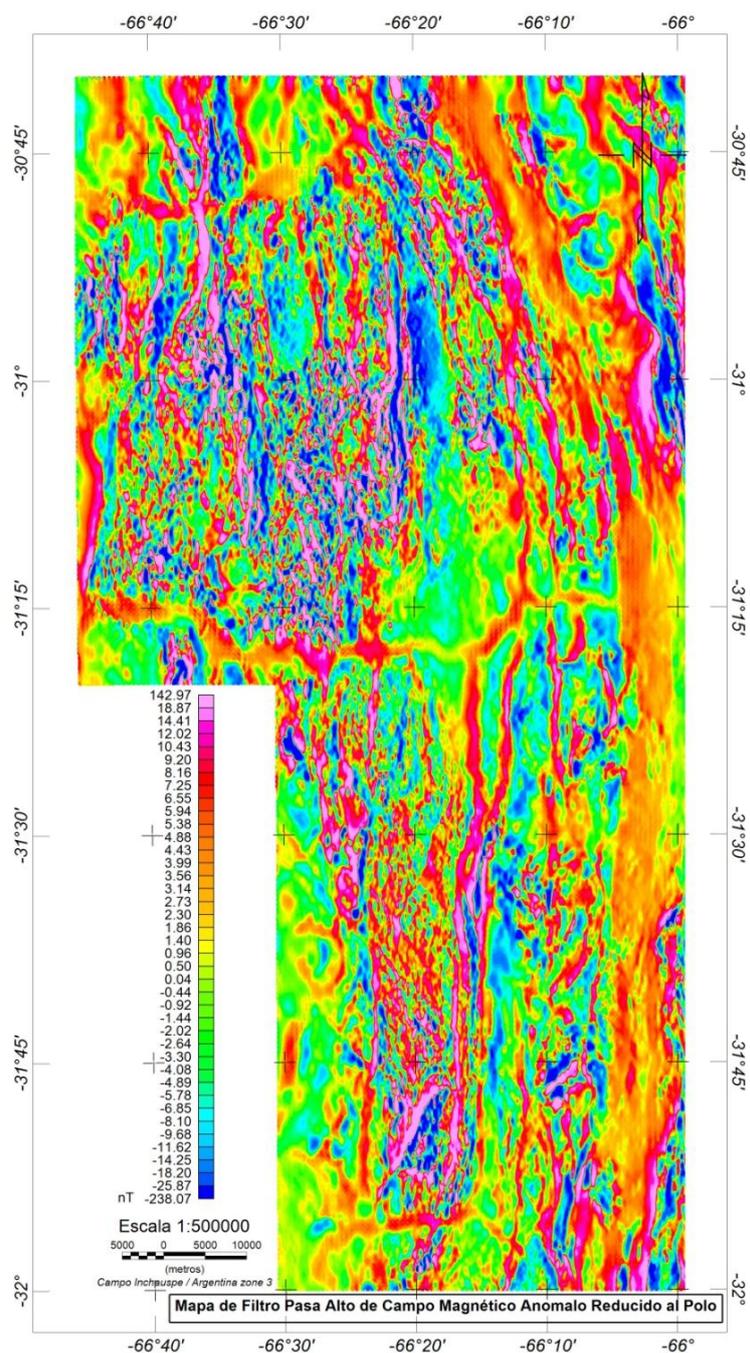
Algunas frecuencias pueden ser removidas de los datos magnéticos, simplemente eliminando un rango especificado del rango total de frecuencias del espectro de los datos (Milligan y Gunn, 1997). Si el conjunto de datos magnéticos contiene una serie de anomalías de alta frecuencia, coherentes con fuentes superficiales y la

alta frecuencia es de especial interés (como en este caso de estudio), es posible eliminar las anomalías profundas, representada con las bajas frecuencias aplicando el proceso de filtrado de paso alto.

La mayoría de los filtros, obtienen los mejores resultados cuando las fuentes emisoras (superficial y profunda) proveen señales que no contengan frecuencias comunes. Este filtro se realizó utilizando la transformada rápida de Fourier (en el dominio de la frecuencia).

El mapa de filtro pasa alto de anomalía reducida al polo en esta investigación (Figura 4) se obtuvo de la siguiente manera:

- Prolongación ascendente de los datos de la anomalía reducida al polo, a 120 m de altitud.
- Se aplicó el filtro pasa alto con valor de número de onda de corte = 0.1 ciclos/km.
- Como resultado se logran las anomalías magnéticas residuales que están relacionadas y asociadas con fuentes poco profundas o cerca de la superficie.



**Figura 4.** Mapa de Filtro Pasa Alto de Campo Magnético Anómalo reducido al polo.

**Figure 4.** Map of High Pass Filter Anomalous Magnetic Field reduced to pole.

## Amplitud de la Señal Analítica

El concepto de señal analítica o energía envolvente de las anomalías magnéticas fue introducido por Nabighian (1972). Una característica importante es la independencia en la dirección de la magnetización de la fuente potencial (Nabighian, 1974; Roest et al., 1992; Ansari y Alamdar, 2009). La amplitud de la señal analítica está relacionada con la amplitud de la magnetización (Nabighian, 1972; Roest y Pilkington, 1993), ver ecuación 1. Cabe destacar también que es una función simétrica en forma de campana cuyo máximo se ubica encima del contacto entre cuerpos, siendo el ancho de la curva de amplitud proporcional a la profundidad del mismo (Salem y Smith 2005).

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (1)$$

Donde:

A: es la amplitud de la señal analítica.

M: es el campo magnético anómalo observado en x,y.

Esta técnica, permite resaltar las anomalías magnéticas producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda (Salem, 2005).

En el presente trabajo de investigación consideramos que si bien la señal analítica se puede emplear como un operador de la Reducción al Polo (Ansari y Alamdar, 2009) mitigando el ruido inducido en la operación. También se la puede aplicar a datos de campo magnético total reducidos al polo, de esta forma se localizan con mayor precisión los cuerpos causantes de las anomalías magnéticas de interés (Figura 5).

## Fase de la Señal Analítica (Tilt)

Según Thurston y Smith (1997), la fase permite la estimación de la inclinación de la fuente causante y por lo tanto el contraste local de susceptibilidad, es una extensión de la teoría de la señal analítica compleja inicialmente presentada por Nabighian (1972), ver ecuación 2.

Se define como el ángulo  $\Phi_n$ , al formado entre la componente real (Re) y la componente imaginaria (Im) de la señal analítica en el dominio de Fourier:

$$\Phi_n = \arctan\left[\frac{\text{Im}(A_n(x, y))}{\text{Re}(A_n(x, y))}\right] \quad (2)$$

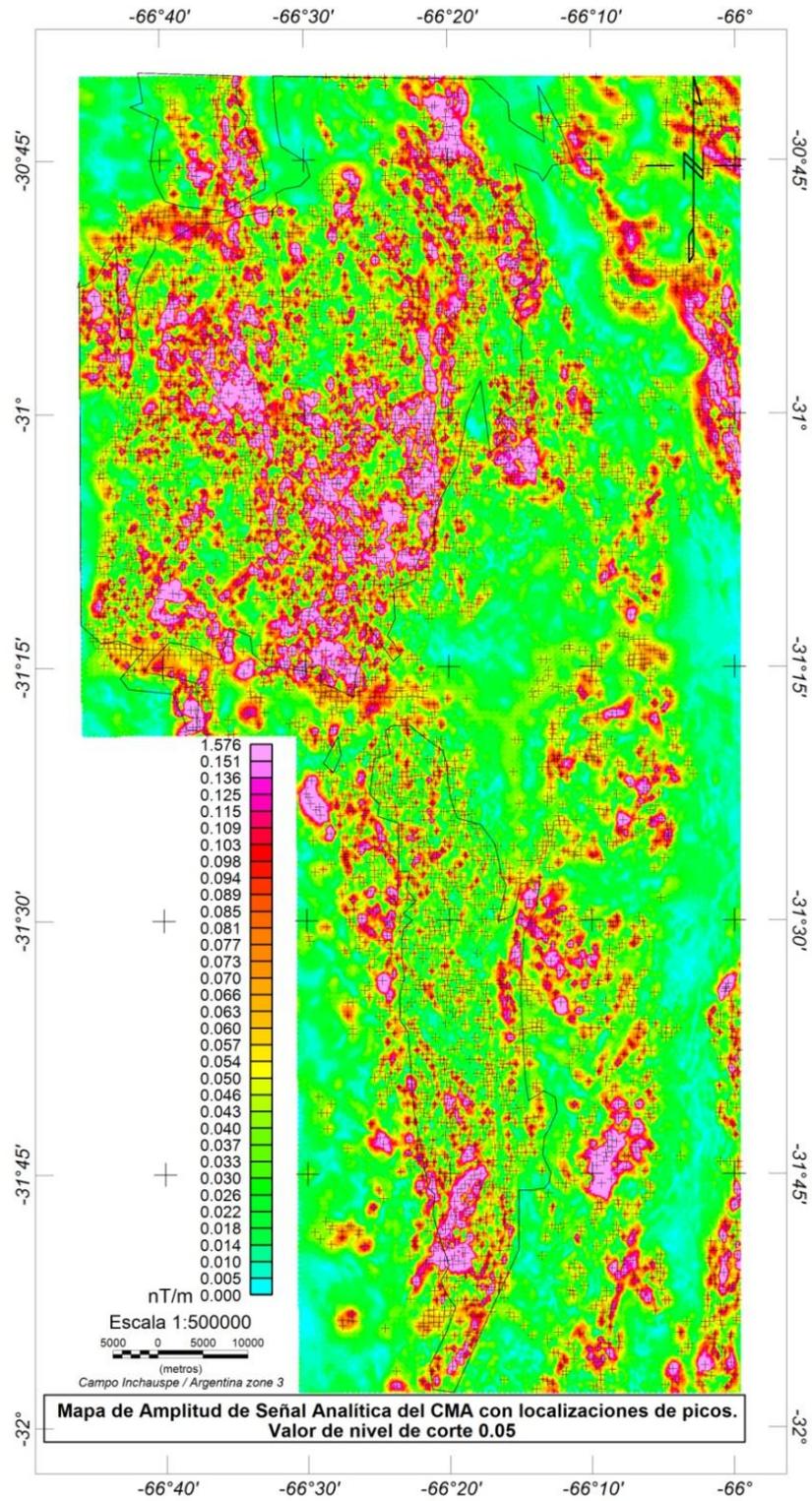
Donde:

$n = 0, 1, 2, \dots$  orden de la señal analítica.

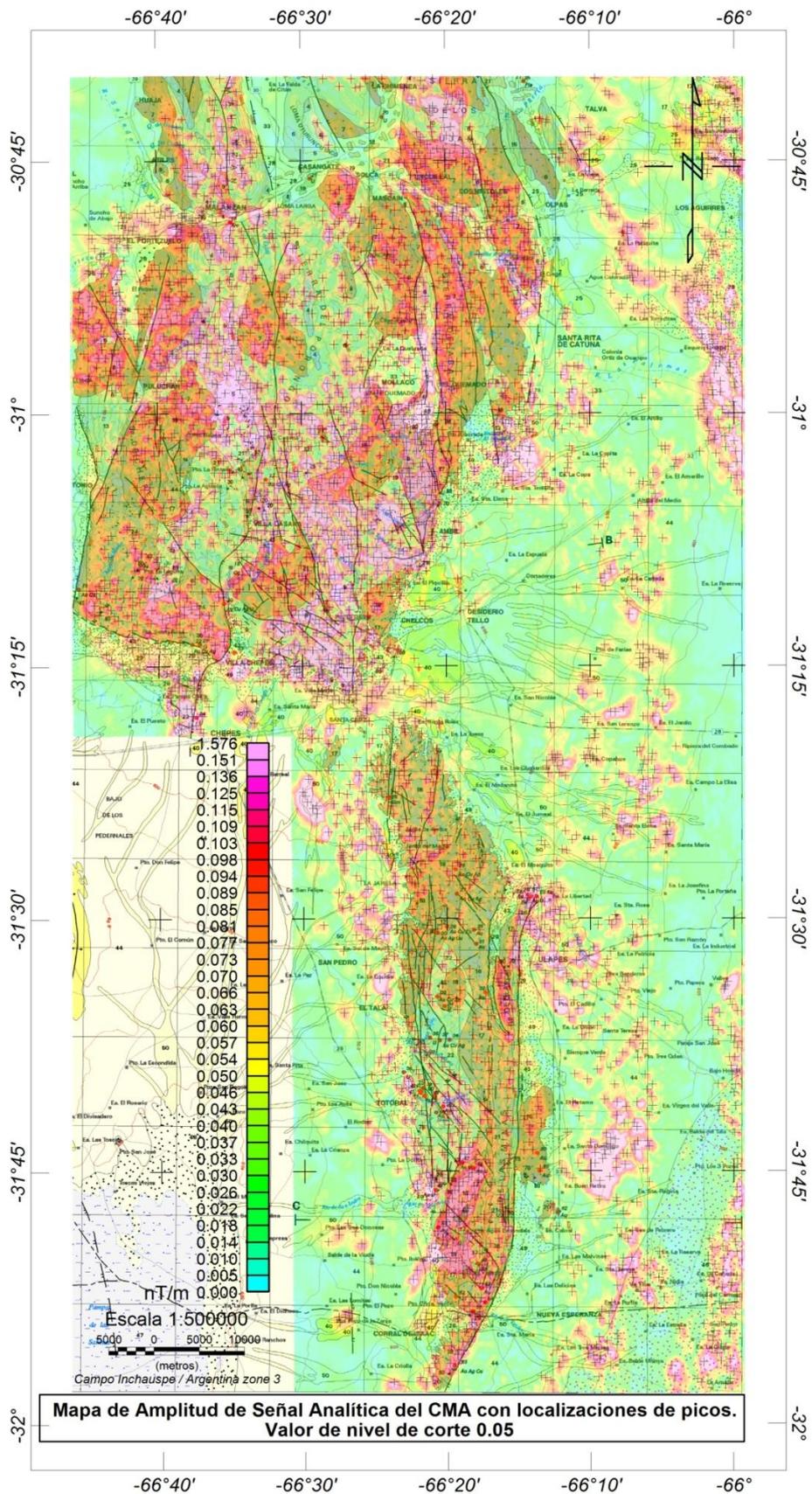
$A_n(x, y)$ : es la derivada enésima de la señal analítica.

El método del tilt utiliza las derivadas horizontales y la derivada vertical del campo magnético para identificar contactos geológicos. Presenta la ventaja de resaltar los contactos de cuerpos de distintas características magnéticas, que se ubican en el cruce por el valor cero del tilt. Éstos son independientes de la dirección de magnetización, ya que la amplitud de la señal depende solo de la intensidad de magnetización y del rumbo de las estructuras geológicas (Miller et al., 1994).

En la Figura 7 se muestra el mapa de Fase de la Señal Analítica que más adelante analizamos.

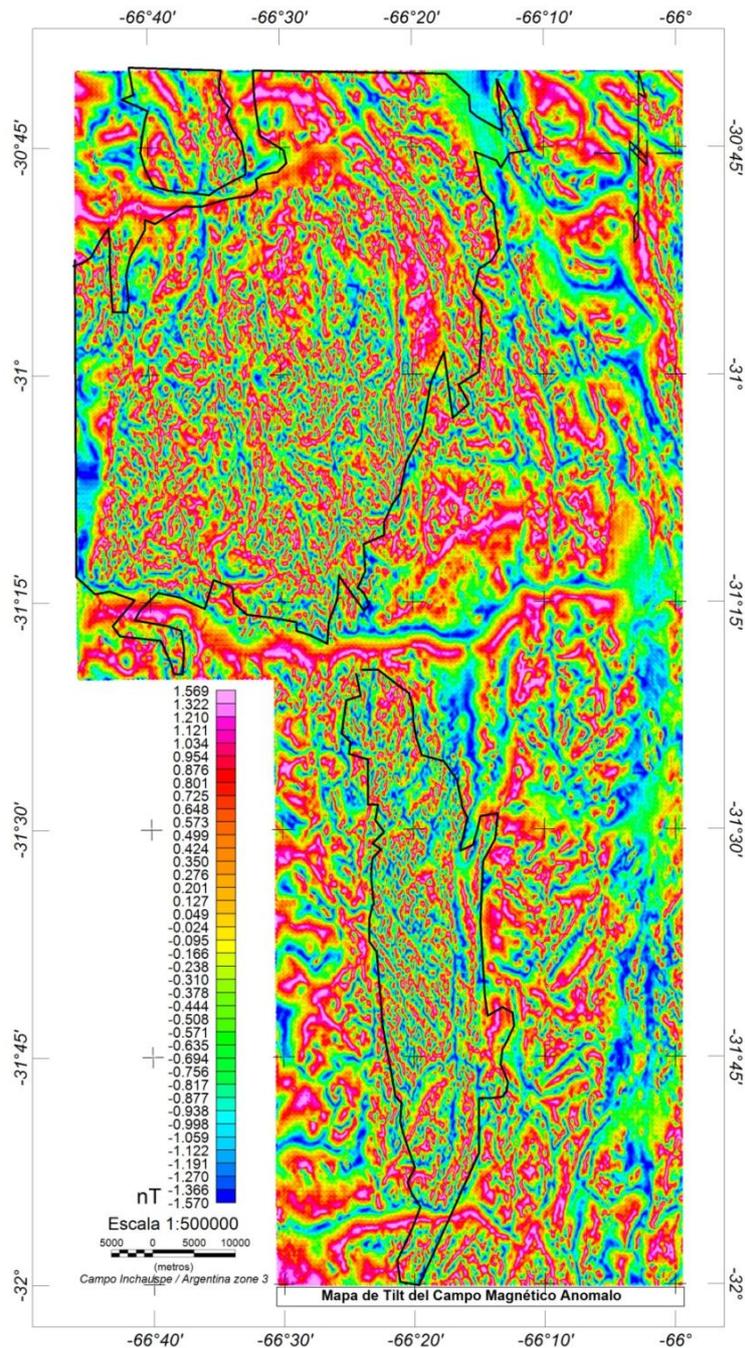


**Figura 5.** Mapa de Amplitud de Señal Analítica de Campo Magnético Anómalo reducido al Polo.  
**Figure 5.** Map of Signal Amplitude Anomalous Magnetic Field Analytical reduced to Polo.



**Figura 6.** Mapa de Amplitud de Señal Analítica de Campo Magnético Anómalo sobre la carta geológica.

**Figure 6.** Map of Analytical Signal Amplitude Anomalous Magnetic Field on the geological map.



**Figura 7.** Mapa de Fase de la Señal Analítica (Tilt).  
**Figure 7.** Map of Phase Analytical Signal.

### Derivadas Verticales

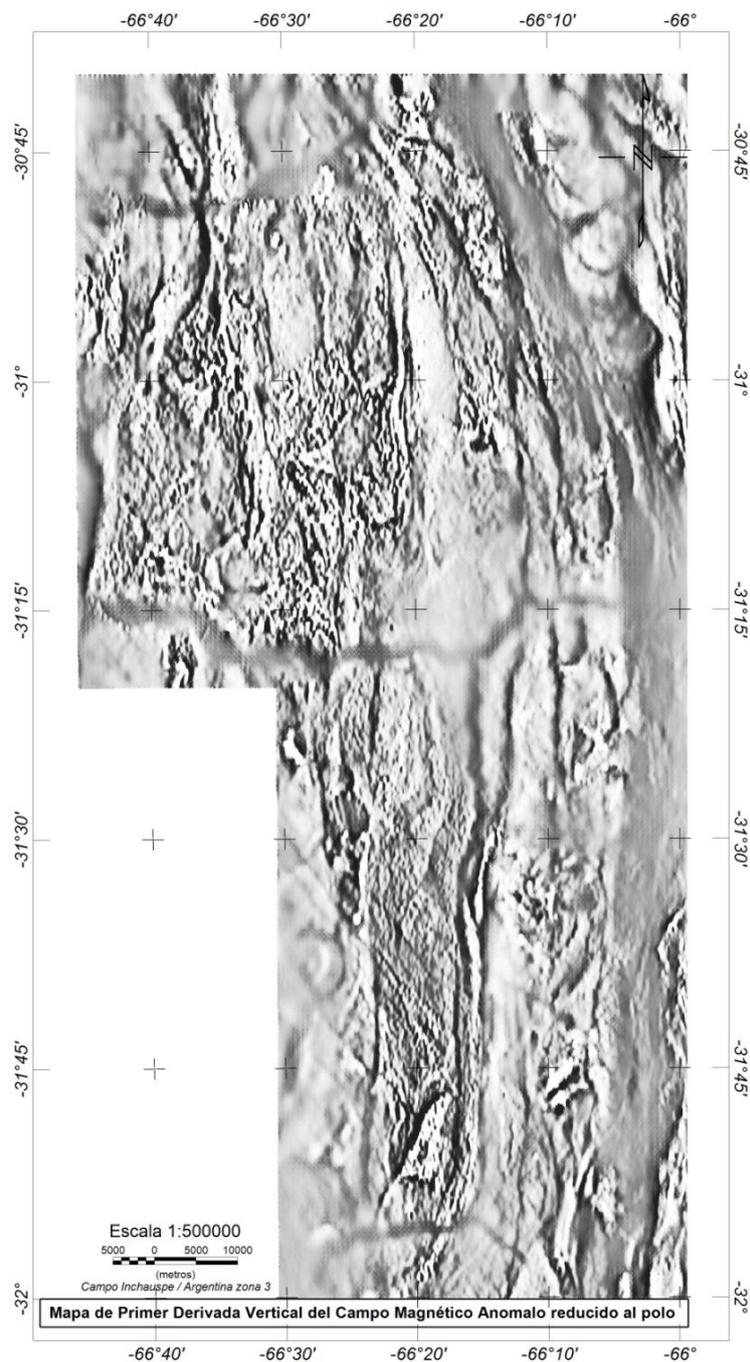
Diversas derivadas verticales del campo magnético pueden ser calculadas multiplicando el espectro de amplitud del campo por un factor de forma:

$$VD = \frac{1}{n} [(\mu^2 + \nu^2)^{1/2}]^n \quad (3)$$

Donde:

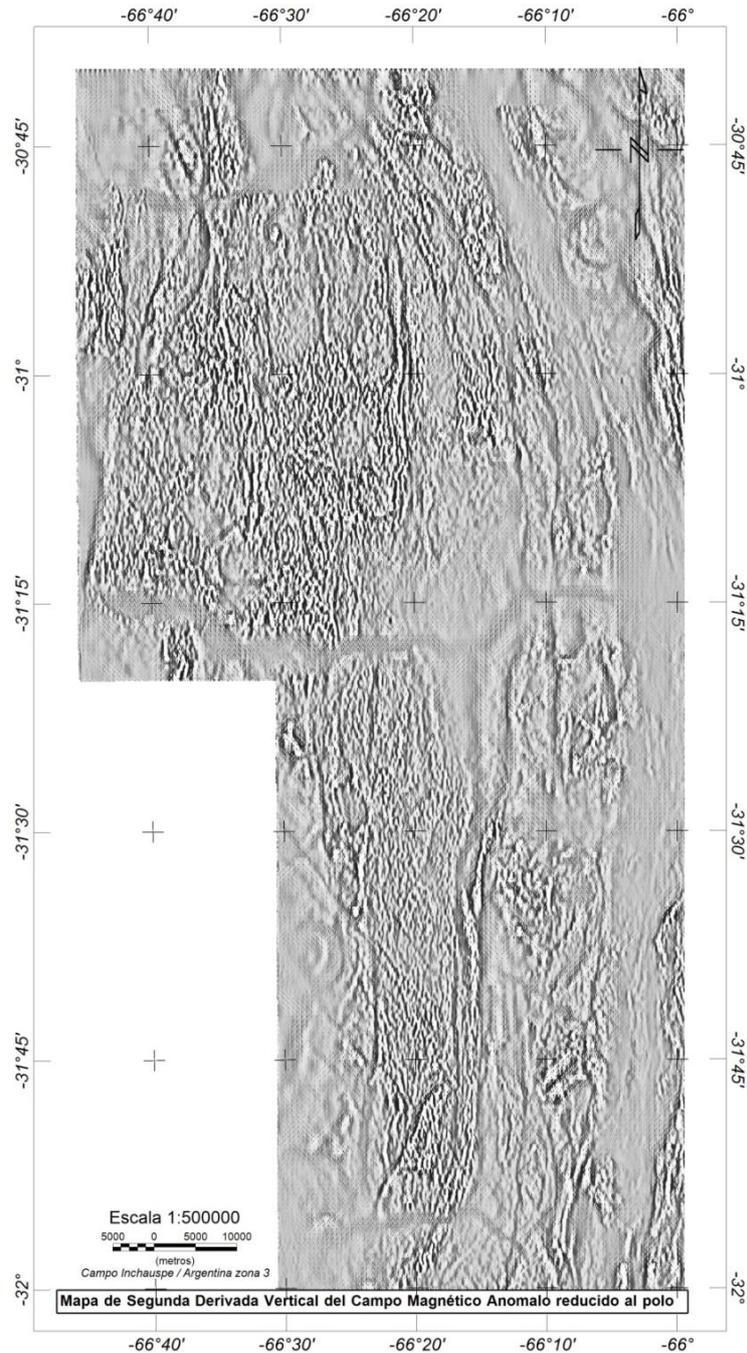
$VD$  : es la derivada vertical,  $n$  es el orden de la derivada vertical.  
 $\mu$  y  $\nu$  : son los números de onda según la dirección  $x$  e  $y$ .

La primera derivada vertical (gradiente vertical), es físicamente equivalente a medir el campo magnético simultáneamente en dos puntos verticales, uno por arriba del otro, restando los respectivos valores y dividiendo el resultado por la separación vertical espacial entre ambos puntos de medición (Figura 8).



**Figura 8.** Mapa de Primera Derivada Vertical.  
**Figure 8.** Map of First Vertical Derivative.

La segunda derivada vertical (Figura 9), es el gradiente vertical de la primera derivada vertical y así sucesivamente. La fórmula para la frecuencia de respuesta de estas operaciones, muestra que el proceso realza altas frecuencias relativas a bajas frecuencias. Esta propiedad es la base para la aplicación del proceso de derivada, el cual elimina los efectos regionales de gran longitud de onda y resuelve los efectos de anomalías someras. La segunda derivada vertical tiene mayor poder de resolución que la primera derivada vertical, pero requiere para su aplicación de datos de mayor calidad, ya que su mayor realce de altas frecuencias resulta en mayor realce de ruido (Milligan y Gunn, 1997).



**Figura 9.** Mapa de Segunda Derivada Vertical.

**Figure 9.** Map of Second Vertical Derivative.

### Derivadas Verticales Fraccionales

Actualmente, se ha demostrado un gran interés en el uso de derivadas de orden fraccional para lograr un mapa de derivada, que contenga el balance correcto entre realce de la señal y el ruido. Cooper (2003, 2004) demostró la eficacia en la solución de este problema basado en el método estadístico de desviación estándar local de los datos (ver ecuación 4).

$$F \left[ \frac{\partial^n f}{\partial z^n} \right] = k^n \cdot F(f) \quad (4)$$

Donde:

$F$ : es la representación en el dominio de Fourier del campo potencial.

$f$ : es el campo potencial.

$k$ : es el número de onda ó frecuencia.

$n$ : es un valor fraccional.

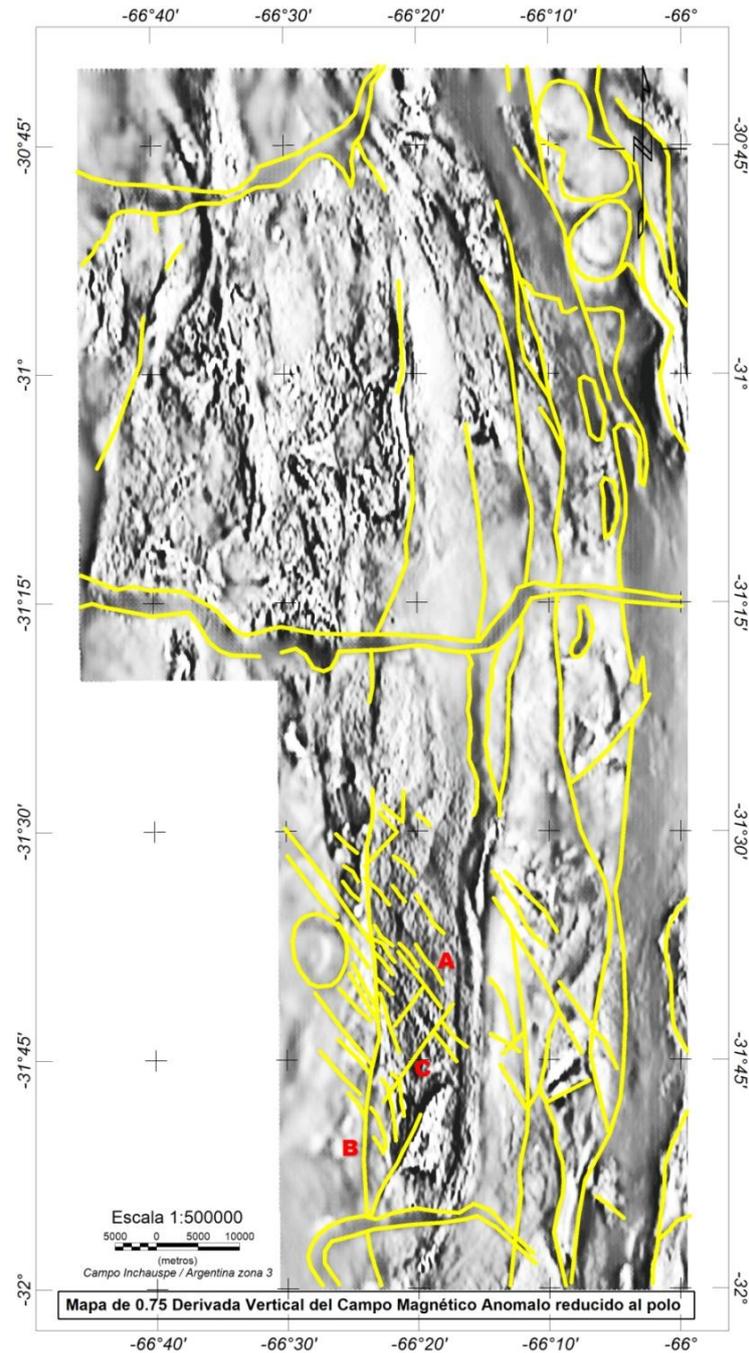


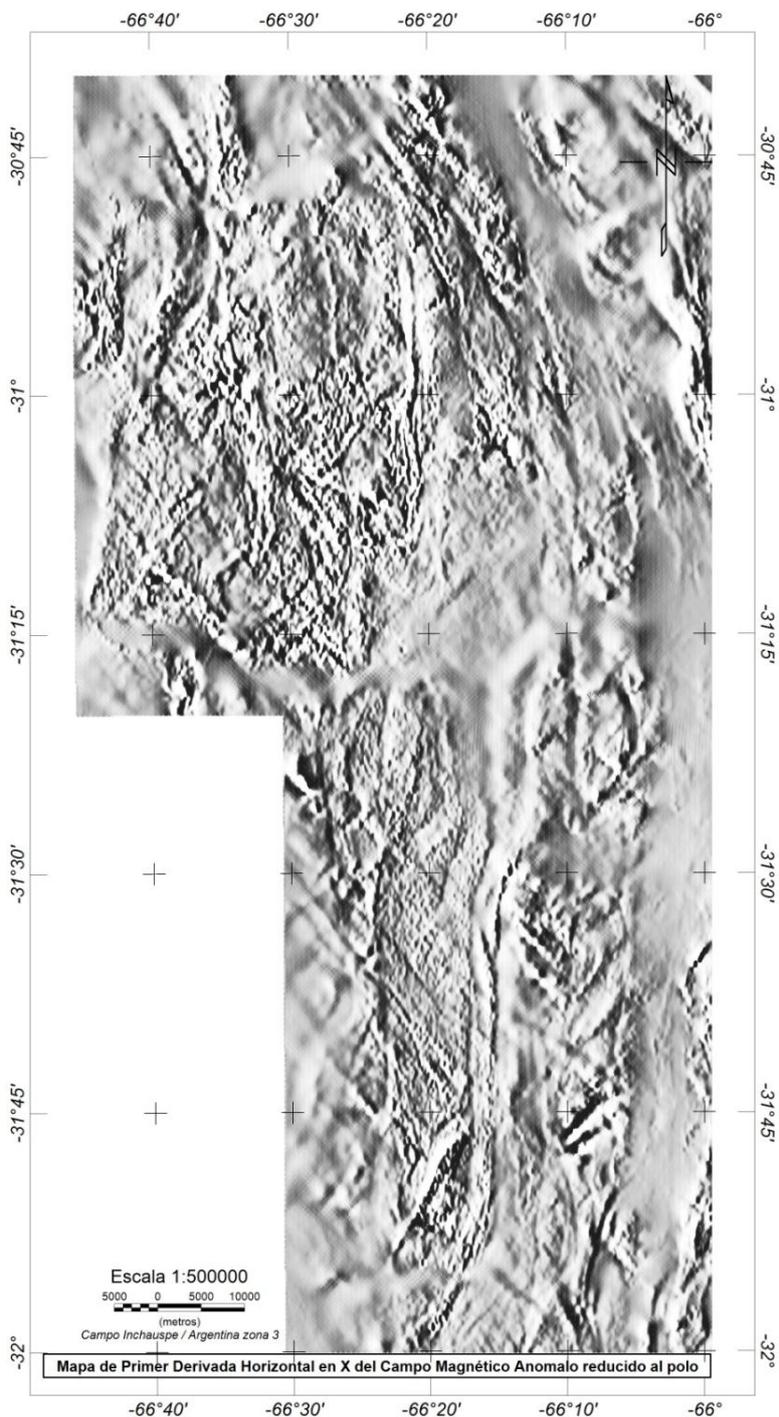
Figura 10. Mapa de Derivada Fraccional Vertical de orden 0.75.

Figure 10. Map of Vertical Fractional Order Derivative 0.75.

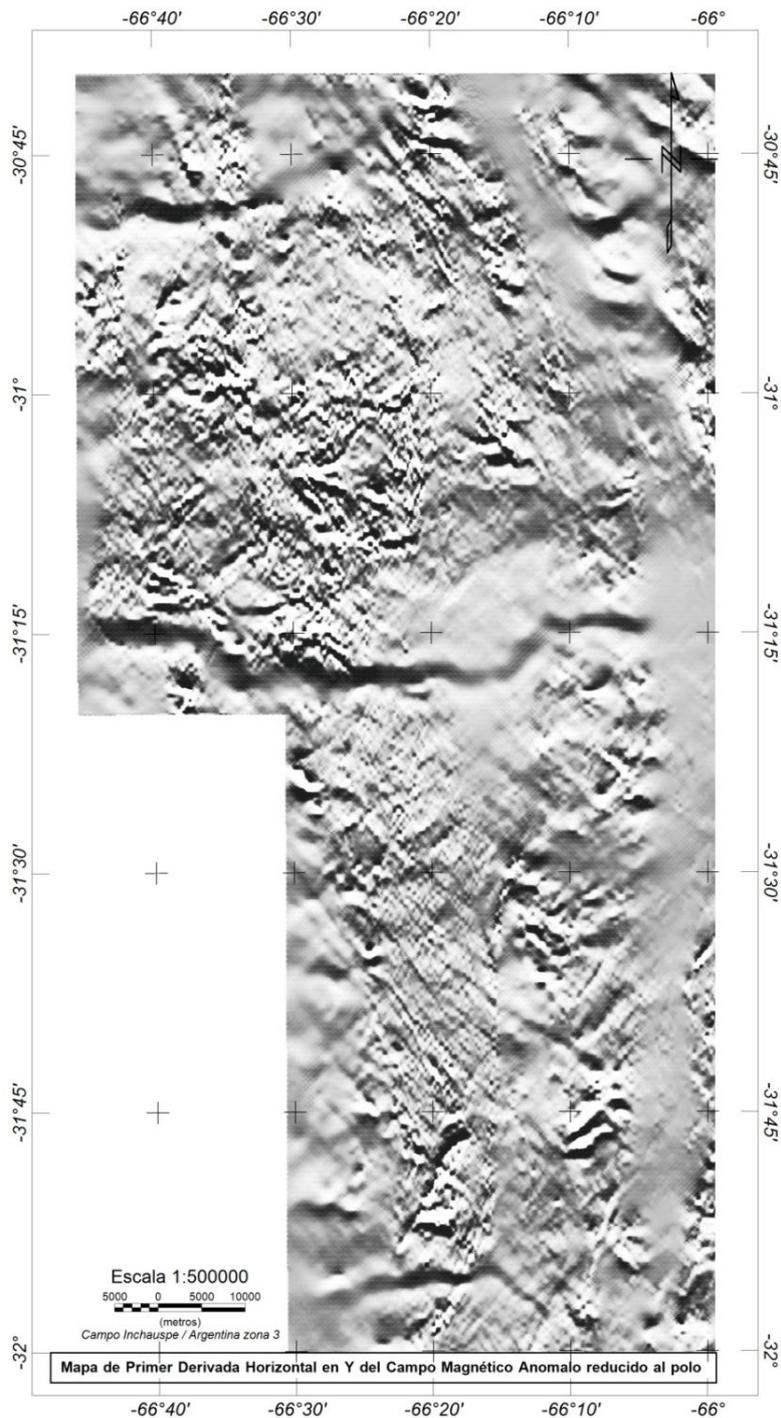
### Derivadas horizontales

Los filtros respuesta para calcular las  $n$ ésimas derivadas horizontales en las direcciones  $x$  ó  $y$  son:  $(j_u)^n$  y  $(j_v)^n$ . Este proceso incluye una transformación de fase tanto como un realce de altas frecuencias. La transformación de fase generalmente tiene el resultado de producir picos de anomalía localizados sobre los extremos de cuerpos

anchos, y el realce de altas frecuencias agudiza estos picos para incrementar la definición de los extremos del cuerpo. Algunos intérpretes usan la cualidad de las derivadas horizontales para delinear cuerpos geológicos en mapas, pero este proceso se vuelve ambiguo para cuerpos angostos. Sin embargo, la ventaja que poseen las derivadas horizontales sobre las derivadas verticales, es que las derivadas horizontales proporcionan picos sobre la parte superior de las fuentes e indican fuentes contorneadas por gradientes abruptos e inflexiones (Milligan y Gunn, 1997).



**Figura 11.** Mapa de Derivada Horizontal en X.  
**Figure 11.** Horizontal Derivative map on X.



**Figura 12.** Mapa de Derivada Horizontal en Y.  
**Figure 12.** Horizontal Derivative map on Y.

### Relación de Poisson

La relación de Poisson entre los potenciales magnético y de gravedad ha sido ampliamente utilizado para convertir las anomalías magnéticas a anomalías pseudogravedad (Baranov, 1957) y en la interpretación conjunta de datos gravimétricos y magnéticos (Chandler et al., 1981).

La relación de Poisson ayuda a transformar los datos magnéticos en datos de pseudogravedad y de esta manera obtenemos la pseudo anomalía gravimétrica (Figura 13). Se supone que las señales observadas de gravedad y las de magnetismo son causadas por el mismo cuerpo anómalo (con la misma geometría); y que las anomalías magnéticas son totalmente inducidas por el campo geomagnético actual (no hay magnetización remanente).

La relación de Poisson, para fuentes puntuales simples expresa que el potencial magnético causado por un cuerpo de densidad y magnetización uniformes es proporcional a la componente de la atracción gravitacional en la

dirección de la magnetización (Cordell y Taylor, 1971; Chandler et al., 1981; Blakely, 1995), ver ecuación 5.

$$\Delta Z = \frac{Jz}{G\sigma} \left( \frac{\partial g_z}{\partial z} \right) \quad (5)$$

Donde:

- $\Delta Z$ : intensidad magnética en la dirección z.
- $\partial g_z / \partial z$  = gradiente vertical de gravedad.
- Jz: densidad de magnetización en la dirección z.
- $\sigma$ : densidad del cuerpo.
- G: Constante de Gravitación de Newton.

$$\Delta Z = Cte \left( \frac{\partial g_z}{\partial z} \right)$$

Para la aplicación de ésta relación se considera que la relación magnetización – densidad es invariable.

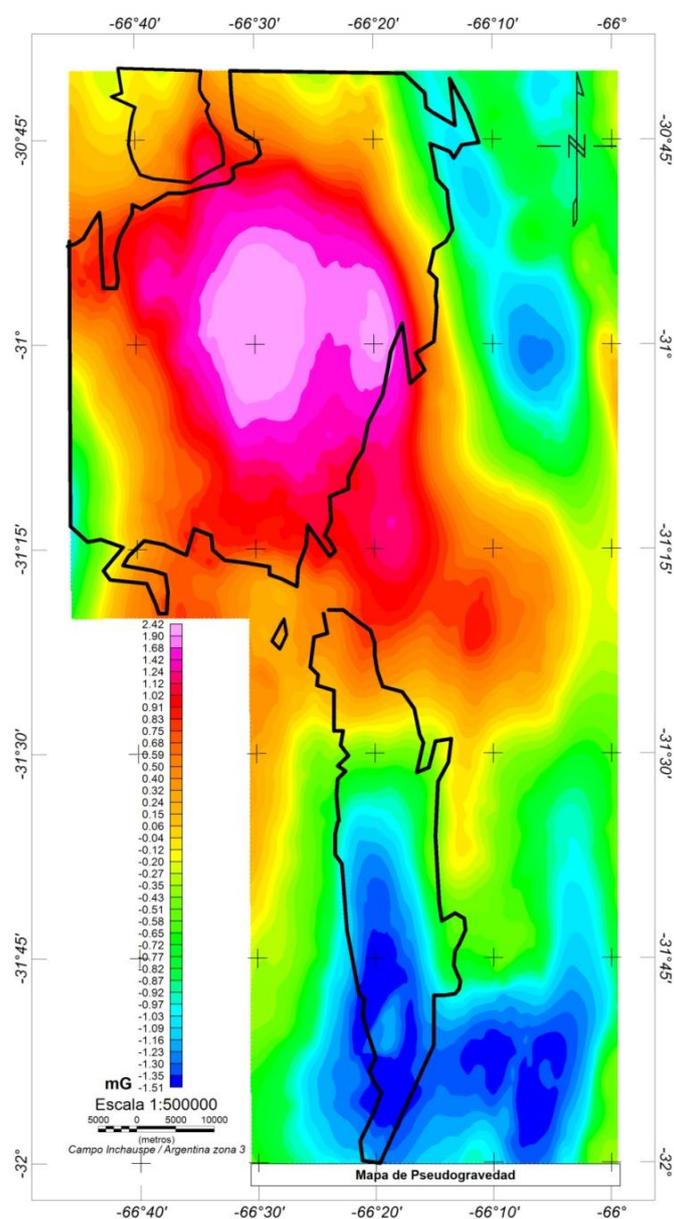


Figura 13. Mapa de Pseudogravedad.

Figure 13. Map of Pseudogravity.

## RESULTADOS

El mapa de anomalía magnética reducido al polo (Figura 3) del relevamiento aeromagnético del área La Rioja, muestra datos interesantes, donde se observa predominio de longitudes de onda cortas. En el análisis se denotan alternancia de bandas con valores muy altos (magenta), valores bajos (verdes), siempre positivos con tendencia general N-S y con predominio de valores muy altos para la Sierra de Chepes. Dicha anomalía puede denominarse alto magnético Chepes.

Un análisis detallado de la Sierra de Chepes, en su región central hacia el este, muestra lineamientos N-S que separan bandas de valores altos entre 880 y 290 nT. Para la región centro, hacia el oeste se observan bandas con valores altos de 880 nT y bandas con valores bajos del orden de 1 nT y negativos de 370 nT en su extremo oeste.

En el centro del área de estudio, los lineamientos provenientes del norte son cortados por un lineamiento de dirección casi O-E. En el extremo norte de la Sierra de Las Minas, se observan valores altos del orden de 300 nT, luego en dirección sur existe una disminución gradual de valores en fajas magnéticas desde 75 nT hasta -370nT. También, en esta sierra es destacable un bajo magnético extenso que denominaremos bajo magnético Las Minas.

El bloque correspondiente a la Sierra de Chepes es el que presenta mayor magnetismo del área. Se observan valores altos al este y al sureste de la mencionada sierra, como así también al este de la sierra de Las Minas. En cambio, en el resto de la zona se observan valores negativos. Se reconocen una variedad de dominios elongados con tendencia norte-sur asociados con cuerpos de granitoides y afloramientos de metasedimentos. Las rocas en la zona norte son en general magnéticas y en el sur, hay evidencia de un gran dominio magnético asociado con granitoides.

Por último, a partir del análisis del campo magnético anómalo reducido al polo de la región bajo estudio, se observan tres zonas de bajos magnéticos que se mencionan en la Figura 3 como A, B y C. La zona A se relaciona con la megafalla Salinas Grandes (Baldis et al. 1979), también percibida con la alineación de soluciones de Euler en los datos gravimétricos (Giménez et al. 2008). La zona B, en dirección este-oeste, corresponde a un bajo magnético que separa la Sierra de Chepes de la Sierra de Las Minas y que se advierte en los primeros estudios de gradiente gravimétrico (en preparación, Fanton et al., 2014). En el extremo sur de la Sierra de Las Minas es visible un corredor (zona C), el cual se vincularía con la megafalla de Quilmes (Giménez et al., 2008).

Las principales conclusiones obtenidas a partir de la interpretación del mapa de filtro pasa alto (Fig. 4) se podrían resumir de la siguiente manera: el área objeto de estudio se caracteriza por diversas anomalías magnéticas que tiene características diferentes (es decir, el relieve, la amplitud, el número de onda y la susceptibilidad). Se observan lineamientos en dirección N-S y lineamientos en dirección NW-SE, como así también en dirección y NE-SW. Los granitoides más viejos se caracterizan porque presentan anomalías magnéticas bajas. Es posible observar que la ubicación de las mineralizaciones de oro se asocia con anomalías magnéticas bajas.

A partir de la aplicación de la señal analítica a los datos del campo magnético reducido al polo, podemos advertir la diferencia entre el carácter dipolar de las señales producidas por el campo magnético anómalo reducido al polo (ver Figura 3), y el carácter monopolar de las anomalías luego de aplicar la señal analítica (ver Figura 5).

Keating y Sailhac (2004) muestran la Tabla de Correlación entre la profundidad y el radio del cilindro, para describir las anomalías magnéticas debidas a la presencia de pipes de kimberlita a diferentes latitudes magnéticas. En este trabajo se realiza el análisis de los picos en la grilla de la señal analítica mediante la aplicación del algoritmo de selección de Blakely (1995) con el fin de localizar los máximos. Luego, estos máximos se graban en la base de datos y se muestran con símbolos (cruces) en el mapa de señal analítica. Un resultado muy interesante puede verse en la Figura 6. Allí se observa claramente, que la mayoría de los depósitos minerales en esta área, se relacionan con amplitudes altas de señal analítica.

En la Figura 10, se muestra la derivada fraccional de orden 0.75 en escala de grises. En la parte sur, se puede observar un sistema de alineamiento NW-SE (indicado con A) con una densidad muy alta, sobrepuesto a dos lineamientos más regionales. El primero tiene orientaciones N-S (indicado con B), el segundo es más sutil tiene una orientación NE-SW (indicado con C); el cuál se hace más evidente con la derivada horizontal en X y verticales.

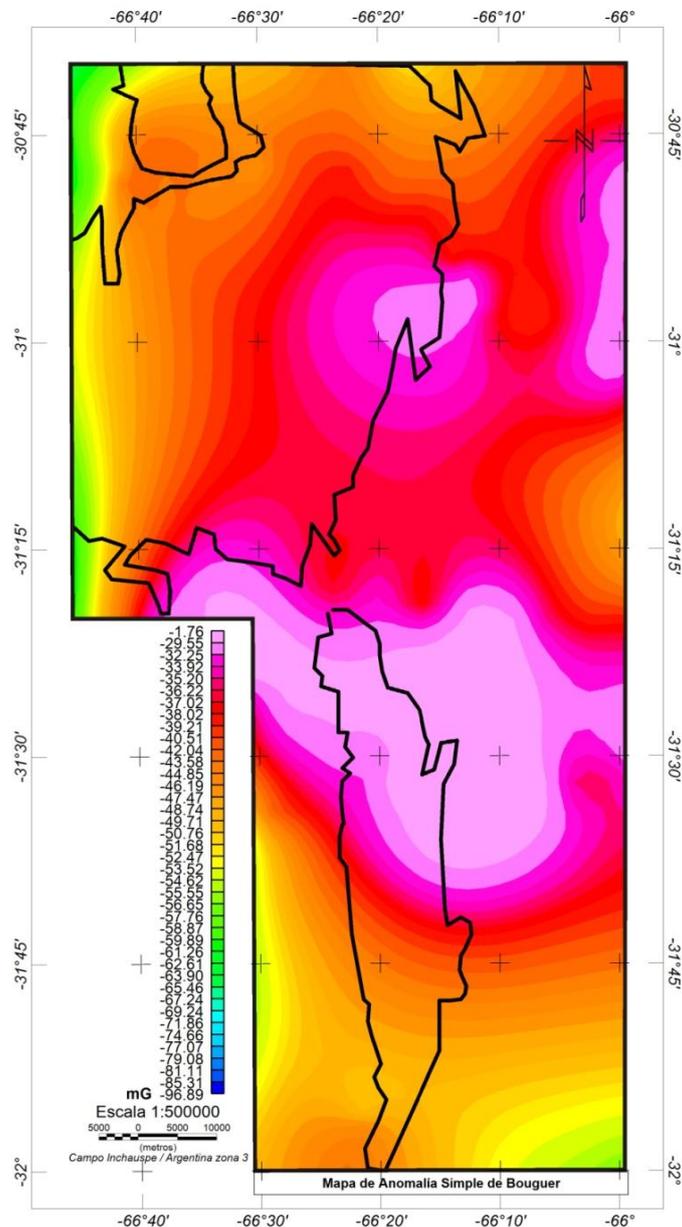
En la Sierra de Ulapes-Las Minas, entre las zonas de cizallas mapeadas por trabajos geológicos, podemos citar las que se encuentran en el distrito minero Las Callanas, latitud 31° 41' 59" S y longitud 66° 21' 18" O, las cuáles fueron mapeadas y descriptas por Cravero (1999).

Los contornos de las Sierras de Chepes y Ulapes-Las Minas han sido delimitados de manera muy eficiente, como así también los rasgos estructurales menores como zonas de cizallas al aplicar las derivadas horizontales (Figura 11 y 12). A partir de este procesamiento, se puede inferir la continuación de la Sierra de Las Minas, tanto hacia el este como el oeste.

A partir de una extensa base de datos gravimétricos pertenecientes al Instituto Geofísico Sismológico Volponi, se elaboró la carta de anomalía simple de Bouguer para el área de estudio (Figura 14) y se la comparó con la carta de anomalías pseudogravimétricas. Si bien entendemos que son escasos los datos gravimétricos terrestres incluidos en esta porción, vemos que existe buena coincidencia entre ambas cartas.

Cotejando las Figuras 13 y 14 (mapa de pseudogravedad y mapa de anomalía simple de Bouguer), observamos: 1) para la Sierra de Ulapes-Las Minas que las anomalías crecen desde el extremo sur hacia el extremo norte de la

misma; 2) para la Sierra de Chepes las mismas crecen desde el extremo sur hacia el centro de la misma. Este comportamiento similar en ambos mapas muestra que la distribución de masas causantes de anomalías sería la misma. De esta manera, quedaría descartada la primer hipótesis planteada por Pieters et al. (1997) acerca de la polarización reversa para la Sierra de Ulapes-Las Minas.



**Figura 14.** Mapa de Anomalia Simple de Bouguer.

**Figure 14.** Map of Simple Anomaly of Bouguer.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De acuerdo a los resultados obtenidos del análisis, la zona bajo estudio muestra diferentes grados de magnetización y la disposición de las fuentes causantes se pone de manifiesto.

Los mapas generados a partir de los datos aeromagnéticos fueron utilizados para ampliar el conocimiento estructural del área de estudio. Se delinearon las zonas de cizalla, siguiendo los valores magnéticos máximos de amplitud e inclinación de la señal analítica (ASA e ISA), derivadas verticales de orden 0.75, 1 y 2 del campo magnético anómalo, y también a partir de la observación de los mapas de las derivadas horizontales (DX y DY). Los lineamientos principales observados arrojan dos direcciones principales NW-SE y NE-SW y pueden representar zonas de cizalla que son fuertes controladores de mineralización en la región. En cambio, los de

segundo orden, presentan dirección en general E-O.

A partir de lineamientos magnéticos revelados fueron seleccionadas fallas conjugadas mediante imágenes sombreadas en escala de grises provenientes del mapa de derivadas verticales de orden 0.75; 1 y 2 y del mapa de Señal Analítica (ASA) del campo magnético anómalo reducido al polo. En particular, se puede apreciar que la fábrica de lineamientos magnéticos define tres bloques que incluyen las sierras de: Los Llanos al norte; la de Chepes en el medio del área bajo estudio y la de Ulapes-Las Minas al sur.

A partir de la relación de Poisson creamos haber descartado la primera hipótesis propuesta por Pieters. Por otro lado, las zonas de cizalla se pudieron delinear magnéticamente y se corresponden con bajos magnéticos. Esto implicaría cambios físico-químicos en los minerales ferromagnéticos, tales como magnetita que estaría parcialmente alterada a hematita u otros minerales de baja susceptibilidad magnética, por ello no se descartaría la segunda hipótesis planteada por Pieters (1997).

La existencia de esta zona ancha de baja respuesta magnética (susceptibilidad magnética), se puede justificar pensando que: hubo circulación de fluidos hidrotermales a través de las zonas de cizalla, desde un plutón emplazado en profundidad. Esta idea se sustenta en que Granitos Devónicos no están expuestos en las Sierras de Chepes, de Los Llanos y de Las Minas, sin embargo, a partir del análisis de los distintos mapas aeromagnéticos (ver Figura 10), se observan formas ovales de tamaños que van desde stock a plutón. Dichas estructuras sugieren la presencia de granito Devoniano bajo las planicies aluviales en el extremo NE del mapa del área y al O del margen centro Oeste de la Sierra de Las Minas. En otras partes de las Sierras Pampeanas (al Sur), Skirrow et al. (2000) informan que los granitos Devónicos muestran firmas aeromagnéticas similares a las de la Figura 10.

La datación isotópica  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  realizada a muestras de sericita en la región se ajustan a la ocurrencia de un evento metalogénico de Au, Ag, Pb, Zn, W, Cu de edad Devónico inferior en el sur de las Sierras Pampeanas (Skirrow et al., 2000). Por lo cual los cuerpos de granito Devónico ocultos en el área del mapa pueden haber proporcionado la fuente de calor que induce la circulación convectiva de fluidos hidrotermales.

Actualmente nos encontramos trabajando sobre modelos gravimagnetométricos que podrían avalar la presencia de los cuerpos plutónicos mencionados anteriormente.

**Agradecimientos:** A las siguientes instituciones SEGEMAR, CONICET, Instituto Geofísico Sismológico Volponi y al Departamento de Geofísica y Astronomía de la Universidad Nacional de San Juan. Y a la colaboración desde los proyectos financiados por CICITCA-UNSJ y PICT 2010 Bicentenario 2401 ANPCYT. Finalmente a los evaluadores anónimos por sus interesantes y valiosos aportes.

## REFERENCIAS

- Ansari, A.H. and K. Alamdar, (2009). Reduction to the Pole of Magnetic Anomalies Using Analytic Signal. *World Applied Sciences Journal*, 7 (4): 405-409.
- Baldis, B., E. Uliarte, y A. Vaca, (1979). Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4: 294-311.
- Blakely, R., (1995). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. 461 p.
- Bodenbender, G., (1911). Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina Academia Nacional de Ciencias. Córdoba. *Boletín XIX* (1): 5-221.
- Bodenbender, G., (1912). Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. Constitución geológica y recursos naturales. Ministerio de Agricultura, Secretaría de Geología y Minería. *Anales VII* (3): 9-116.
- Braccacini, I.O., (1946). Los estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la sierra de los Llanos (Provincia de La Rioja). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1 (1): 19-61.
- Braccacini, I.O., (1948). Sobre la presencia del Carbonífero inferior en la sierra de los Llanos. *Boletín Informativo Petrolero*. 281 p.
- Briggs, I.C., (1974). Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39 (1): 39-48.
- Caminos, R., (1979). Descripción geológica de las Hojas 21f, Sierra de Las Minas y 21g, Ulapes, Provincias de La Rioja, Córdoba, San Juan y San Luis. Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional. *Boletín 172*. 56 p.
- Chambers, P., (1996). Survey details, technical specifications and Surrey logistics report for airborne geophysical Survey Córdoba, La Rioja, San Luis. Australian Geological Survey Organisation, Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine-Australia Cooperative Project, Report 14.
- Chandler, V.W., Koski, J.S., Hinze, W.J., Braile, L.W., (1981). Analysis of multi source gravity and magnetic anomaly data set by moving-window application of Poisson's theorem. *Geophysics*, 46 (1): 30-39.
- Cravero, O.V. y Ríos Gómez, J.A., (1988). Distrito Minero El Abra, Provincia de La Rioja: Un ejemplo de zona de cizalla aurífera (shear zone) en nuestro país. Tercer Congreso Nacional de Geología Económica, 3: 129-140.
- Cravero, O.V., Ríos Gómez, J.A., Loredó J., García Inglesias, J. (1995). Gold-bearing shear zones in Sierra de Chepes, de Las Minas and Ulapes, La Rioja, Argentina. Paper presented at Lake Tahoe, California, Conference.

- Cravero, O.V., (1999). Yacimientos auríferos en Sierras de Las Minas y Ulapes, La Rioja. En: Zappettini, E. (Ed). Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales, 35: 637-646.
- Cooper, G.R.J. y Cowan, D.R., (2004). Filtering using variable order vertical derivatives. *Computers & Geosciences*, 30 (5): 455-459.
- Cooper, G.R.J. y Cowan, D.R., (2003). The application of fractional calculus to potential field data. *Exploration Geophysics*, 34 (4): 51–56.
- Cordell, L. y Taylor, P.T., (1971). Investigation of magnetization and density of a North Atlantic seamount using Poisson's theorem. *Geophysics*, 36 (5): 919-937.
- Dahlquist, J.A., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Saavedra J., Alasino, P.H., (2005). Los granitoides de la sierra de Chepes y su comparación con granitoides paleozoicos de las Sierras Pampeanas: implicancias para el orógeno famatiniano. *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial*, 8: 87-108.
- El Sadek, Mohamed. A., (2009). Radiospectrometric and magnetic signatures of a gold mine in Egypt *Journal of Applied Geophysics*, 67: 34-43.
- Fanton, G., Martínez P. y Gimenez M., (2014). Análisis e Interpretación del gradiente gravimétrico de las sierras de Chepes-Las Minas (en preparación).
- Frengüelli, J., (1946). Consideraciones acerca de la serie de Paganzo en las provincias de San Luis y La Rioja. *Revista Museo de La Plata. La Plata. Serie Geológica II*, (18): 313-376.
- Frengüelli, J., (1949). Acerca de un nuevo descubrimiento de plantas en los Estratos del arroyo Totoral en la sierra de Los Llanos de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Tomo IV* (1): 153-164.
- Frengüelli, J., (1950). Incites del Paleozoico superior del oeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Tomo V* (1): 136-148.
- Gimenez, M., Martínez, P., Introcaso, A., (2008). Lineamientos Regionales del Basamento Cristalino a partir de un Análisis Gravimétrico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (2): 288-296.
- Gunn, P.J., Fitz Gerald, D., Yassi N., Dart, P., (1997). New algorithms for visually enhancing airborne geophysical data. *Exploration Geophysics*, 28: 220–224.
- JICA-MMAJ, (1993). Informe sobre la exploración de minerales del área oeste de la República Argentina – Fase I. Japan International Cooperation Agency, Metal Mining Agency of Japan, Report 93-043. 167 p.
- JICA-MMAJ, (1994). Informe sobre la exploración de minerales del área oeste de la República Argentina – Fase II. Japan International Cooperation Agency, Metal Mining Agency of Japan, Report 93-040. 111 p.
- JICA-MMAJ, (1995). Nota explicatoria sobre la geología y depósitos minerales en el área oeste de la República Argentina. Japan International Cooperation Agency, Metal Mining Agency of Japan, February 1995.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W., (1986). The Sierras Pampeanas of Argentina - a modern analog of Rocky-Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737.
- Millier, H.G. y Singh, V.J., (1994). Potential Field tilt - A new concept for location of potential field sources. *Applied Geophysics*, 32: 213-217.
- Milligan, P.R. y Gunn, P.J., (1997). Enhancement and presentation of airborne geophysical data 1. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17 (2): 63-75.
- Nabighian, M., (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37 (3): 507-517.
- Nabighian, M.N., (1974). Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39 (1): 85-92.
- Phillips, J.D., (1997). Potential- field geophysical software for the PC, version 2.2: U.S. Geological Survey Open-File Report, 97-725, 34p.
- Pieters, P., Skirrow, R.G., Lyons, P., (1997). Informe geológico y metalogenético de las Sierras de Chepes, Las Minas y Los Llanos - Provincia de La Rioja., 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Buenos Aires. Anales N° 26.
- Roest, W.R. y Pilkington, M., (1993). Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. *Geophysics*, 58 (5): 653-659.
- Roest, W.R., Verhoef J., Pilkington, M., (1992). Magnetic interpretation using 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57 (1):116-125.
- Roest, W.R., Pilkington, M., (1993). Identifying remanent magnetization effects in magnetic data, *Geophysics*, 58: 653-659.
- Salem, A. y Smith, R., (2005). Depth and structural index from normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 53 (1): 83-89.
- Skirrow, R.G., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Sims, J.P., Stuart-Smith, P.G., (2000). Metallogeny of the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Geologic, 40Ar-39Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag-Pb-Zn and W ore formation. *Ore Geology Reviews*, 17 (1): 39-81
- Swain, C.J., (1976). A FOTRAN IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature. *Computers & Geosciences*, 1: 231-240.
- Thurston, J.B. y Smith, R.S., (1997). Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility

contrast using SPITM method. *Geophysics*, 62 (3): 807-913.  
Turner, J.C. y De Alba, E., (1968). Rasgos geológicos de las sierras de Chepes y Ulapes, provincia de La Rioja.  
*Actas de la 3º Jornadas Geológicas Argentinas*, (1): 173-194.

Recibido: 12-8-2013

Aceptado: 25-4-2014

**MODELO GEOFÍSICO CON DATOS GRAVIMÉTRICOS Y  
AEROMAGNETOMÉTRICOS EN EL BORDE NORESTE DEL MACIZO  
NORPATAGÓNICO, RÍO NEGRO, ARGENTINA**

**GEOPHYSICAL MODEL WITH GRAVIMETRIC AND AEROMAGNETOMETRIC  
DATA IN NORTHEAST PATAGONIAN MASSIF, RÍO NEGRO, ARGENTINA**

**Federico Lince Klinger<sup>2</sup>, Martín León<sup>1</sup>, Patricia Martínez<sup>1,2</sup>, Cecilia Weidmann<sup>2</sup>, Sheila Anci<sup>2</sup>,  
Orlando Álvarez<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Universidad Nacional de San Juan (UNSJ) - Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales  
(FCEF y N)- Departamento de Geofísica y Astronomía. San Juan, Argentina.

<sup>2</sup>CONICET- Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV). San Juan, Argentina.

E-mail: [fklinger@hotmail.com](mailto:fklinger@hotmail.com)

**RESUMEN**

Con el objeto de inferir la distribución en corteza de las diferentes unidades litológicas aflorantes en el borde noreste del macizo Norpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. Se construyó un modelo de doble inversión utilizando datos de gravedad terrestre y aeromagnetométricos. Este modelo sumado a mapas de reducción al Polo y señal analítica, obtenidos a partir de una grilla de anomalías aeromagnetométricas, permitió dividir la corteza superior en tres dominios magnéticos. Estos cambios laterales de densidad y susceptibilidad magnética podrían estar vinculados a una corteza dividida en bloques de distinto origen. Esto último estaría apoyando la hipótesis sobre la aloctonía de algunos bloques en el norte de la Patagonia, propuesta que recientemente ha sido realizada por otros autores. Desde este modelo se propone un mayor espesor litológico para el Complejo Yaminué y la probable ubicación de su contacto en profundidad con la Formación Nahuel Niyeu.

**Palabras claves:** Aeromagnetometria; Gravimetría; modelo; corteza.

**ABSTRACT**

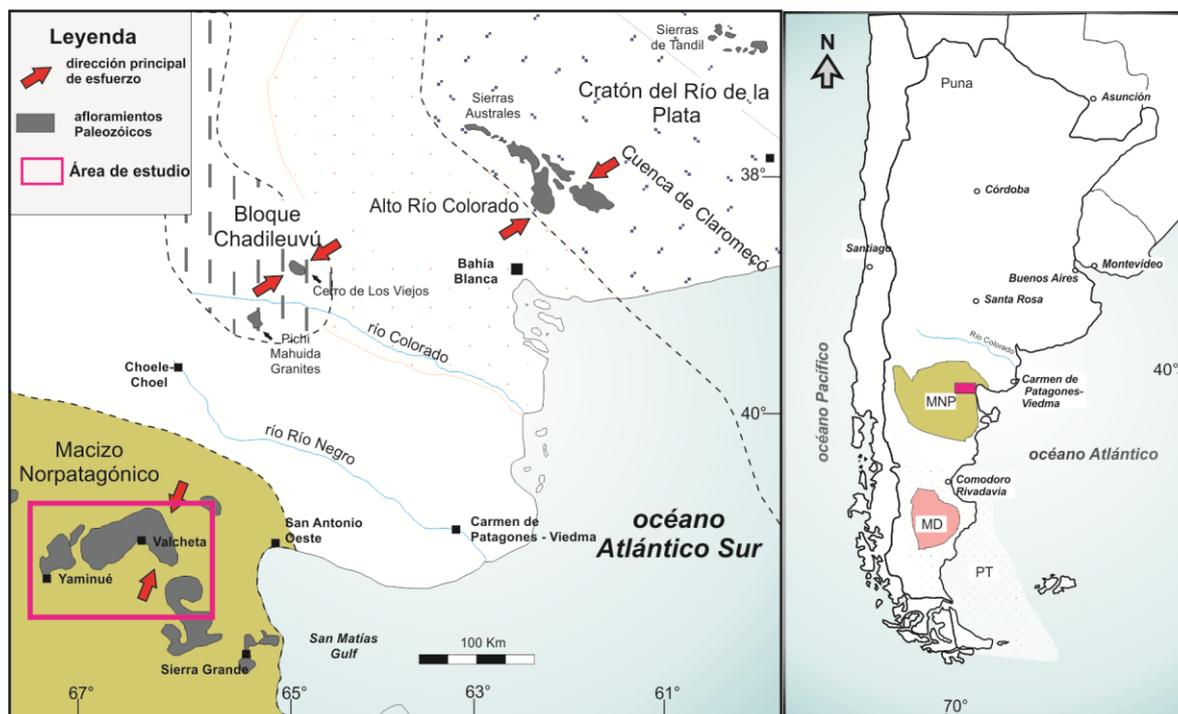
To infer crustal distribution for different outcrop lithological units in the northeastern North Patagonian Massif border, Rio Negro province, Argentine, a double inversion model was built using terrestrial gravimetric and aeromagnetometric data. This model, supported by pole reduction and analytic signal maps obtained from aeromagnetic anomaly grids, allows us divide the upper crust in three magnetic domains. The density and magnetic susceptibility lateral variations could be linked to crustal blocks which differ in their genetic origin. These interpretations are in agreement with hypothesis in the North of Patagonia presented by other authors. As a result from the obtained model, we propose a thicker layer related to Yaminué Complex and, probably, its lithological contact with the Nahuel Niyeu formation.

**Keywords:** aeromagnetometric; gravimetric; model; crust

## INTRODUCCIÓN

En la última década se han intensificado los estudios geofísicos en el Batolito de Somún Cura al noreste del Macizo Norpatagónico (MNP) (Figura 1) (Gregori et al., 2008; Croce et al., 2009; Lince Klinger et al., 2010a; Lince Klinger et al., 2010b; Rapalini et al., 2010; Chernicoff et al., 2013). Croce et al. (2009) aportaron información sobre la profundidad media de cuerpos plutónicos intruidos en el mesozoico (Complejo Plutónico Navarrete), utilizando el método espectral con datos gravimétricos. Lince Klinger et al. (2010a) realizan un modelo gravimétrico estimando la geometría de dichos cuerpos y de la roca de caja de edad pre-mesozoica (Complejo Yaminué) para el que reportan un bajo espesor. Este resultado junto a información geológica es integrada por Rapalini et al. (2010) en un modelo tectónico donde proponen que el Complejo Yaminué se comporta como un conjunto de escamas tectónicas de bajo ángulo, vinculándolas a una hipotética zona de colisión entre el MNP y el cratón del Río de la Plata. Recientemente Chernicoff et al. (2013) apoyándose en información isotópica y geofísica, postulan la amalgamación de un bloque aloctono al terreno Patagonia denominado La Esperanza-Yaminué. Todos los modelos del subsuelo reportados en el área de estudio han sido elaborados a partir de datos gravimétricos y magnetométricos en forma aislada (Lince Klinger et al., 2010 a; Lince Klinger et al., 2010b; Chernicoff et al., 2013).

En el presente estudio se muestra un nuevo modelo de doble inversión para la corteza superior en el noreste del Macizo Norpatagónico utilizando datos de gravedad terrestre y aeromagnetométricos modelados en forma conjunta. Disminuyendo la ambigüedad que se obtiene en modelos de inversión simple generando una respuesta más robusta sobre la distribución lateral de densidades y susceptibilidades magnética en corteza. Este modelo apoyado con el método de señal analítica permitirá localizar el contacto litológico entre dos unidades pre-mesozoicas (Formación Nahuel Niyeu y Complejo Yaminué). Contacto vinculado por Chernicoff et al. (2013) al borde oriental de un bloque aloctono al terreno de Patagonia denominado La Esperanza-Yaminué.



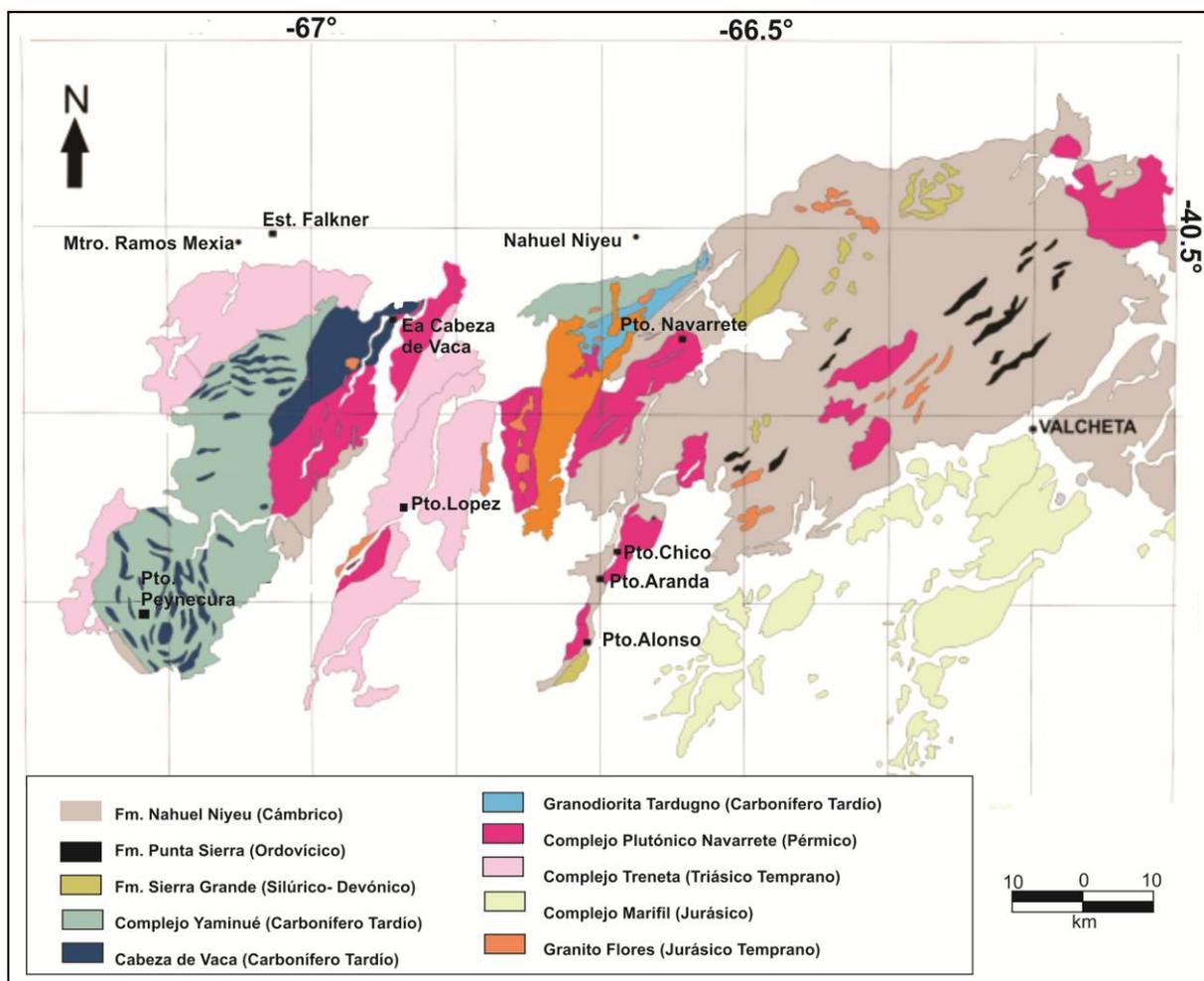
**Figura 1.** Noreste del Macizo Norpatagónico, con un rectángulo se ubica el área de estudio (Figura modificada de Rapalini et al., 2010).

**Figure 1.** Northeast of Norpatagonico Massif, a rectangle locates the study area (Figure modified from Rapalini et al., 2010).

## LITOLOGÍA

La unidad estratigráfica más antigua de la región es la formación metaclástica Nahuel Niyeu (Chernicoff y Caminos, 1996a), la cual comprende una amplia secuencia de metagrauvascas, limolitas, lutitas, hornfels localizados y escaso material metavolcánico. Éstas han sido datadas utilizando U-Pb en circones detríticos por Pankhurst et al. (2006) atribuyéndole una edad de 515 Ma (Figura 2).

El Complejo Yaminué (CY), originalmente definido por Caminos y Llambías (1984) y profundizado por Chernicoff y Caminos (1996b), Llambías et al. (2002) y López de Luchi et al. (2010), comprende granitoides fuertemente foliados emplazados en gneises, esquistos y margas de edad desconocida. Los mayores y mejores afloramientos de esta unidad se localizan al sur de las estaciones de trenes Falkner y Nahuel Niyeu (Figura 2). Allí, el complejo forma cuerpos de forma laminar de escaso buzamiento con rumbo NE cuya textura es porfídica de grano medio a grueso y de composición granodiorita-monzogranito y en menor cantidad, tonalitas (López de Luchi et al., 2010). El Complejo Yaminué presenta contactos intrusivos y tectónicos con la Formación Nahuel Niyeu en diferentes localidades (Von Gosen, 2003).



**Figura 2.** Mapa geológico tomado y modificado de Caminos (2001).  
**Figure 2.** Geological map taken and modified from Caminos (2001).

Las rocas sedimentarias marinas silúricas-devónicas de la formación Sierra Grande (FSG) sobreyacen con una disconformidad a la FNN. La FSG comprende cuarcitas, ortocuarcitas y en menor cantidad conglomerados y pelitas. Se le ha asignado una edad del silúrico al devónico inferior en base a escasos invertebrados fósiles hallados (Manceñido y Damborenea, 1984). Dataciones

recientes de circones detríticos mediante U-Pb (SHRIMP, Uriz et al., 2008) indica una máxima edad depositacional de 428 Ma.

La formación Granodiorita Tardugno (GT) está expuesta al sur de la localidad de Nahuel Niyeu (Figura 2). Ésta consiste en granodioritas porfídicas deformadas e intruidas por tonalitas pérmicas del Complejo Plutónico Navarrete (CPN) y está en contacto con la FNN a lo largo de una superficie de gran buzamiento de rumbo NE, donde se observan efectos de cizalla y milonitas. Basei et al. (2002) proporciono una edad de  $300\pm 6$  Ma usando U-Pb convencional sobre tonalitas para la formación GT.

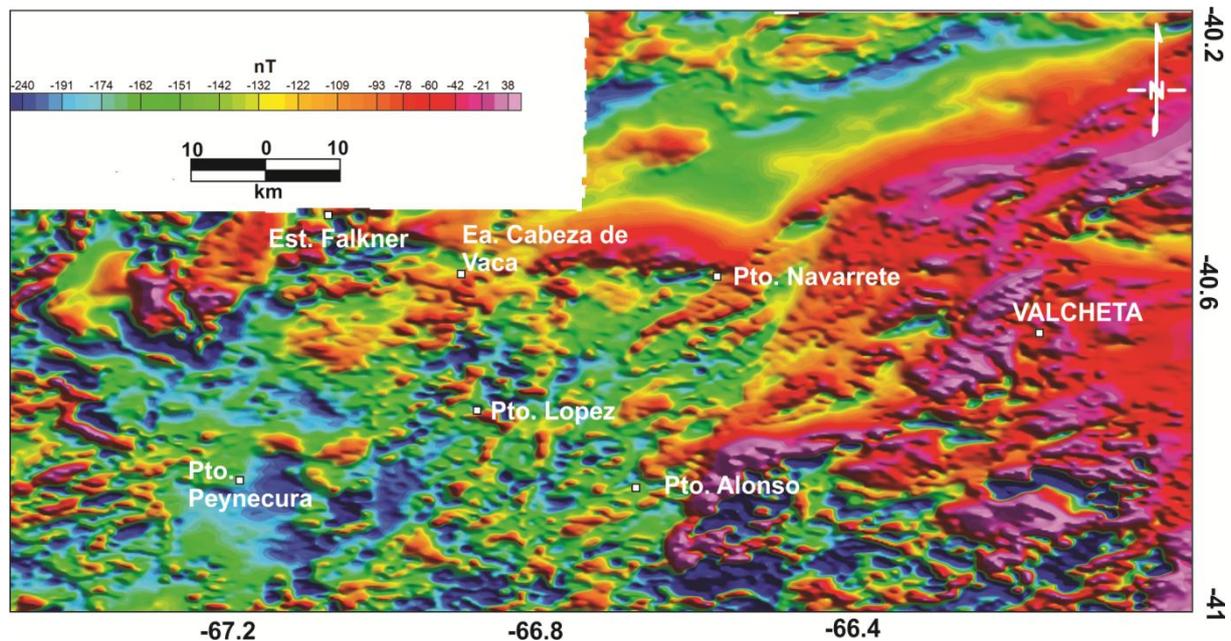
El Complejo Plutónico Navarrete (CPN) es la más conspicua unidad del Paleozoico Superior del área de estudio. Está compuesta por granodioritas, tonalitas, granitos y microtonalitas asociadas, microgranodioritas, microdioritas y diques leucograníticos, los cuales se sugirió que estaban relacionados a un magmatismo de zona de subducción (Rapela y Caminos, 1987). Los mayores afloramientos se localizan al sur de la localidad de Nahuel Niyeu (afloramiento este,  $70 \text{ km}^2$ ) y la estación ferroviaria Falkner (afloramiento oeste,  $180 \text{ km}^2$ ) (Figura 2). Diferentes facies se han identificado en este complejo (Rapela y Caminos, 1987).

En algunas áreas el CPN es cortado por granitos epizonales (Granito Flores) del Jurásico Inferior o cubierto por rocas volcánicas del Triásico (Formación Treneta) o más jóvenes como así también por sedimentos modernos. Contactos con la roca de caja (comúnmente metasedimentos de FNN) son discordantes y agudos. Solo en algunos lugares los bordes del plutón son predominantemente concordantes con la foliación de la roca metasedimentaria circundante.

## METODOLOGÍA

### El dato geofísico

Se dispuso de 144 datos gravimétricos y altimétricos cedidos por el Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV), el detalle de la adquisición y procesamiento han sido descritos por Croce et al. (2009). Por otro lado, los datos aeromagnetométricos fueron solicitados al Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Las autoridades del mencionado organismo cedieron una grilla de anomalías aeromagnetométricas con nodos cada 250 m. Este dato fue adquirido a una altura de vuelo nominal de 120 m siguiendo líneas de vuelo principales de dirección N-S, espaciadas cada 1000 m. Se realizaron líneas de vuelo de control con dirección E-O, espaciadas cada 7500 m.



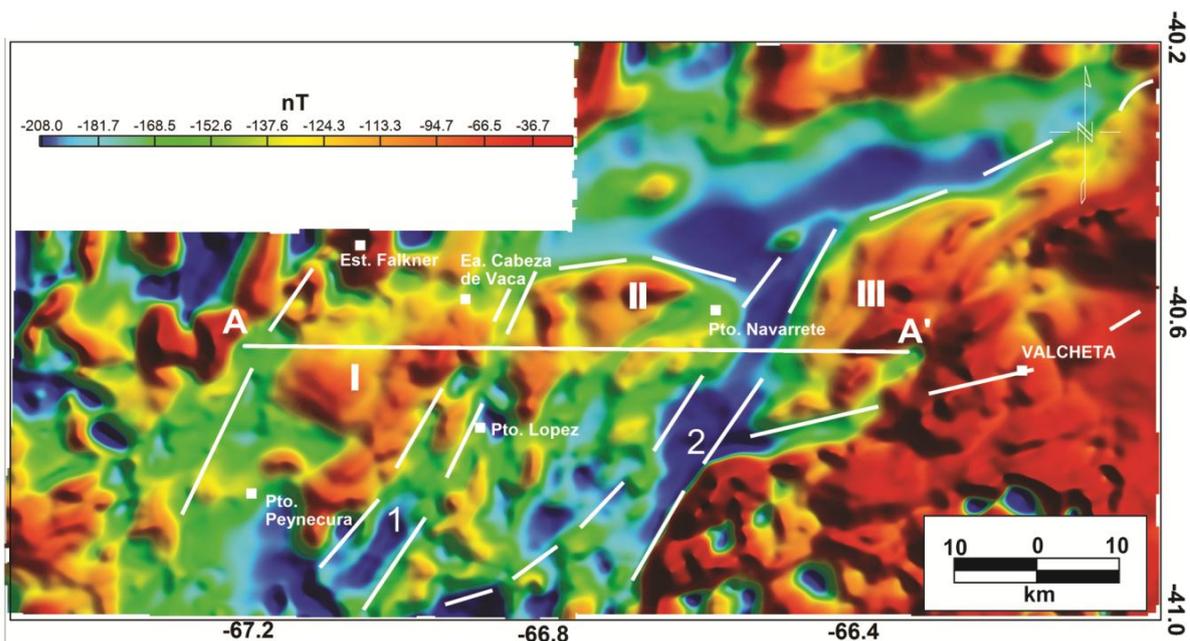
**Figura 3.** Mapa de anomalías aeromagnéticas.  
**Figure 3.** Map of aeromagnetic anomalies.

## Interpretación de anomalías aeromagnetométricas

### Reducción al Polo

Se realizó la reducción al Polo (Baranov, 1957) de la grilla de anomalías aeromagnetométricas (Figura 3), buscando vincular las diferentes anomalías con las estructuras geológicas identificadas en el área de estudio y a lo largo del perfil A-A'. Para ello, fue necesario prolongar las anomalías aeromagnetométricas reducidas al polo a una altura de 1 km (Figura 4), filtrando las cortas longitudes de onda (ruido y fuentes superficiales).

Cabe señalar que al realizar esta transformación se modifica el valor real de las anomalías y que el magnetismo remanente no ha sido considerado, por lo tanto sólo utilizaremos la RTP como método de interpretación auxiliar. Sin embargo, a lo largo del perfil A-A' (Figura 5) las anomalías aeromagnéticas son contrastadas con las gravimétricas, de esta forma y a grandes rasgos podemos determinar la influencia del magnetismo remanente a lo largo de la sección A-A' (Cordell and Taylor, 1971; Chandler et al., 1981 y Blakely, 1995).

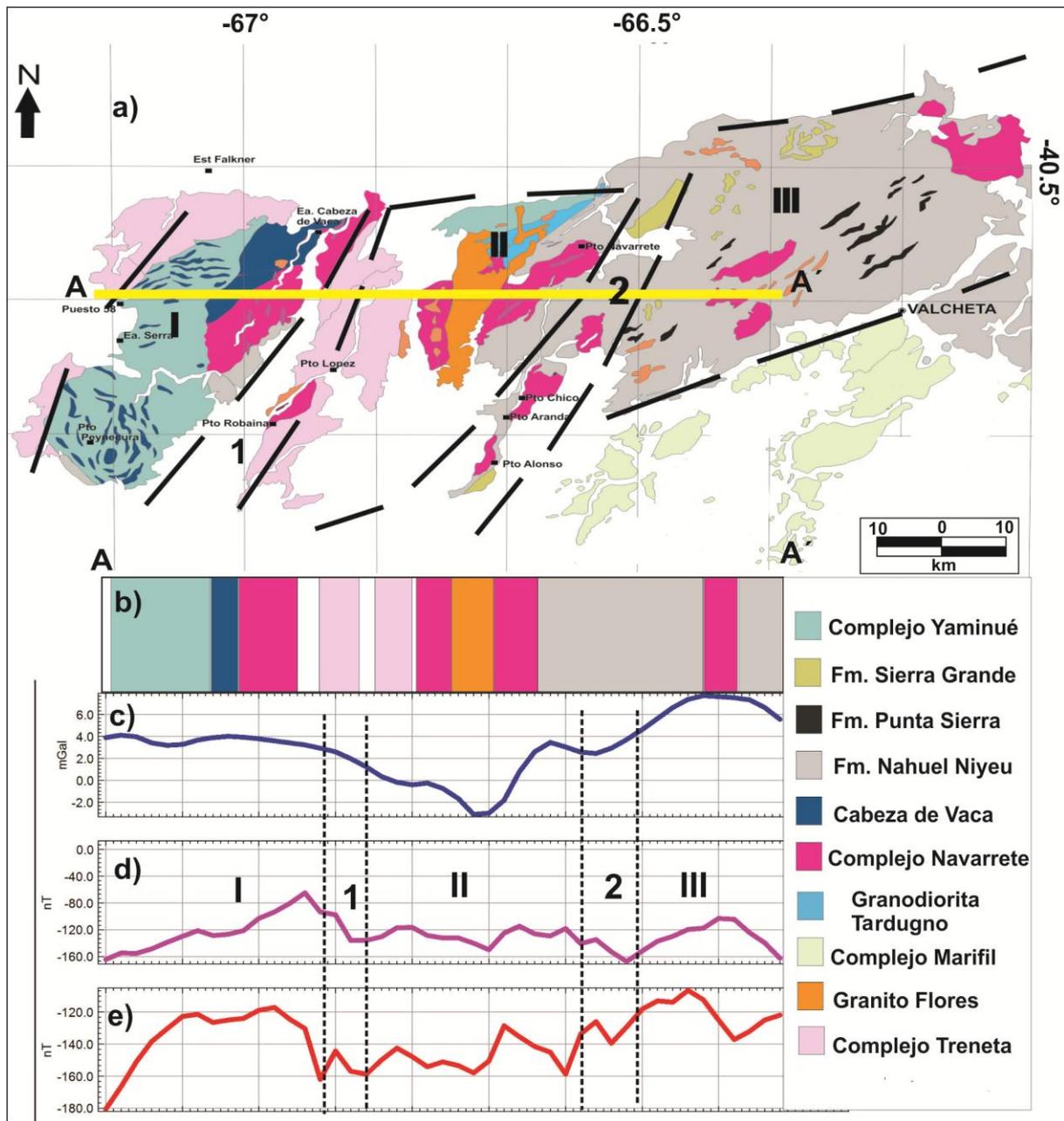


**Figura 4.** Mapa de anomalías aeromagnetométricas reducidas al Polo y prolongada a 1 km de altura. Con líneas de trazo se delimitan regiones magnéticas interpretadas. La línea de color blanco A-A' ubica al perfil a modelar.

**Figure 4.** Map of reduced-to-pole aeromagnetometrics anomalies, continued upward to 1 km. Solid White lines delimitate the magnetic regions. A-A' is the modeled profile.

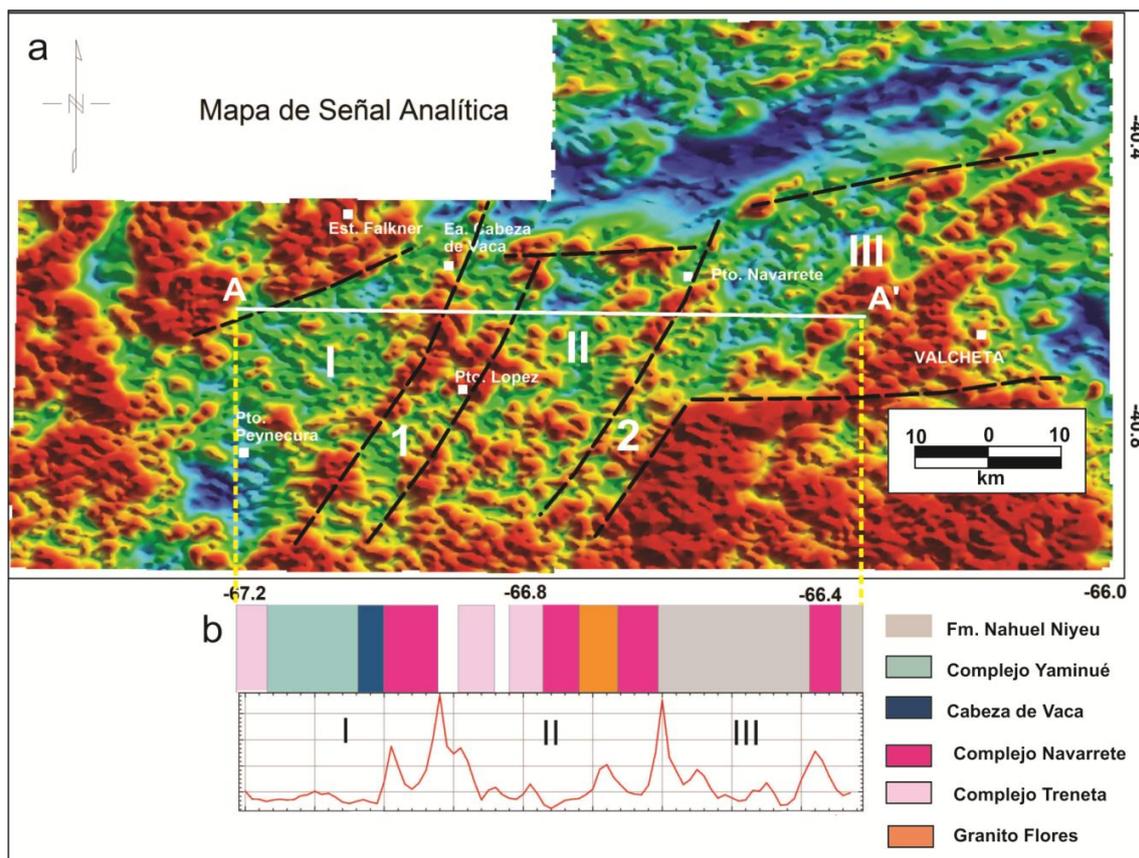
### Señal Analítica

La técnica de señal analítica está basada en la metodología desarrollada por Nabighian (1972, 1974), quien aplica por primera vez el concepto de señal analítica a datos de campo de potencial en dos dimensiones para fuentes bidimensionales. Luego Roest et al. (1992) proponen que la señal analítica de anomalías de campo magnético puede usarse efectivamente para mapear límites de cuerpos 3D. Una ventaja del uso de la señal analítica es que su forma es independiente de la dirección (inclinación y declinación) de la magnetización del cuerpo fuente, como así también del buzamiento de la misma. Con el objeto de resaltar los bordes entre los diferentes dominios geológicos se determinó la amplitud de la señal analítica utilizando la grilla de anomalías aeromagnetométricas prolongada a 1 km, en el área de estudio y a lo largo del perfil A-A' (Figura 6).



**Figura 5.** a). Mapa geológico con las regiones magnéticas interpretadas desde el mapa de campo magnético reducido al Polo de la Figura 5. Con línea llena de color amarillo Perfil A-A'. b). Esquema auxiliar que permite seguir los afloramientos que cruza el perfil A-A'. c). anomalía residual de Bouguer. d). anomalía aeromagnetométrica reducida al Polo prolongada a 1 km. Las líneas de punto delimitan las regiones magnéticas atravesadas por el perfil A-A'. e). anomalía aeromagnetométrica.

**Figure 5.** a). Geological map with the magnetic regions interpreted from the map reduced to Pole Figure 5. With yellow solid line the profile A-A'. b). Schematic from outcrops crossed with profile A-A'. c). Bouguer residual anomaly. d). aeromagnetic anomaly reduced to the pole continued to 1 km. Dotted lines delineate the regions crossed by the magnetic profile A-A'. e). aeromagnetic anomaly.



**Figura 6.** a). Mapa de Señal Analítica. Con líneas de trazo se delimitan distintas regiones magnéticas; b). Amplitud de la Señal Analítica (ASA) a lo largo del Perfil A-A'. Las zonas en blanco corresponden a rocas post-jurásicas no diferenciadas.

**Figure 6.** a). Analytical signal map. Solid lines delimiting magnetic regions b). Analytical signal amplitude (ASA) along the profile A-A'. White areas correspond to post-Jurassic undifferentiated rocks.

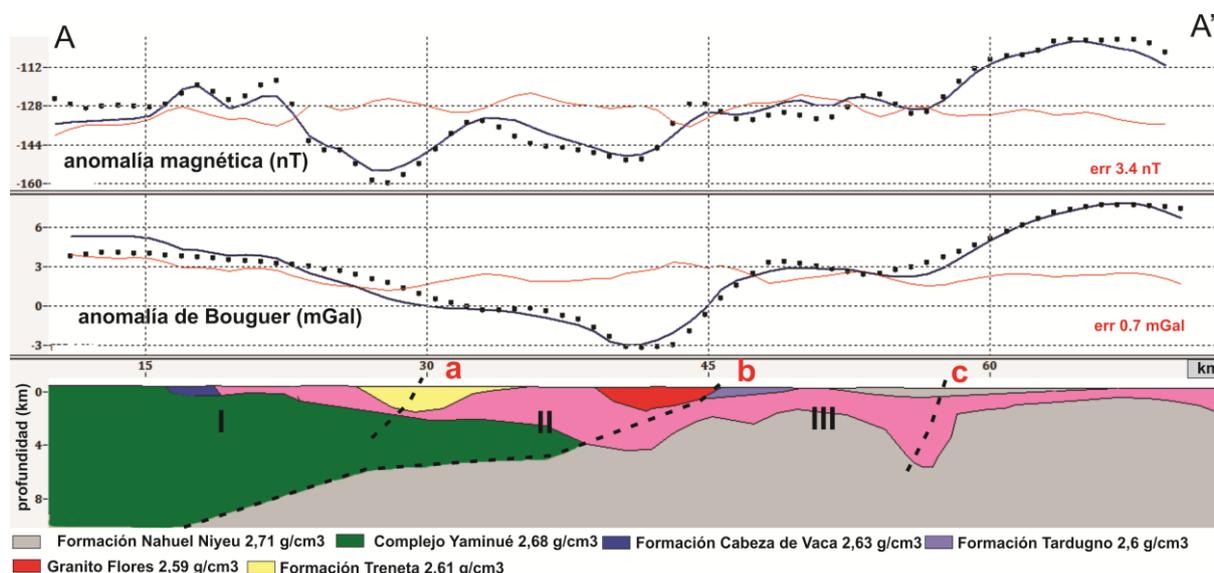
### MODELO GRAVI-MAGNETOMÉTRICO

La relación entre las anomalías y sus fuentes se cuantifica, en buena medida a través de modelos geofísicos. Esta relación no es unívoca, por lo que es necesario establecer límites iniciales que restrinjan el número de soluciones posibles. Sin embargo el modelado geofísico por medio de diferentes métodos (gravimétrico y magnetométrico) utilizados en manera conjunta disminuye la incertidumbre atribuida al modelar de forma independiente. En este trabajo contamos con la ventaja de tener valores de densidad y susceptibilidad magnética de los cuerpos graníticos y de la roca de caja. A partir de la integración de la información geofísica- geológica descrita abajo, fue posible determinar un modelo de doble inversión a lo largo del perfil A-A' (Figura 7).

#### *Información de Ajuste*

Las principales variables de ajuste al modelar fueron la densidad y la susceptibilidad magnética. Los valores de densidades magnéticas fueron cedidos por el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio" del IGEBA. Investigadores de este instituto realizaron la recolección de muestras y determinación de sus respectivas densidades (Tabla 1). Los valores de densidad obtenidos indican que la Formación Nahuel Niyeu (Llambías et al., 2002) es la unidad de mayor densidad aflorante ( $2.72 \text{ g/cm}^3$ ). Mientras que el Complejo Yaminué posee densidades medias de  $2.64 \text{ g/cm}^3$  semejante a la densidad del Complejo Navarrete ( $2.63 \text{ g/cm}^3$ ). Gregori et al. (2008) reportan densidades dispares para el Complejo plutónico Navarrete y sus rocas de caja (Complejo Yaminué y Formación Nahuel Niyeu). Sin embargo las densidades tienen similar contraste siendo las rocas de la Formación Nahuel Niyeu las de mayor densidad con relación a las concernientes al Complejo Yaminué y al

Complejo Plutónico Navarrete. Es notable el amplio rango de densidades que presentan las rocas de caja y en particular los granitoides del Complejo Yaminué. Resulta importante destacarlo, por la incidencia que tendrá posteriormente en la etapa de modelado con relación a su geometría.



**Figura 7.** Arriba: Modelo de doble inversión. Con línea azul anomalías calculadas, con línea de puntos anomalías observadas. Con línea llena color rojo error de ajuste. Con las letras a, b y c fallas propuestas a partir de información geofísica y geológica.

**Figure 7.** Top: double inversion model. Calculated anomalies with blue line. Observed anomalies with dotted line. a, b and c, faults proposed from geophysical and geological information.

|                              |       |    |                               | Lince Klinger et al. (2010)            | Gregori et al.(2008)          |
|------------------------------|-------|----|-------------------------------|--|-------------------------------|
| Unidad Geológica             | sitio | n  | densidad (g/cm <sup>3</sup> ) | densidad promedio (g/cm <sup>3</sup> ) | densidad (g/cm <sup>3</sup> ) |
| F. Nahuel Niyeu              | M1    | 6  | 2.747                         | 2.72 ± 0.03                            | 2.650 a 2.700                 |
|                              | M2    | 7  | 2.691                         |  |                               |
|                              | M3    | 6  | 2.714                         |  |                               |
|                              | M4    | 8  | 2.725                         |  |                               |
|                              | M5    | 9  | 2.637                         |  |                               |
| Complejo Yaminué             | M6    | 10 | 2.611                         | 2.64 ± 0.05                            | 2.550                         |
|                              | M7    | 8  | 2.599                         |  |                               |
|                              | M8    | 7  | 2.625                         |  |                               |
|                              | M10   | 8  | 2.660                         |  |                               |
|                              | M11   | 7  | 2.614                         |  |                               |
| Complejo plutónico Navarrete | M12   | 7  | 2.649                         | 2.63 ± 0.02                            | 2.530                         |
|                              | M13   | 7  | 2.655                         |  |                               |
|                              | M14   | 7  | 2.654                         |  |                               |
|                              | M9    | 7  | 2.603                         |  |                               |
| Granito Flores               | M15   | 8  | 2.584                         | 2.59 ± 0.01                            | —                             |

**Tabla 1.** Densidades promedio  
**Table 1.** Average Densities

Los granitos del Complejo Plutónico Navarrete presentan valores de susceptibilidad magnética  $k > 10^{-3} \text{ SI}$  coherente con su composición férrica. Estos son elevados con respecto a las metamorfitas de

la Formación Nahuel Niyeu, granitoides del Complejo Yaminué y los leucogranitos Cabeza de Vaca y Flores, que tienen  $K < 10^{-4} SI$  (Tabla 2).

En cuanto a la geometría de los diferentes cuerpos se utilizó la información reportada por Croce et al. (2009) referente a la profundidad del Plutón Navarrete. Estos autores basados en datos gravimétricos terrestres resolvieron profundidades de 6.5 a 8 km utilizando el método radial espectral.

| Unidad Geológica             | Susceptibilidad Magnética k (SI)                              | Litología  |
|------------------------------|---|--|
| F. Nahuel Niyeu              | $1.3 \cdot 10^{-4}$<br>Gregori et al. (2008)                  | Esquistos, metareniscas, margas, metavolcanitas  |
| Complejo Yaminué             | $3 \cdot 10^{-4}$<br>Gregori et al. (2008)                    | Granitoides biotíticos fuertemente foliados. Ortogneis biotíticos, granodiorita anfíbol biotítico. |
| Complejo Plutónico Navarrete | Ferromagnético<br>$1 \cdot 10^{-3}$<br>Rapalini et al. (2010) | Monzodiorita, monzogranito biotítico, anfíbol biotítico, granodiorita tonalítica                   |
| Granito Flores               | Paramagnético<br>$1 \cdot 10^{-4}$                            | Leucogranito   |
| Complejo Volcánico Treneta   | $1 \cdot 10^{-4}$   | Diques y rocas efusivas dacíticas a riolíticas   |
| Granito Cabeza de Vaca       | Paramagnético<br>$1 \cdot 10^{-4}$<br>Rapalini et al. (2010)  | Leucogranito biotítico   |

**Tabla 2.** Susceptibilidades magnéticas y profundidades termobarométricas  
**Table 2.** Magnetic susceptibilities and depths thermobarometry

### Construcción del modelo

El modelo fue realizado utilizando el programa GM-SYS (módulo de Oasis Montaj V 7.2) que está basado en el método de Talwani et al. (1959). Se calcularon las respuestas gravimétrica y magnética directas, construyendo en cada sección polígonos cerrados representativos de cada unidad geológica. En el caso de la magnetometría se utilizó una sección extraída desde la grilla de datos aeromagnéticos (Figura 3). A cada dominio geológico se le asignó un valor de densidad y susceptibilidad magnética constante de acuerdo a lo establecido en las Tablas 1 y 2. El modelo preliminar se construyó a partir de la información de ajuste descrita anteriormente y a los relevamientos geológicos descritos en la hoja geológica Valcheta 4166-I, elaborada por Caminos (2001). De esta forma se consideraron los afloramientos de las unidades geológicas atravesadas por el perfil A-A'. Además se tuvieron en cuenta los esquemas estructurales de López de Luchi et al. (2010); von Gosen (2003) y Chernicoff y Caminos (1996).

## RESULTADOS

A grandes rasgos el mapa de anomalías aeromagnéticas reducidas al Polo (Figura 4) presenta tres regiones con diferente comportamiento magnético en el sentido de oeste a este:

**I)** Esta región magnética coincide morfológicamente con el afloramiento del Complejo Yaminué, el Plutón Navarrete occidental y los leucogranitos Cabeza de Vaca. Estas anomalías son geoméricamente semejantes a las anomalías residuales de Bouguer presentadas en Croce et al. (2009).

**II)** Aquí predominan los afloramientos del granito Flores, granodioritas Tardugno, Plutón Navarrete Oriental. Se encuentra delimitada al Oeste por un tren de bajos magnéticos (1) donde predominan afloramientos de la Formación Treneta. Este mínimo magnético de dirección SO-NE coincide con el mínimo gravimétrico expresado en el mapa de Bouguer presentado por Croce et al. (2009). Al Este limita con (2) un mínimo de dirección cuasi-paralela a (1) que se extiende desde los afloramientos de

las sedimentitas marinas de la Formación Sierra Grande hasta el sur del Pto. Alonso, generando un importante gradiente con la región III.

III) Esta región coincide morfológicamente, al norte, con el afloramiento de las rocas metamórficas de la Formación Nahuel Niyeu. Se observan en el área central máximos anómalos de menor dimensión y dirección SO-NE. Estos concuerdan con conspicuos afloramientos de las Formaciones Punta Sierra, Navarrete y granito Flores con dirección paralela a las anomalías observadas. A grandes rasgos y considerando la diferencia de resolución entre los mapas de anomalías RTP (Figura 4), este dominio magnético se puede vincular al máximo gravimétrico occidental determinado en Croce et al. (2009).

Los máximos de amplitud de Señal Analítica a lo largo del perfil A-A' (Figura 6), marcan los límites de las regiones descritas con anterioridad denotando cambios abruptos en la susceptibilidad magnética. El modelo de doble inversión de la Figura 7 muestra al complejo Yaminué como un cuerpo cuneiforme de aproximadamente 12 km de profundidad al oeste, haciéndose más superficial hacia el centro del perfil abarcando la región occidental (I) y parte de la región central (II). Tomando como base la Amplitud de la Señal Analítica (Figura 6), las soluciones de la Señal Analítica encontradas en base a datos gravimétricos (Lince Klinger et al., 2010a) y toda la información geológica (Chernicoff y Caminos 1996b; von Gosen, 2003; López de Luchi et al., 2010; Rapalini et al., 2010) se interpretaron fallas (a); (b) y (c) que involucran al basamento (Figura 7).

## CONCLUSIONES

La identificación de tres regiones con diferente comportamiento magnetométrico y gravimétrico permitió determinar una corteza superior con cambios laterales de susceptibilidad magnética y densidad. La disminución de gravedad y magnetismo en la región central están vinculados al emplazamiento en corteza superior del batolito de Somún Cura, mientras que los máximos valores coinciden con los afloramientos de las unidades basamentales, Formación Nahuel Niyeu (región III) y Complejo Yaminué (región I). El modelo de doble inversión realizado con gravedad y magnetismo en forma conjunta resolvió un mayor espesor para el Complejo Yaminué y un posible contacto en profundidad entre las litologías que conforman el basamento. Considerando la propuesta de otros autores estos cambios laterales de densidad y susceptibilidad magnética podrían estar vinculados a una corteza dividida en bloques con un origen distinto.

**Agradecimientos:** Los autores agradecen a SECITI- UNSJ – con el proyecto jóvenes investigadores que permitieron solventar las campañas de relevamiento de datos de campo.

## REFERENCIAS

- Baranov, V., 1957. Potential field and their transformations in applied geophysics. Gerbänder Bonntreager, Berlin. 121 p.
- Basei, M.A.S., Varela, R., Sato, A.M., Siga, J.R. y Llambías, E.J., 2002. Geocronología sobre rocas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico, Río Negro, Argentina. Actas 15° Congreso Geológico Argentino, 3: 117-122, El Calafate. Argentina.
- Blakely, R., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press. 441 pp. Cambridge.
- Caminos, R., 2001. Descripción Geológica de la Hoja Valcheta 4166I, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 310, 78p.
- Caminos, R. y Llambías E.J., 1984. El basamento cristalino. In: Ramos, V.A. (ed.). Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Buenos Aires, 9th Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 37-63.
- Chandler, V.W., Koski, J.S., Hinze, W.J. y Braile, L.W., 1981. Analysis of multi source gravity and magnetic anomaly data set by moving-window application of Poisson's theorem. Geophysics 46: 30-39.
- Chernicoff, C.J. y Caminos, R., 1996a. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51: 201-212.
- Chernicoff, C.J. y Caminos, R., 1996b. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico oriental, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51: 107-118.

- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Mc Naughton, N.J. y Belousova, E., 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Rio Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers*, 4: 37-56.
- Cordell, L. y Taylor, P., 1971. Investigation of magnetization and density of a North Atlantic seamount using Piosson's theorem. *Geophysics*, 36: 919-937.
- Croce, F., Lince Klinger, F., Giménez, M., Martínez, M.P., Ruiz, F., 2009. Estimación de Profundidades Del Complejo Plutónico Navarrete Mediante Procesamiento Gravimétrico. *Geoacta*, (34): 1-8.
- Gregori, D., Kostadinoff, J., Strazzere, L., Raniolo, A., 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, 14: 429-450.
- Lince Klinger, F., Giménez, M.E., Martínez, M.P., Rapalini, A., Novara, I., 2010a. Poisson relation applied to the Navarrete Plutonic Complex, northeast North- Patagonian Massif, Argentina. *Geofísica Internacional*, 49 (4): 263-274.
- Lince Klinger, F., Martínez, M.P., Rapalini, A.E., Giménez, M.E., Croce, F.A. y Ruiz, F., 2010b. Modelo gravimétrico en el borde noreste del macizo Norpatagónico. *Revista Brasileira de Geofísica*, 28 (3).
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Tomezzoli, R.N., 2010. Magnetic Fabric and Microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana?. *Tectonophysics*, 494: 118-137.
- Llambías, E.J., Varela, R., Basei, M., Sato, A.M., 2002. Deformación y metamorfismo Neopaleozoico en Yaminué, Macizo Norpatagónico (40°50'S, 67°40'W): su relación con la Fase Orogénica San Rafael y el arco de los Gondwánides. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, 3: 123-128. Buenos Aires.
- Manceñido, M.O. y Damborenea, S.E., 1984. Megafauna de Invertebrados paleozoicos y mesozoicos. San Carlos de Bariloche, Relatorio del 9th Congreso Geológico Argentino, 413-465.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two- dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated interpretation. *Geophysics*, 37: 780-786.
- Nabighian, M.N., 1974. Additional comments on the analytic signal of twodimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39: 85-92.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235-257.
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M., Martínez Dopico, C., Lince Klinger, F., Giménez, M., Martínez, P., 2010. Did Patagonia collide against Gondwana in the Late Paleozoic?. Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geológica Acta*, 8 (4): 349-371.
- Rapela, C.W. y Caminos, R., 1987. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of Northpatagonian Massif. *Revista Brasileira de Geociencias*, 17 (4): 535- 543.
- Roest, W.R. y Pilkington, M., 1993. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. *Geophysics*, 58: 653-9.
- Talwani, M., Worzel, J.L. y Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture zone. *Journal of Geophysical Reserch*, 64(1): 49-58.
- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale, J.R., Macambira, M.J., 2008. Edades U-Pb en circones detríticos del Grupo Ventana (Provincia de Buenos Aires) y de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico): Análisis comparativo de Procedencia. San Salvador de Jujuy, 17th Congreso Geológico Argentino, Abstracts, 912-914.
- Von Gosen, W., 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian massif (Argentina): implications for a Patagonian plate. *Tectonics*, 22 (1): 1005, 33pp. doi:10.1029/2001TC901039.

Recibido: 1-8-2013

Aceptado: 3-6-2014

## LA TELEDETECCIÓN POR RADAR COMO FUENTE DE INFORMACIÓN LITOLÓGICA Y ESTRUCTURAL. ANÁLISIS ESPACIAL DE IMÁGENES SAR DE RADARSAT-1

### RADAR REMOTE SENSING AS A SOURCE OF STRUCTURAL AND LITHOLOGICAL INFORMATION. RADARSAT-1 SAR SPATIAL IMAGE ANALYSIS

Daniela S. Marchionni<sup>1</sup>, François Cavayas<sup>2</sup>

<sup>1</sup> INREMI Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata (UNLP) - Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA). Calle 64 y 120 s/n, La Plata, Argentina.

<sup>2</sup> Département de Géographie, Université de Montréal, C.P. 6128, Succ. Centre-Ville, Montréal, Québec, Canada.

E-mail: [dmarchi@inremi.unlp.edu.ar](mailto:dmarchi@inremi.unlp.edu.ar)

#### RESUMEN

Las imágenes de radar se han convertido en los últimos años en una herramienta de uso frecuente para la extracción de información geológica, siendo cada vez más numerosos los sistemas de teledetección por radar que ponen a disposición una gran variedad de imágenes de gran utilidad en la cartografía geológica. Dada la geometría de observación de los sistemas de radar (observación lateral) y las características de la señal (microondas activas), los datos adquiridos por sensores de radar son sustancialmente diferentes a los obtenidos por los sensores óptico-electrónicos, pudiendo ser considerados como una fuente de información complementaria. Los procesos que intervienen en la formación de una imagen de radar son muy dependientes de las propiedades del haz de radar, en términos de las características de la señal (frecuencia y polarización) y la geometría de observación (ángulo de incidencia, dirección de visión). Los satélites que llevan a bordo sensores de radar, pueden tomar imágenes en órbita ascendente o descendente, con mirada a la derecha o a la izquierda y con distintos ángulos de inclinación, variando así las condiciones de iluminación, por lo cual imágenes de una misma zona pueden ofrecer información muy diferente. Por estos motivos, el criterio de selección de las imágenes para una aplicación particular se convierte en un paso esencial.

La sensibilidad de las microondas a las propiedades dieléctricas, al contenido de humedad y a la rugosidad superficial –en relación con la longitud de onda del haz de radar-, se verá reflejada en el tono y textura de las imágenes, dado que estos factores inciden directamente en la intensidad de la señal. Los sensores de radar permitirán poner en evidencia variaciones morfológicas sutiles en la micro topografía de los afloramientos, aún cuando las mismas se encuentren por debajo del límite de la resolución espacial. La morfología del terreno –sus pendientes y orientaciones- impactará significativamente en el retorno de la señal, puesto que condiciona el ángulo de incidencia local del haz de radar. Por otra parte, la geometría de visión lateral favorecerá el reconocimiento de lineamientos y rasgos estructurales en general, cuando estos presenten una expresión morfológica superficial y cuando la observación de los mismos sea realizada por la dirección de iluminación del haz de radar. Dada la gran variabilidad de los factores involucrados en la formación de una imagen de radar y de cómo todos estos factores interactúan con las características del territorio observado, es necesario tener estos elementos en cuenta para poder interpretar fielmente las características geológicas de un área. Se presentan aquí los fundamentos y resultados de algunas experiencias orientadas a analizar las potencialidades de las imágenes de radar de expresar variaciones litológicas y de favorecer la detección de rasgos estructurales y morfológicos.

**Palabras Clave:** sistemas de radar, análisis espacial, morfología, litología, estructuras

## ABSTRACT

In recent years, radar imagery has become a frequently used tool for geological information extraction as more numerous radar remote sensing systems that make available a great variety of images of great utility to geological mapping have become available. Given these radar systems' observation geometry (side viewing) and signal nature (active microwave), the data acquired by these radar sensors are substantially different from those obtained by optical sensors, making them able to be considered as a complementary information sources. The processes involved in the formation of radar imagery are highly dependent on the properties of the radar beam in terms of both the signal character (frequency and polarization) and the observation geometry (incidence angle, look direction). The satellites carrying on-board radar sensors can acquire images in either ascending or descending orbit and in either right- or left-looking directions as well as with different inclination angles (thus varying illumination conditions). Therefore images of the same area taken by different systems can provide very different information. Thus, determining the criteria for image selection for a particular application is an essential step.

The microwave's sensitivity to dielectric properties, moisture content and surface roughness, particularly in relationship to the wavelength of the radar beam, will be reflected in the images tone and texture since these factors directly affect the signal intensity. Radar sensors can highlight subtle morphological variations in an outcrops' micro topography even when its size is below the limit of the spatial resolution of the imagery. The terrain morphology (its slope and aspect) will have a significant impact on the return signal since it affects the local radar beam incidence angle. Moreover, the side-viewing geometry will benefit the identification of lineaments and structural features in general when they have a morphological expression and if their observation is enhanced by the radar beam illumination. Given the great variability of the factors involved in formation of a radar image, and given how all these factors interact with the characteristics of the imaged area, all these elements must be taken into account to faithfully interpret the geological characteristics of a particular territory. The basis and results of some analyses of the potential of radar imagery to manifest lithological variations and to benefit the detection of structural and morphological features are presented here.

**Key words:** radar systems, spatial analysis, morphology, lithology, structures

## INTRODUCCIÓN

Las imágenes espaciales –ópticas y de radar- entre sus múltiples aplicaciones, son utilizadas sistemáticamente para la cartografía geológica así como para la prospección y exploración minera, al ofrecer una visión sinóptica de las características geológicas, estructurales y morfológicas de un territorio, aún en áreas de difícil acceso. Los sistemas ópticos y de radar difieren entre sí por el tipo de datos que obtienen y cómo éstos se colectan, constituyendo fuentes de información complementarias. A diferencia de las frecuencias ópticas que interactúan con los materiales a nivel molecular y responden principalmente a su composición química y estructura física, las frecuencias de radar interactúan con los materiales a nivel estructural macroscópico y responden a sus propiedades eléctricas volumétricas y a la geometría del terreno (Elachi, 1987; Lillesand y Kiefer, 1987).

Por su naturaleza, las imágenes adquiridas por sensores óptico electrónicos -multiespectrales e hiperespectrales- permiten diferenciar tipos litológicos sobre la base de sus firmas espectrales características y detectar anomalías indicativas de la presencia de áreas de alteración hidrotermal y otras manifestaciones superficiales de la presencia de concentraciones minerales. Desde los primeros trabajos de Rowan et al. (1974), Abrams et al. (1977) y Hunt y Ashley (1979), estas imágenes han sido utilizadas como herramienta de prospección y exploración en distintos ambientes geológicos (Podwysocki et al. 1985; Spatz y Taranik, 1994; Sabins, 1999; Bedell, 2001; Kruse et al., 2003; Rowan et al., 2003 y Berger et al., 2003, entre otros).

Por su parte, las imágenes adquiridas por sensores de radar, de uso cada vez más difundido, son extremadamente ricas en información espacial vinculada a la rugosidad superficial y a la topografía, la que es realizada por la geometría de observación lateral propia de estos sistemas. Esta información ha demostrado ser de gran valor para la cartografía geológica en distintos territorios (JPL, 1980; Evans et al., 1986; De Sève et al., 1994; Harris, 1991; Deslandes y Gwyn, 1991; Lowman Jr., 1994; Mahmood et al., 1996; Price, 1999, etc.), favoreciendo la identificación de estructuras geológicas y rasgos geomorfológicos, aún en ambientes glaciares y en zonas tropicales con frecuente nubosidad y densa cobertura vegetal (Müschen et al., 1997; Paradella et al., 2000).

El importante crecimiento en la disponibilidad de datos espaciales adquiridos por sistemas de radar en estos últimos años, pone al especialista habituado a la utilización de imágenes adquiridas por sensores óptico electrónicos, frente a la necesidad de conocer los factores que intervienen en la formación de una imagen de radar, tanto aquellos dependientes de las propiedades del haz de radar en términos de las características de la señal (frecuencia, polarización) y la geometría de observación (ángulo de incidencia, dirección de visión), como a los que responden a las características del terreno (propiedades eléctricas, contenido de humedad, rugosidad superficial, morfología del terreno, etc.) y conocer la complejidad de las interacciones que se producen cuando la señal de microondas llega a la superficie terrestre. Algunos de estos elementos van a condicionar las posibilidades de obtener información litológica y otros van a ser claves para la extracción de información estructural.

Dentro de este contexto, este artículo presenta, en una primera parte, una síntesis de las características de las misiones espaciales con sensores de radar y una revisión de los principales aspectos del funcionamiento de estos sistemas. En una segunda parte se analizan las potencialidades de las imágenes de radar de expresar variaciones litológicas y de favorecer la detección de rasgos estructurales, a partir de experiencias realizadas con imágenes RADARSAT-1 en la provincia geológica del Macizo del Deseado, en el sector austral de la República Argentina.

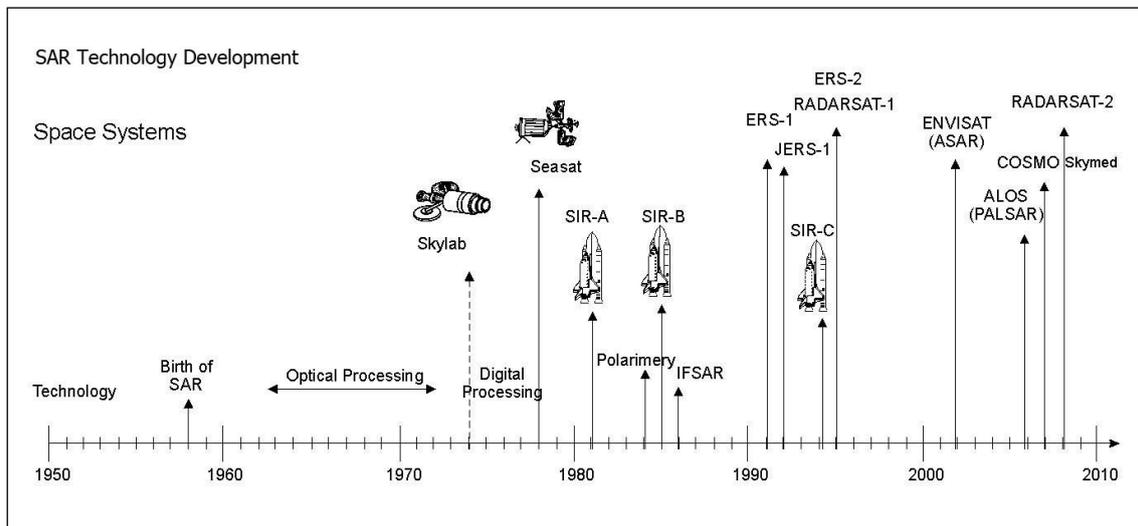
### **MISIONES ESPACIALES CON SENSORES DE RADAR**

Los primeros programas espaciales equipados con sistemas de radar fueron impulsados por la National Aeronautics and Space Administration (NASA) y el Jet Propulsion Laboratory (JPL). El SEASAT (1978), diseñado para la observación de la superficie de los océanos y de los hielos polares, fue el primer satélite orbital equipado con un Radar de Apertura Sintética (SAR) Figura 1; adquirió imágenes en banda L (23.5 cm) con polarización HH sobre América del Norte, América Central y Europa (Ford et al., 1980). A este programa siguieron varias misiones experimentales con SAR a bordo de transbordadores espaciales: SIR-A (1981) del Columbia, SIR-B (1984) del Challenger y SIR-C del Transbordador Espacial Endeavour, con dos misiones (abril y octubre de 1994). Los dos primeros, adquirieron imágenes en banda L (23.5 cm) con polarización HH, en particular el SIR-B estaba equipado con una antena móvil que le permitió la adquisición de imágenes con distintos ángulos de incidencia (JPL, 1982; Ford et al., 1983). Por su parte, el SIR-C (Evans et al., 1997), proyecto conjunto de la National Aeronautics and Space Administration (NASA), la German Space Agency (DARA) y la Italian Space Agency (ASI), estaba diseñado para tomar imágenes en distintas frecuencias: bandas L (23.5 cm), C (5.6 cm) y X (3.1 cm) y con distintas polarizaciones (HH, VV, VH, HV). Su cobertura fue más amplia, así como sus objetivos científicos, que incluían estudios oceanográficos, geológicos, de vegetación, humedad de suelo, erosión, desertificación, etc.

En 1992 fue lanzado el Japanese Earth Resources Satellite-1 (JERS-1), un programa de la agencia NASDA (National Space Development Agency of Japan) y el MITI (Ministry of International Trade and Industry), preparado para el estudio de los recursos naturales, la protección ambiental, la prevención de desastres y la vigilancia costera. Llevaba a bordo instrumentos ópticos y un SAR en banda L (23.5 cm), con polarización HH y ángulo de visión de 35°. Estuvo operativo durante seis años con un período de revisita de 44 días, logrando una cobertura global (Shimada, 2006). El sucesor del JERS-1 fue el satélite ALOS (Advanced Land Observing Satellite) que operó entre el 2006 y el 2011, con un período de revisita de 46 días. Fue un proyecto conjunto de JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) y JAROS (Japan Resources Observation System Organization) con un amplio rango de aplicaciones en ambientes continentales y marinos (Kimura y Ito, 2000; Rosenqvist et al., 2007). Además de instrumentos ópticos llevaba a bordo el primer sensor espacial en banda L polarimétrico, el PALSAR (Polarimetric Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar), con la capacidad de operar con un amplio rango de ángulos de inclinación (8° a 60°), con distintas resoluciones y varias opciones de polarización (en modo simple, dual y polarimétrico).

Entre los satélites de investigación equipados con SAR, la European Space Agency (ESA), puso en órbita los satélites de la serie ERS (European Remote Sensing Satellite), diseñados para suministrar datos sistemáticos de la superficie de la tierra, los océanos y de las áreas costeras (Jensen, 1995; Rast, 1995). La serie ERS se inició con el lanzamiento del ERS-1 en 1991 y continuó con el lanzamiento del ERS-2 en 1995, que dejaron de operar en los años 2000 y 2011 respectivamente. Ambos satélites llevaban a bordo un instrumento de microondas activas, el AMI (Active Microwave Instrument), que operando en modo imagen (SAR Image Mode) adquiría imágenes en banda C (5.6 cm) con polarización VV, un ángulo de incidencia de 23° y un período de revisita de 35 días. La continuidad de los datos adquiridos por ERS-2 fue asegurada por el proyecto ENVISAT (Environmental Satellite) de la ESA, iniciado en el 2002 y que finalizó en el 2012 (Attema et al., 2000; Desnos et al., 2000). Llevaba a bordo sofisticados instrumentos ópticos y de radar para la

observación continua de los continentes, la atmósfera, los océanos y los hielos y para el monitoreo de los distintos factores que afectan al cambio climático global. Su instrumento ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar), utilizaba la misma frecuencia que el SAR de ERS-1 y ERS-2 (banda C), pero fue desarrollado con nuevas tecnologías que lo hicieron un instrumento más avanzado que los anteriores (ESA, 2007), con varios modos de operación, grandes capacidades en términos de cobertura (de hasta 400 km en modo Wide Swath: WS), ángulos de incidencia (15 a 45°) y opciones de polarización. El ASAR era un radar de polarización dual que podía operar tanto con polarización paralela (VV y HH) como cruzada (VH y HV) en el modo AP (Alternating Polarisation).

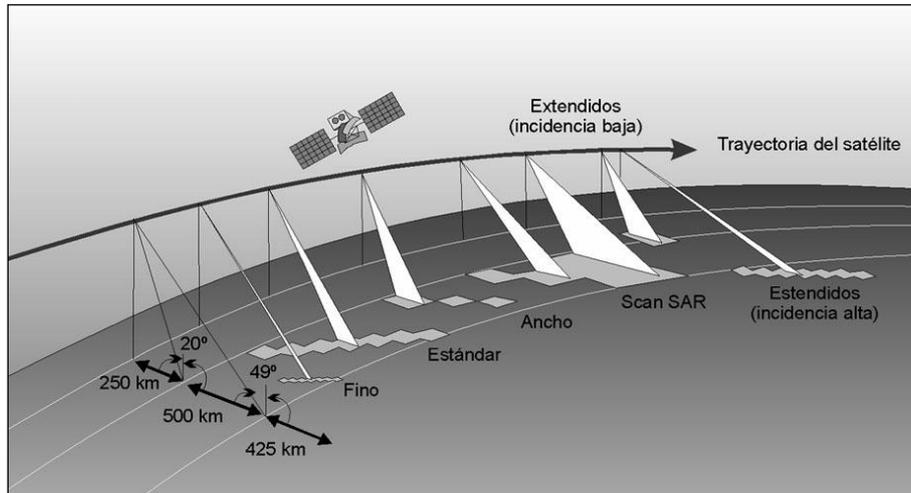


**Figura 1.** Evolución de los sistemas espaciales con Radares de Apertura Sintética (Modificado de Ulaby, 1998).  
**Figure 1.** Development of space systems with Synthetic Aperture Radar (Modified from Ulaby 1998).

El primer satélite canadiense de observación de la Tierra, RADARSAT-1 (Raney et al., 1991; CASI, 1993), fue puesto en órbita en 1995 por la Canadian Space Agency (CSA), y fue seguido en el 2007 por el lanzamiento de RADARSAT-2 (CASI, 2004; Staples, 2005). RADARSAT fue concebido para proporcionar información del ártico canadiense, de las regiones polares -con largos períodos de oscuridad en el invierno- y del litoral canadiense -con elevada cobertura nubosa-, para ayudar a la navegación marítima y monitorear el medio ambiente. RADARSAT-1 fue el primer satélite con un sensor de radar orientado operacionalmente y con modo ScanSAR para barridos anchos (Figura 2). Su órbita permite una cobertura global cada 24 días y cada 5 días para las áreas ecuatoriales, mientras que el Ártico recibe una cobertura diaria. Opera en banda C (5.6 cm) con polarización horizontal (HH). Tiene 7 modos de haz (beam modes) que corresponden a distintas resoluciones (8 a 100 m) y áreas de cobertura (50 a 500 km) y 7 posiciones de haz (beam positions) que ofrecen un amplio rango de ángulos de incidencia (entre 10° y 59°). RADARSAT-1 es un sistema que mira hacia la derecha (right looking satellite) y que permite dos direcciones de visión (look directions): en órbita descendente mira al oeste (Left Looking) y en órbita ascendente al este (Right Looking). En zonas ecuatoriales la dirección de observación es de 78° para la órbita ascendente y de 282° para la órbita descendente. RADARSAT-2 tiene como innovación una antena que puede mirar a la izquierda o a la derecha en ambas órbitas, dando una mayor frecuencia de revisita; incorpora una resolución ultra fina (3 m) y distintas opciones de polarización: paralela (HH o VV) o cruzada (HV o VH), en modo simple, dual y polarimétrico, con múltiples aplicaciones (Van der Sanden, 2004; Touzi et al., 2004).

La Agencia Espacial Italiana (Agenzia Spaziale Italiana-ASI) concibió el programa COSMO-SkyMed integrado por una constelación de 4 satélites equipados con sensores de radar, para operar bajo cualquier condición meteorológica y con un periodo de revisita de 16 días. Los satélites de la constelación fueron lanzados entre el 2007 y el 2010, cada uno de ellos equipado con un instrumento SAR de alta resolución: el SAR-2000 (Synthetic Aperture Radar-2000) que opera en banda X (3,1 cm). COSMO-SkyMed es un programa con objetivos diversos: de investigación científica, militares y de defensa del territorio en áreas afectadas por catástrofes naturales: incendios, inundaciones, terremotos, deslizamientos de terreno, subsidencias, etc. El instrumento SAR ofrece un amplio rango de ángulos de incidencia (entre 20° y 60°) y polarizaciones en modo simple o dual. Puede operar en

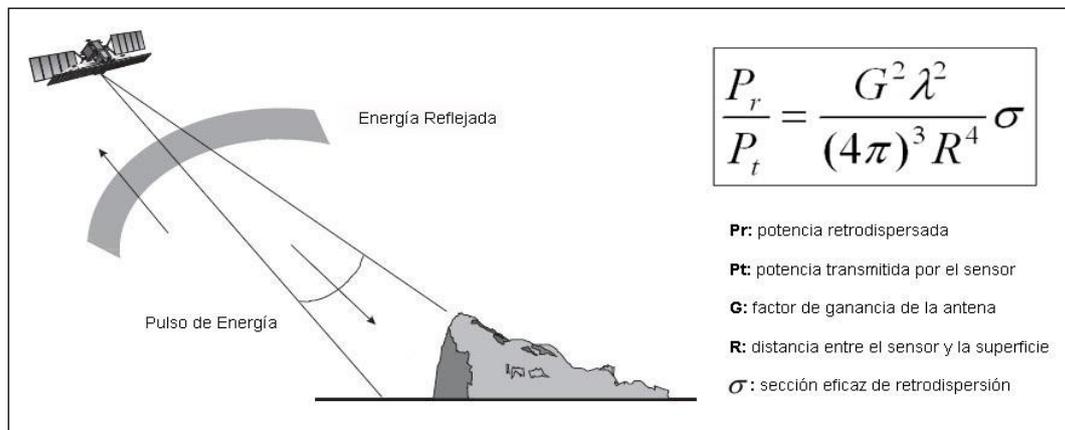
diferentes modos de haz que incluyen: Spotlight, Stripmap (himage y pingpong) y Scansar (wide o huge), con resoluciones que van de 1 m a 100 m y anchos de barrido de entre 10 y 200 km. Los detalles de la misión y la descripción de los productos ofrecidos pueden encontrarse en ASI (2009).



**Figura 2.** Distintos modos de operación del SAR de RADARSAT-1 (RADARSAT Int., 1997).  
**Figure 2.** RADARSAT-1 SAR different operating modes (RADARSAT Int, 1997).

### FUNCIONAMIENTO DE LOS SISTEMAS DE RADAR

El radar es un sensor activo de microondas que se desplaza a bordo de una plataforma explorando la tierra, emitiendo pulsos de energía hacia la superficie terrestre y almacenando las señales de retorno. Por trabajar con haces de energía emitidos artificialmente, los sistemas de radar permiten controlar las condiciones de la adquisición -frecuencia, polarización y geometría de la observación- y pueden coleccionar datos tanto de día como de noche; esto es muy ventajoso en las regiones polares donde los prolongados períodos de oscuridad dificultan la adquisición de imágenes convencionales. Un sistema de teledetección por RADAR (Radio Detection And Ranging) transmite pulsos de microondas que van barriendo la superficie terrestre y recibe la porción de energía que es reflejada (retrodispersada) de vuelta hacia el sensor (Figura 3). El sistema registra la intensidad de la señal de retorno (radiación retrodispersada) y el retardo en tiempo entre la transmisión y recepción de cada pulso de energía, el cual se relaciona con la distancia de los objetos observados (CCRS, 1995).

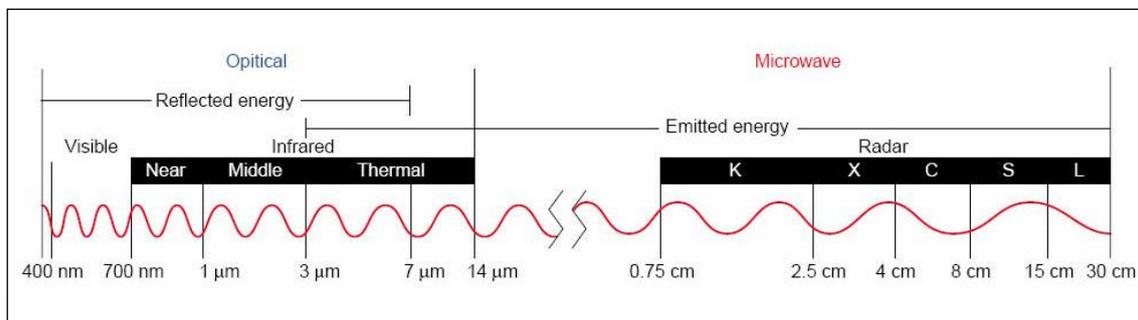


**Figura 3.** Funcionamiento de los sistemas de radar (RADARSAT Int., 1997). Ecuación fundamental del radar.  
**Figure 3.** Radar systems operation (RADARSAT Int, 1997). Radar basic equation.

La relación fundamental entre las características del radar, el objeto observado y la señal recibida está definida en la ecuación del radar, que expresa la relación entre la potencia transmitida y la potencia recibida por el sensor (Figura 3). La magnitud física medida directamente por el sensor es la intensidad de la radiación retrodispersada, la cual depende del Coeficiente de Retrodispersión o *backscattering* ( $\sigma^0$ ) de cada superficie. Este coeficiente relaciona la energía retrodispersada con la recibida por unidad de área en la dirección del alcance terrestre. Cada tipo de cubierta tiene un Coeficiente de Retrodispersión o Reflectividad Radar promedio que depende principalmente de su conductividad o constante dieléctrica. Hay una serie de factores que introducen una variabilidad en torno a ese valor medio, condicionando la señal final que será recibida por el sensor. Algunos de ellos están directamente relacionados a las propiedades del haz de radar emitido (polarización, ángulo de incidencia), mientras que otros son dependientes de las características de las superficies observadas (contenido de humedad, rugosidad superficial, morfología del terreno) o de sus relaciones con el haz de radar (pendiente y orientación del terreno respecto del haz emitido). Cada píxel de una imagen radar tendrá asociado un valor numérico que codifica digitalmente la intensidad de la señal recibida por el sensor y que queda expresado en la Brillantez Radar ( $\beta^0$ ), la cual se manifiesta en la imagen en forma proporcional a una escala de grises de intensidad creciente.

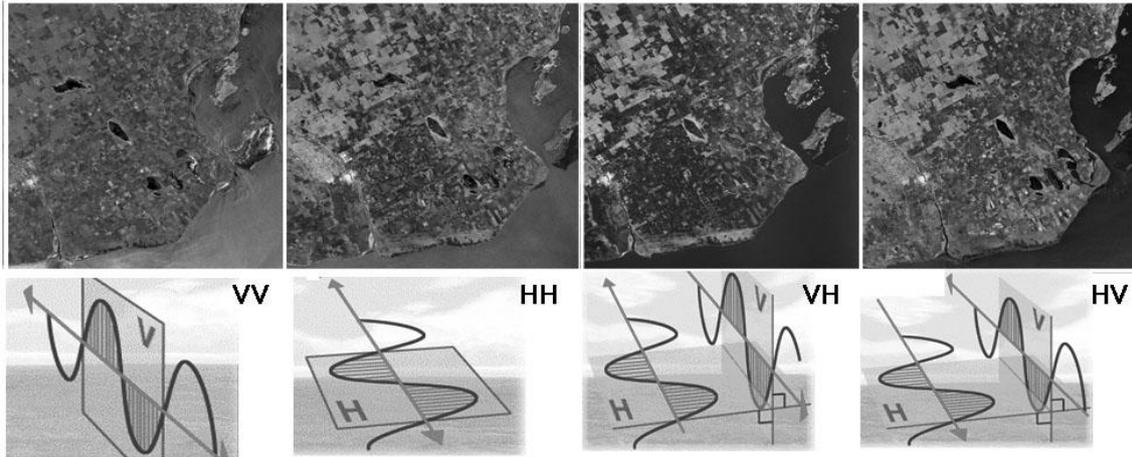
### Características de la señal de radar

Los sistemas de teledetección por radar operan en longitudes de onda más largas que las de los sistemas ópticos, en el rango de las microondas, comprendidas entre 0.5 cm y 75 cm (Figura 4). Las frecuencias de las microondas permiten coleccionar datos independientemente de las condiciones atmosféricas, facilitando la obtención de imágenes de alta calidad aún en ambientes tropicales donde la cobertura nubosa es persistente. A los distintos intervalos de frecuencias de las microondas se han asignado bandas identificadas por letras (K, X, C, S, L, P). La más difundida de las bandas utilizadas por los radares formadores de imágenes es la banda C, empleada por varios radares satelitales como el SAR de ERS-1 y 2, RADARSAT-1 y 2 y ENVISAT. La banda L fue utilizada por el SESAT y por los radares de los satélites JERS-1 y ALOS. Por su parte, la banda X, está presente en los radares del programa COSMO-Skymed.



**Figura 4.** Espectro electromagnético. Dominio de frecuencias de las microondas y bandas.  
**Figure 4.** Electromagnetic spectrum. Microwave frequencies domain and channels.

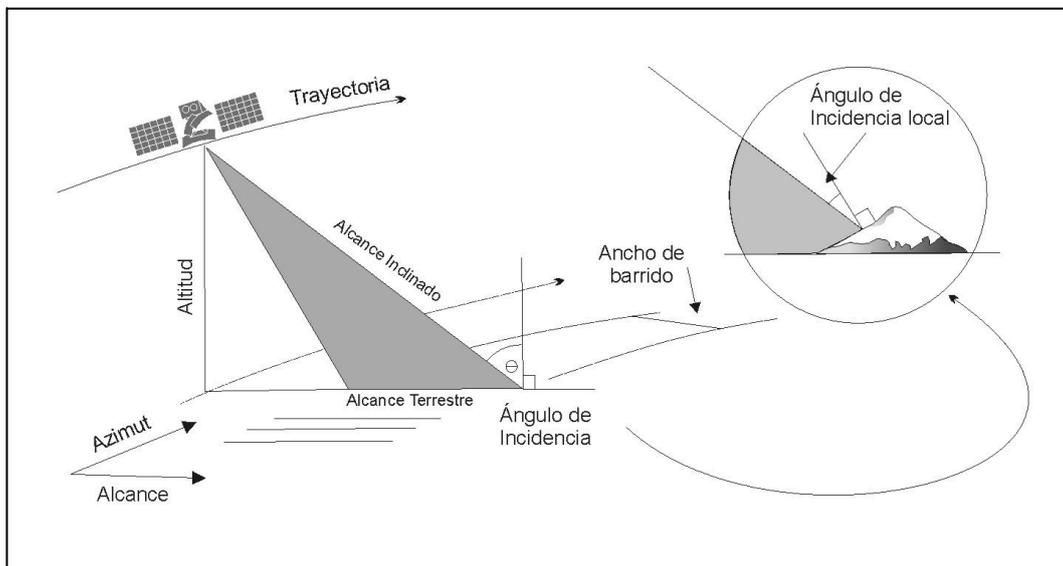
Los sistemas de radar están diseñados para transmitir y recibir radiación polarizada plana en distintas direcciones (Figura 5). La dirección con la que la señal esté polarizada influirá en sus interacciones con el medio y en el flujo de retorno que registrará el radar (Ulaby y Elachi, 1990). Los primeros radares satelitales sólo podían recibir radiación de igual polarización a la transmitida (polarización paralela), ésta es la configuración de los radares de los satélites ERS-1 y 2, JERS-1 y RADARSAT-1. Los radares satelitales a bordo de RADARSAT-2, ENVISAT, ALOS y COSMO Skymed, además de funcionar con polarización paralela, pueden recibir radiación en una polarización opuesta a la de la radiación transmitida (polarización cruzada). Estos sistemas ofrecen distintas combinaciones de polarizaciones para una misma imagen: *Single Pol* formada por una escena HH o VV, *Dual Pol* formada por dos escenas HH+HV o VV+VH, y *Quad Pol* (polarimétrica) formada por cuatro escenas, una para cada una de las polarizaciones posibles: HH+HV+VH+VV.



**Figura 5.** Imágenes SAR de RADARSAT-2 del sur de la provincia de Buenos Aires adquiridas con distintas configuraciones de polarización paralela y cruzada (Proyecto SOAR).  
**Figure 5.** RADARSAT-2 SAR images from south of Buenos Aires province acquired with different configurations of parallel and cross polarization (SOAR Project).

### Geometría de la Observación

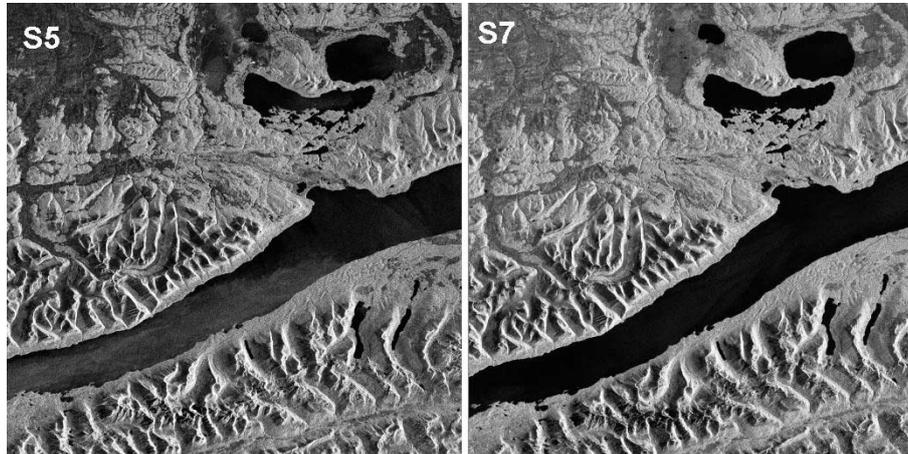
La geometría de los sistemas de teledetección por radar se caracteriza por su observación lateral (Ford et al., 1998; Lewis et al., 1998). Estos sistemas calculan las distancias entre el radar y los elementos del terreno y representan esas distancias en una imagen bidimensional. Estas dos dimensiones se denominan alcance y azimut; el alcance sigue la dirección de observación del radar y el azimut la trayectoria de vuelo de la plataforma (Figura 6). La distancia entre el sensor y el objeto observado, siguiendo la dirección de la trayectoria del haz, es el alcance inclinado (*slant range*) y su proyección vertical sobre el terreno es el alcance terrestre (*ground range*).



**Figura 6.** Geometría de la observación de un sistema de radar (Modificado de Raney, 1992).  
**Figure 6.** Viewing geometry of a radar system (Modified from Raney 1992).

El *ángulo de incidencia* del radar en un punto determinado es el ángulo medido entre el haz del radar y la vertical a la superficie del terreno en ese punto; este ángulo va variando a lo largo del ancho de barrido aumentando desde el alcance cercano hacia el lejano. Por su parte, el *ángulo de incidencia local* es el ángulo medido entre el haz de radar y la perpendicular a la pendiente del terreno en ese punto (Figura 6). Este ángulo va influir en gran medida en el tono o brillantez de cada píxel de la imagen. En los satélites ERS-1, ERS-2 y JERS-1 el haz de radar tiene una sola posición, mientras

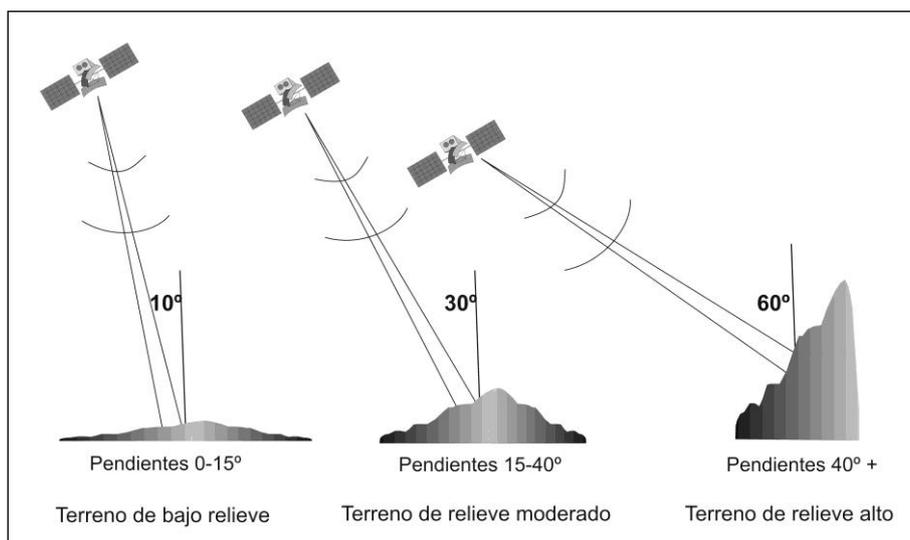
que RADARSAT, ALOS, ENVISAT y COSMO SkyMed pueden adquirir imágenes usando un amplio rango de ángulos de incidencia que corresponden a diferentes posiciones de haz (Figura 2), variando así las condiciones de iluminación de las superficies observadas (Figura 7). La posibilidad de adquirir imágenes tanto en órbita ascendente como descendente, con mirada hacia la derecha (*right looking*) o hacia la izquierda (*left looking*), hace posible además que una misma zona geográfica pueda observarse desde lados opuestos, bajo distintas condiciones de iluminación.



**Figura 7.** Imágenes RADARSAT-1 de Tierra del Fuego adquiridas en órbita descendente con distintos ángulos de incidencia. Modos S5 (36-42°) y S7 (45-49°). Gentileza de SEGEMAR (Programa GlobeSAR-2).

**Figure 7.** RADARSAT-1 images of Tierra del Fuego acquired in descending orbit with different incidence angles. Beam S5 (36-42 °) and S7 (45-49 °). Kindness of SEGEMAR (GlobeSAR-2 Program).

La cartografía de estructuras geológicas, unidades litológicas y geoformas se beneficiará de la selección adecuada del ángulo de incidencia en función de la topografía local (Figura 8). Singhroy and Saint-Jean (1999) sostienen que para el mapeo geológico superficial la visión ortogonal será la más apropiada, dependiendo el ángulo de incidencia más favorable del relieve del área observada.



**Figura 8.** Ángulos de incidencia recomendados para aplicaciones geológicas de imágenes SAR de RADARSAT-1 (Modificado de Singhroy and Saint-Jean, 1999).

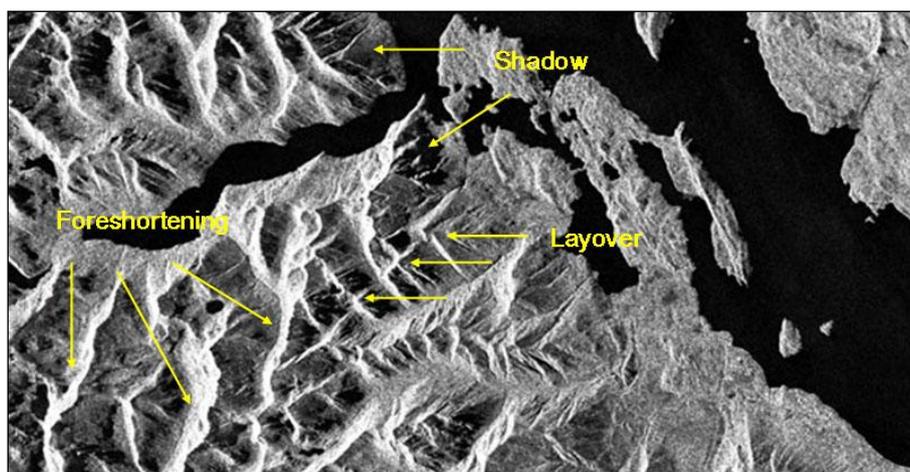
**Figure 8.** RADARSAT-1 SAR images recommended Incidence angles for geological applications (Modified from Singhroy and Saint-Jean, 1999).

## Resolución espacial del sistema

La resolución espacial del radar es distinta en la dirección de la trayectoria del satélite (azimut) y en la dirección perpendicular (alcance). La resolución en alcance depende de la duración de los pulsos transmitidos. La resolución en azimut depende del ancho del haz transmitido el cual es función de la longitud de la antena (antenas más largas generan haces más delgados). Esta resolución va a estar condicionada también por la altura orbital que determina la distancia entre el sensor de radar y la superficie observada. En los Radares de Apertura Real o RAR (Real Aperture Radar) el ancho del haz transmitido y, en consecuencia, la resolución en el sentido del azimut, es inversamente proporcional al tamaño de la antena transmisora, por lo cual para obtener imágenes de alta resolución se requieren antenas muy largas. Para evitar esta limitación, los radares formadores de imágenes utilizan actualmente una antena virtual, simulada mediante la sucesión de señales recibidas por una antena real a lo largo de la trayectoria de vuelo. Esta antena virtual constituye la base de los Radares de Apertura Sintética o SAR (Synthetic Aperture Radar) y permite generar imágenes de alta resolución en el sentido del azimut.

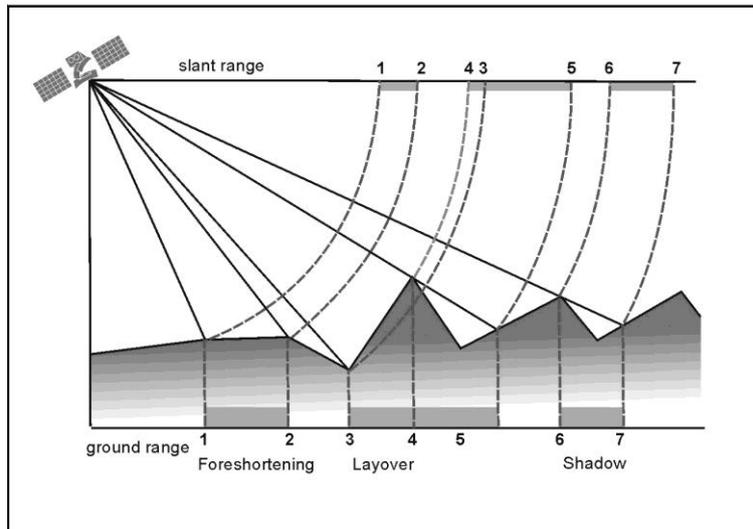
## Desplazamiento Topográfico

La geometría de observación lateral de los sistemas de radar, además de modificar el ángulo de incidencia a lo largo del ancho de barrido, provoca una serie de distorsiones geométricas (Figura 9). Los rasgos topográficos aparecen desplazados de su correcta posición ortográfica en las imágenes; desplazamiento que disminuye al aumentar el ángulo de incidencia (Lusch, 1999). En consecuencia, en una imagen de radar el terreno aparece con la misma perspectiva que si se hubiera observado a un ángulo de 90° respecto de la dirección del sensor. Hay varios efectos geométricos que son consecuencia de la relación entre el relieve local y el ángulo de incidencia del haz, al verse modificado el ángulo de incidencia local por efecto del relieve (Figura 10).



**Figura 9.** Efectos de *shadowing*, *foreshortening* y *layover* en una imagen SAR de RADARSAT-1 del área del Lago Nahuel Huapí, ascendente y con mirada a la derecha. Gentileza de SEGEMAR (Programa GlobeSAR-2).  
**Figure 9.** Shadowing, foreshortening and layover effects in an ascending right-looking RADARSAT-1 SAR image of Nahuel Huapí Lake area. Kindness of SEGEMAR (GlobeSAR-2 Program).

El desplazamiento del relieve (*foreshortening*) es la apariencia de que se comprimen las laderas o pendientes que están inclinadas hacia el radar en las cuales la señal transmitida se refleja casi simultáneamente en toda su extensión, desde la cima hasta la base. Este efecto lleva a un acortamiento de la pendiente observada y a una apariencia relativamente más brillante en las imágenes. La inversión por relieve (*layover*) se produce cuando el desplazamiento del relieve se vuelve extremo y la energía reflejada por la cima de una elevación se recibe antes que el retorno de su base, por lo cual la cima, que está más cerca del radar, aparece como volcada o rebatida hacia él. Las sombras (*shadowing*) aparecen en casi todas las imágenes de radar por detrás de los objetos elevados o de laderas muy pronunciadas e indican las zonas de la superficie del terreno que no fueron iluminadas por el radar. Al no generar ninguna señal de retorno, estas zonas aparecen en tonos muy oscuros en las imágenes, realzando artificialmente los accidentes topográficos y el relieve.

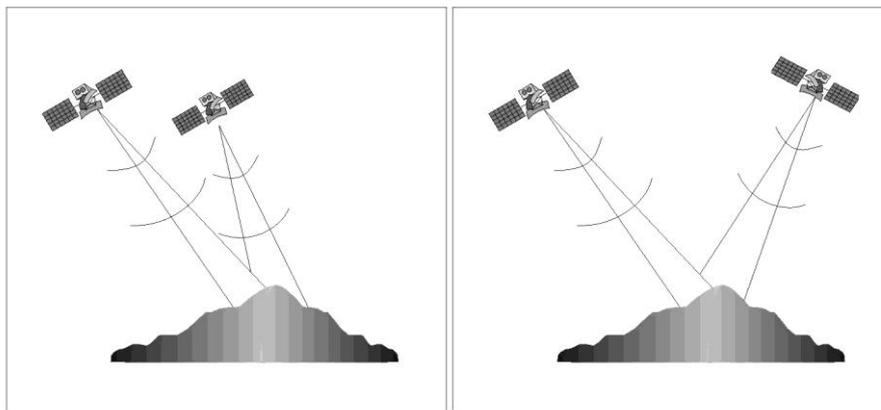


**Figura 10.** Distorsiones geométricas de las imágenes radar en función del relieve (Modificado de Lillesand y Kiefer, 1987).

**Figure 10.** Radar images geometric distortions according to the relief (Modified from Lillesand y Kiefer, 1987).

### Visión estereoscópica

Las imágenes adquiridas usando diferentes posiciones del haz sobre una misma zona permiten obtener configuraciones apropiadas para la visión estereoscópica, la cual incrementa la interpretabilidad de los datos en comparación con la visión monoscópica (Toutin, 1996; 1997). La posibilidad de tener una visión tridimensional del terreno, a partir de la utilización de los pares estereoscópicos, favorece la interpretación geológica y puede ayudar a diferenciar rasgos lineales de origen estructural de otro tipo de rasgos y a atribuirles un significado geológico con un cierto grado de confianza (Drury, 1993; Singhroy y St-Jean, 1999). Asimismo, algunos rasgos geológicos sutiles que pasan desapercibidos en visión monoscópica, son puestos en evidencia por la observación tridimensional. Como complemento, el área común a cada par estereoscópico puede utilizarse también para la generación de modelos digitales de elevación (Toutin y Gray, 2000).



**Figura 11.** Distintos modos de adquisición de imágenes de un mismo territorio variando las condiciones de la iluminación: distintos ángulos de incidencia (izquierda) y distintas direcciones de mirada (derecha).

**Figure 11.** Different imaging modes of the same territory varying illumination conditions: different incidence angles (left) and different looking directions (right).

Hay dos tipos de configuraciones estereoscópicas para el SAR (Figura 11). La configuración *mismo lado* (same-side) se compone de dos imágenes tomadas con la misma dirección de visión –ambas con mirada a la derecha o a la izquierda-, en pasadas sucesivas del satélite y con distintos ángulos (Figura 14). Esta configuración presenta disparidades geométricas y radiométricas pequeñas y genera una pequeña exageración vertical. La configuración *lado opuesto* (opposite-side) se compone de dos imágenes tomadas con distinta dirección de visión –mirada a la derecha y a la izquierda-. Esta

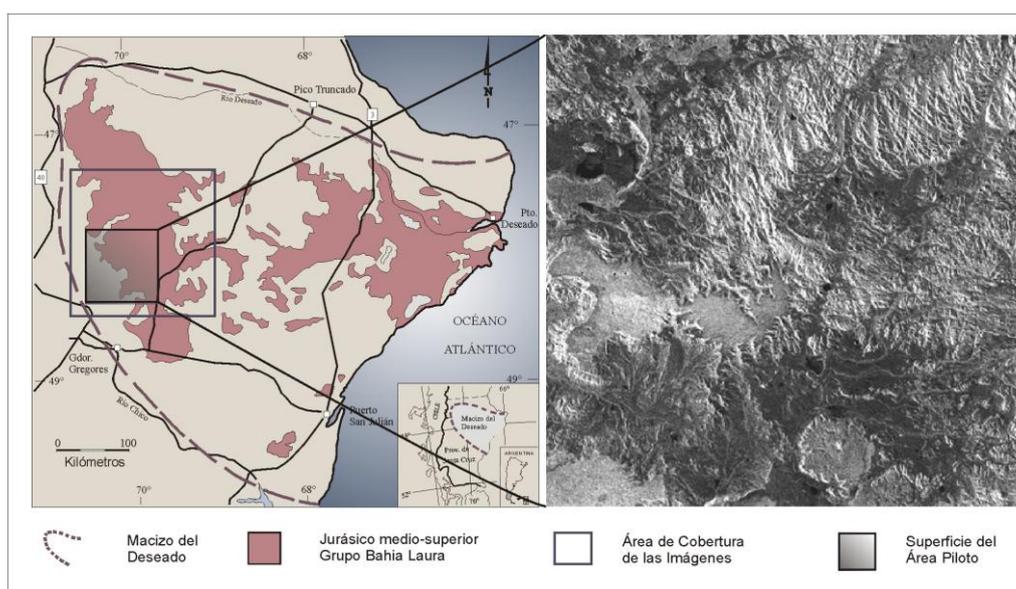
configuración refuerza la exageración vertical pero las disparidades geométricas y radiométricas entre las imágenes son mayores por lo cual sólo se utiliza en áreas de bajo relieve donde las diferencias entre las imágenes del par no son tan grandes. Por otra parte, cuanto mayor sea la diferencia entre los ángulos de incidencia de las imágenes que componen el par estereoscópico, mayor será la exageración vertical del relieve (D'lorio et al., 1997; Toutin, 1999).

### ANÁLISIS ESPACIAL DE IMÁGENES SAR DE RADARSAT-1

Los atributos generales de las imágenes de radar -tono, textura y patrón- dan cuenta de las propiedades físicas del territorio observado en tanto reflejan cómo la superficie ha dispersado la energía electromagnética recibida en función de las interacciones producidas. Dada la variabilidad de factores que intervienen en la señal que es recibida por el radar, las relaciones entre la información que se puede extraer de las imágenes y las características geológicas de un área son complejas. Distintos ejemplos de la utilización de imágenes SAR de RADARSAT-1 en aplicaciones geológicas pueden encontrarse en CASI (1991 y 1994). En este trabajo se discuten los resultados del análisis realizado sobre dos pares estereoscópicos de imágenes SAR de RADARSAT-1 (Tabla 1) orientado a la extracción de información litológica y estructural. La extracción de información geológica a partir de estas imágenes se ha basado en criterios *espaciales* que tienen en cuenta las variaciones registradas en los valores radiométricos de los píxeles de la imagen (Marchionni, 2007).

| RADARSAT-1/SAR | 1° par estereoscópico               |                | 2° par estereoscópico               |                 |
|----------------|-------------------------------------|----------------|-------------------------------------|-----------------|
| Tipo de Órbita | Ascendente ( <i>Right-looking</i> ) |                | Descendente ( <i>Left-looking</i> ) |                 |
| Observaciones  | Fin del invierno                    |                | Fin del verano                      |                 |
| Superficie     | 110 x 113 km                        | 106 x 109 km   | 108 x 111 km                        | 109 x 112 km    |
| Modo del haz   | Standard S2                         | Standard S6    | Standard S3                         | Standard S7     |
| Inclinación    | 24°-31°                             | 41°-46°        | 30°-37°                             | 45°-49°         |
| Adquisición    | 03 Agosto 1998                      | 23 Agosto 1998 | 17 Enero 2000                       | 07 Febrero 2000 |
| Resolución     | 12.5 m                              | 12.5 m         | 12.5 m                              | 12.5 m          |

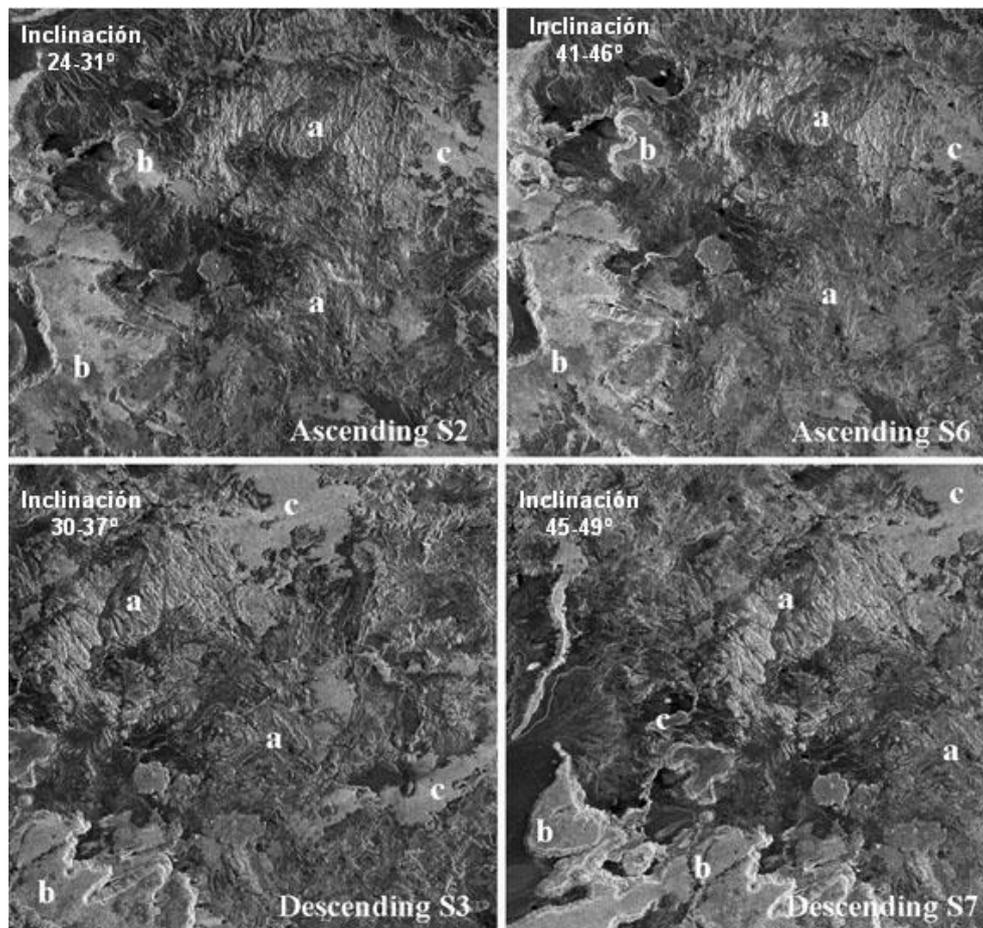
**Tabla 1.** Características de los dos pares estereoscópicos de imágenes SAR de RADARSAT-1.  
**Table 1.** Characteristics of the two stereo pairs of RADARSAT-1 SAR images.



**Figura 12.** Ubicación de la zona de estudio en donde se señala el área de cobertura de las imágenes SAR de RADARSAT-1 utilizadas y el Área Piloto sobre la cual se realizaron algunos de los análisis.

**Figure 12.** Study area location where RADARSAT-1 SAR images coverage and Pilot Area on which some of the analyzes were performed, are indicated.

Las imágenes utilizadas cubren un pequeño sector de un territorio semidesértico ubicado en la Provincia de Santa Cruz, a los 48° 00' S - 69° 45' O (Figura 12). Esta región forma parte del Macizo del Deseado, unidad morfoestructural caracterizada por un volcanismo ácido jurásico de amplia extensión areal, relacionado con la presencia de concentraciones minerales de metales preciosos (Marchionni y Schalamuk, 2010), al que sobreyacen efusiones basálticas terciarias y cuartarias en alternancia con depósitos sedimentarios marinos y continentales, y relleno moderno. En la Figura 13 se ilustran las imágenes SAR de RADARSAT-1 utilizadas en esta investigación (dos pares estereoscópicos *mismo lado*: S2-S6 y S3-S7) y se señalan las principales unidades geológicas aflorantes en esta zona.



**Figura 13.** Imágenes SAR de RADARSAT-1: par ascendente (S2-S6) y descendente (S3-S7). Se señalan: a) depósitos volcánoclasticos jurásicos, b) mesetas de basaltos terciarios y c) planicies basálticas cuaternarias.

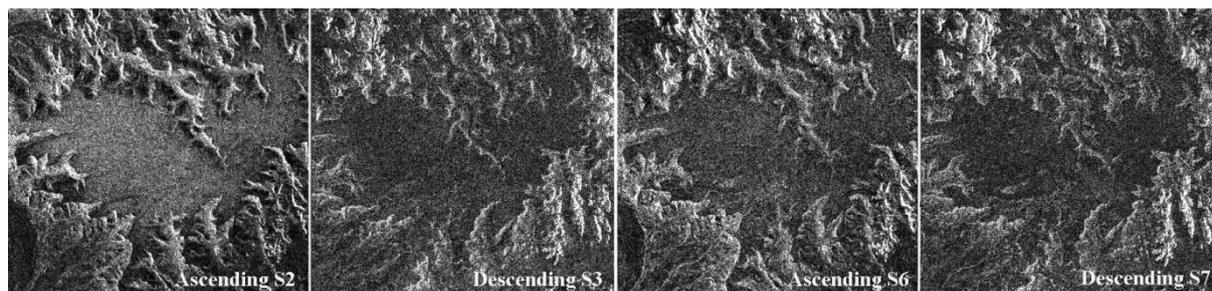
**Figure 13.** RADARSAT-1 SAR images: ascending (S2-S6) and descending (S3-S7) pair. Are indicated: a) Jurassic volcanoclastic deposits, b) Tertiary basalt plateaus and c) Quaternary basaltic plains.

### LA INFORMACIÓN LITOLÓGICA EN LAS IMÁGENES RADAR

A diferencia de las imágenes ópticas que proveen una gran cantidad de información litológica dadas sus características espectrales, las imágenes de radar son limitadas desde el punto de vista espectral (una sola frecuencia). Sin embargo, varios autores plantean que existe una relación entre los patrones texturales de estas imágenes y la litología superficial (Blom y Daily, 1982; Stromberg y Farr 1986; He y Wang, 1990). En este apartado se analizan los atributos tonales y texturales de las imágenes SAR de RADARSAT-1 y su vinculación con las unidades litológicas del área de estudio mediante la interpretación visual y la utilización de distintos procedimientos de análisis digital: cálculo de variogramas experimentales, generación de imágenes de textura y clasificación textural. Asimismo se comentan los principales resultados de los trabajos de campo de validación, los que pueden leerse más extensamente en Marchionni et al. (2001) y Marchionni y Cavayas (2010).

## Fundamentación

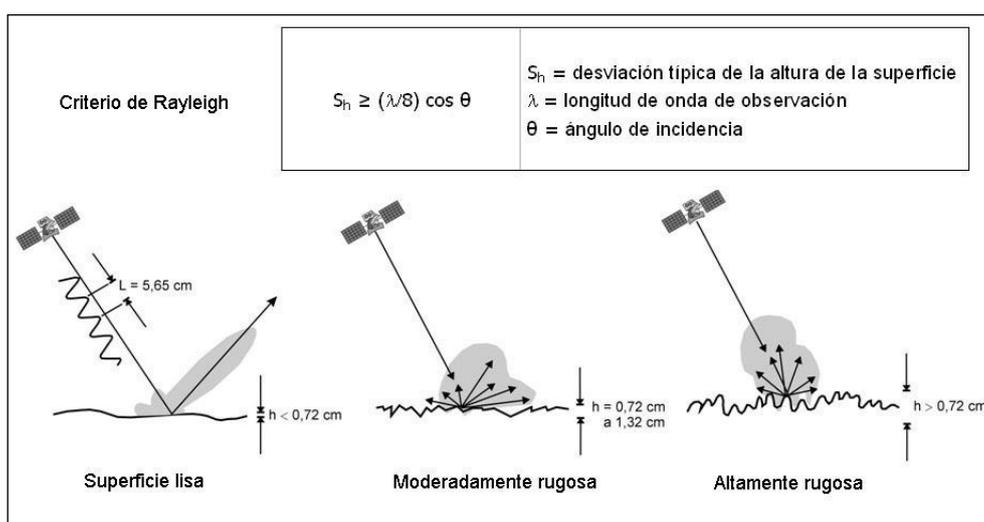
El Coeficiente de Retrodispersión ( $\sigma^0$ ) de una roca se relaciona con la constante dieléctrica y el contenido de humedad y con características geométricas tales como la morfología y rugosidad de los afloramientos. La constante dieléctrica influye en la capacidad de los materiales de absorber, reflejar y transmitir la energía de las microondas. En general, la constante dieléctrica de los materiales secos varía entre 3 y 8, mientras que la del agua alcanza un valor de 80, por lo cual la presencia de humedad -ya sea retenida en el suelo o en la cubierta vegetal- contribuye a aumentar la constante dieléctrica, alterando significativamente la señal de retorno; la respuesta de las superficies observadas por el radar aumentará junto con el contenido de humedad. En consecuencia, de los factores arriba mencionados, la rugosidad superficial será el elemento de análisis de mayor potencial para la discriminación litológica en estas imágenes (Schaber et al., 1980).



**Figura 14.** Set de imágenes RADARSAT-1 de distintas fechas, donde se observa un comportamiento diferencial en respuesta al contenido de humedad (la imagen S2 fue adquirida luego de una lluvia).

**Figure 14.** RADARSAT-1 images set of different dates, where a differential behavior in response to a moisture content (the S2 image was acquired after a rain) is observed.

Las propiedades eléctricas ocupan un lugar secundario dado que las variaciones en la constante dieléctrica de las rocas se mantienen dentro de un estrecho rango de valores (Ulaby et al., 1990) y el contenido de humedad modifica esta propiedad de manera significativa. En la Figura 14, se compara una ventana del set de imágenes RADARSAT-1 de diferentes fechas. Los datos registrados por una estación meteorológica relativamente cercana a la zona de estudio indicaron un evento de precipitaciones tan sólo en el momento de la adquisición de la imagen S2. Se puede observar que para una misma unidad litológica (conglomerados miocenos), la imagen S2 presenta un nivel general de brillo mucho mayor al observado en las otras imágenes.



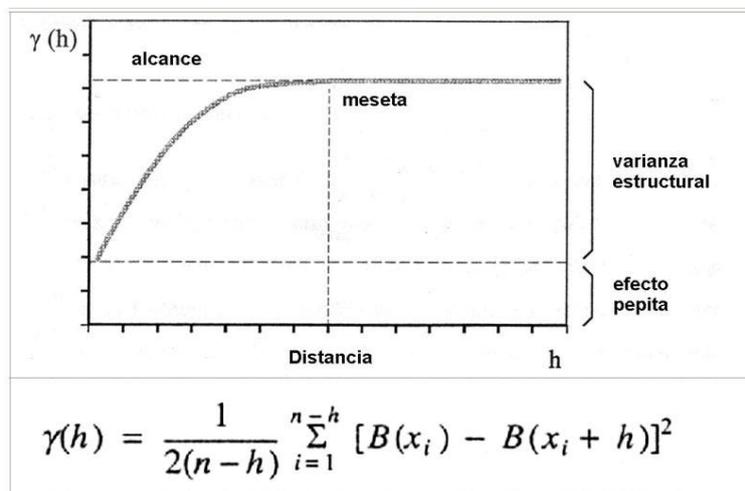
**Figura 15.** Respuesta radar de superficies de distinta rugosidad siguiendo el criterio de Rayleigh.

**Figure 15.** Radar response of different roughness surfaces according to the Rayleigh criterion.

Las imágenes de radar pueden revelar a través del tono y la textura, aspectos vinculados a la *rugosidad* de los materiales superficiales, dado que la rugosidad de la superficie incide directamente en la intensidad de la señal de retorno, la cual aumenta al aumentar la rugosidad. Esta rugosidad se resuelve en relación con la longitud de onda de la señal y el ángulo de inclinación del haz de radar. Siguiendo el criterio de Rayleigh (Figura 15), a igual rugosidad del terreno, éste aparecerá como más liso para longitudes de onda mayores y/o ángulos de incidencia mayores (observación más oblicua). Si una superficie es *lisa* para el radar, casi toda la energía incidente es reflejada hacia fuera (reflexión especular) y la señal de retorno es nula, por lo cual las unidades de grano más fino o más finamente disectadas aparecen carentes de textura y más oscuras en las imágenes. A medida que una superficie se vuelve *rugosa* la energía incidente comienza a dispersarse en todas direcciones (reflexión difusa) y parte de ella es retrodispersada de vuelta hacia el radar. A medida que el tamaño de grano o bloque aumenta, las unidades se vuelven más texturadas y brillantes en las imágenes. La rugosidad a distintas escalas de observación ha sido bien analizada por Lewis et al. (1998).

### Variogramas experimentales

Para examinar las características espaciales y anisotropías de las unidades litológicas aflorantes, fueron realizados variogramas experimentales. El variograma experimental -calculado a partir de los datos de la imagen- relaciona la media de las diferencias (al cuadrado) entre los valores numéricos de pares de píxeles (varianza) con la distancia que los separa. La información espacial de la imagen es analizada mediante las propiedades de la función semi-variograma,  $\gamma(h)$ , definida por la fórmula de la Figura 16, en donde  $B(x_i)$  es el nivel digital del píxel  $(x_i)$ , "h" es el paso o distancia en la imagen, expresado en número de píxeles y "n" es el número de observaciones requeridas para estimar  $\gamma(h)$ . Dado que las imágenes de satélite presentan un alto grado de correlación, las diferencias entre píxeles vecinos son por lo general más débiles que entre píxeles más alejados (St-Onge, 1994), lo que da a la curva su forma característica. Los valores de varianza aumentan progresivamente hasta un nivel (alcance) a partir del cual se vuelven relativamente constantes (meseta). La distancia a la que ocurre este quiebre es directamente proporcional al grano de la textura. Más allá de esta distancia, la auto correlación espacial entre los píxeles se considera nula. La función  $\gamma(h)$  debería ser nula cuando h es igual a cero, pero la existencia de ruido de fondo en la imagen genera un *efecto de pepita* por el cual  $\gamma(h)$  nunca llega a ser cero. Cuando los variogramas son calculados para varias direcciones, las diferencias en la posición de la meseta y la forma de las curvas, son indicativas de anisotropías texturales.

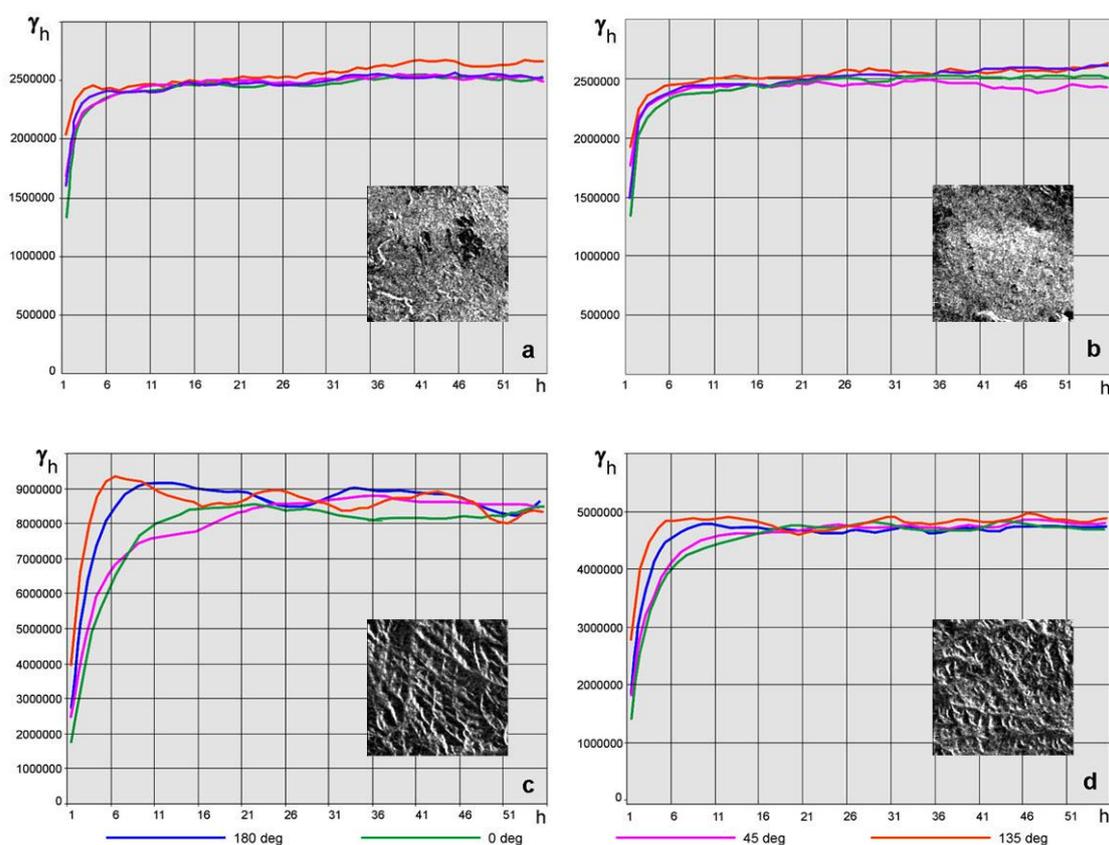


**Figura 16.** Función semi-variograma y principales componentes de la curva.  
**Figure 16.** Semi-variogram function and curve components.

En esta investigación fueron seleccionadas ventanas representativas de las unidades litológicas aflorantes en el área cubierta por las imágenes SAR de RADARSAT-1. El análisis de las características espaciales de las correspondientes unidades fue realizado a partir del cálculo de los semi-variogramas de estas ventanas, computados en cuatro diferentes direcciones (cada 45°). El examen de estos semi-variogramas permitió analizar la anisotropía de las escenas y definir el *paso de muestreo*, parámetro a ser utilizado en el análisis de texturas (Marchionni, 2007). Para el cálculo

de la función semi-variograma se utilizaron los algoritmos de Deutsch y Journel (1998). Dado que las anisotropías observadas pueden estar relacionadas tanto a patrones de orientación de los objetos en la imagen como a las distintas direcciones de iluminación (Brivio et al., 1994), el mismo análisis fue realizado sobre las imágenes S2 y S6 de RADARSAT-1, de distinta geometría. Fueron seleccionadas para el análisis 18 ventanas (de 256 líneas x 256 columnas) sobre cada una de estas imágenes, incluyendo las siguientes unidades: distintos tipos de ignimbritas jurásicas, depósitos de gravas y areniscas terciarias, basaltos terciarios y cuaternarios y relleno moderno. En la Figura 17, se presentan algunos de los semi-variogramas calculados y las ventanas utilizadas para su cálculo.

Como puede observarse en la Figura 17, no se revelan diferencias muy significativas entre las distintas direcciones consideradas, excepción hecha de algunas ignimbritas donde la presencia de fuertes patrones direccionales, perpendiculares a la dirección de iluminación del haz de radar, relacionados a la estructura y morfología de los afloramientos, es responsable de intensas variaciones tonales que se reflejan en las anisotropías de las curvas (Figura 17c-d). Asimismo, la varianza a la cual es alcanzada la meseta en las unidades ignimbríticas, en cualquier dirección, es mucho mayor que la de las otras unidades examinadas, por lo que se puede suponer que estas unidades se van a diferenciar claramente de las restantes a partir de análisis texturales. Las otras unidades analizadas (basaltos, materiales sedimentarios y de relleno) presentan varianzas inferiores a las observadas para las unidades ignimbríticas y curvas muy similares en todas las direcciones consideradas (Figura 17a-b).



**Figura 17.** Semi-variogramas calculados para distintas unidades litológicas: a). basaltos cuaternarios, b). basaltos terciarios, c). ignimbritas con fuerte patrón direccional, d). ignimbritas con un patrón menos definido.  
**Figure 17.** Semi-variograms calculated for different lithological units: a). Quaternary basalts, b). Tertiary basalts, c). ignimbrites with strong directional pattern, d). ignimbrites with a less defined pattern.

Haciendo un análisis comparativo de los semi-variogramas calculados para las distintas ventanas de S2 y S6, se observó que, si bien las curvas generadas para las distintas unidades presentan una forma similar, los valores de varianza son, por lo general, mayores para las ventanas de S2 que para las correspondientes de S6. Sobre esta base, sólo la imagen S2 fue retenida para los análisis texturales posteriores, dado que la misma puede ofrecer mayor variabilidad de información que la imagen S6. En todos los casos los semi-variogramas calculados para las distintas unidades mostraron una curva de varianza de pendiente regular, que alcanza su meseta a una distancia de

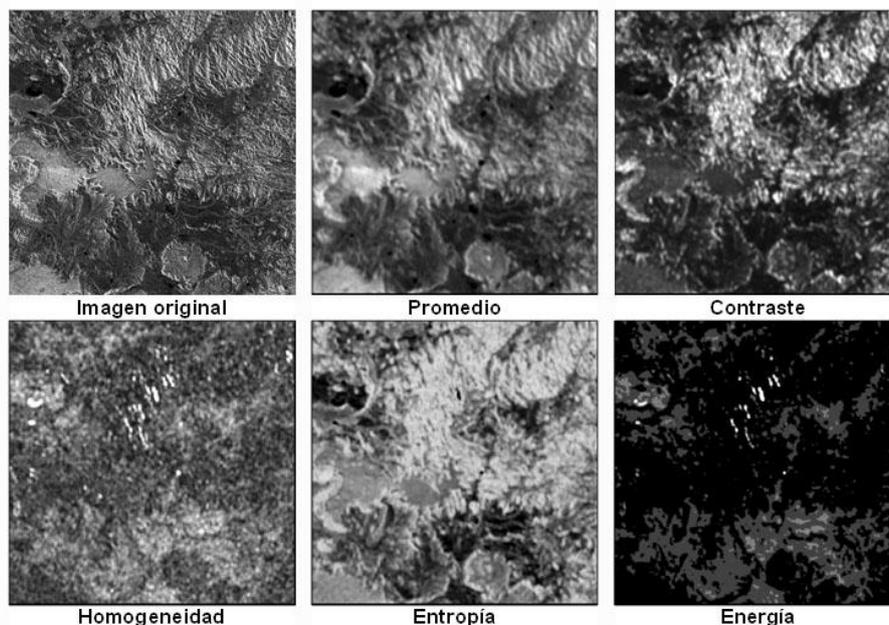
entre 5 y 11 píxeles y sigue sin cambios significativos luego de ese quiebre, para distancias mayores. Por este motivo, para la generación de los canales de textura, fueron elegidos *pasos de muestreo* de 5 y 11 píxeles, para distintos tamaños de ventanas (matrices).

### Clasificación textural

Existen diversas aproximaciones para la generación de imágenes de textura y para la segmentación de las mismas en unidades de textura homogénea (He y Wang, 1990 y 1992; Pietikainen et al., 1999). El procedimiento más corriente se basa en la aplicación de distintas operaciones estadísticas sobre la imagen original para la generación de *imágenes de textura*, en las cuales cada píxel adquiere un nuevo nivel digital o valor que representa el atributo de la textura en esa ubicación. Las imágenes de textura así generadas pueden ser luego sometidas a algoritmos de clasificación para la separación de clases o unidades texturales homogéneas.

| GLCM         | Fórmulas   |   |
|--------------|--|---|
| Promedio     | $\mu = \frac{1}{2} \sum_i i \times S(i)$                         | S y D son los histogramas de las sumas y diferencias de los valores de los píxeles (en 8 bits). La abscisa del histograma S representa todas las sumas posibles de valores de píxeles en una dirección y distancia específicas (de 0 a 512). La abscisa del histograma D representa todas las posibles diferencias de valores de píxeles en una dirección y distancia específicas (de -255 a +255). Los histogramas son calculados para una matriz de dimensiones arbitrarias centradas en cada píxel (de posición i, j). |
| Contraste    | $\sum_j j^2 \times D(j)$   |   |
| Homogeneidad | $\sum_j \frac{1}{1+j^2} \times D(j)$                             |   |
| Entropía     | $-\sum_i S(i) \times \log(S(i)) - \sum_j D(j) \times \log(D(j))$ |   |
| Energía      | $\sum_i S(i)^2 \times \sum_j D(j)^2$                             |   |

**Tabla 2.** Estadísticas de GLCM según los operadores de textura (Parker 1997).  
**Table 2.** GLCM Statistics according texture operators (Parker 1997).

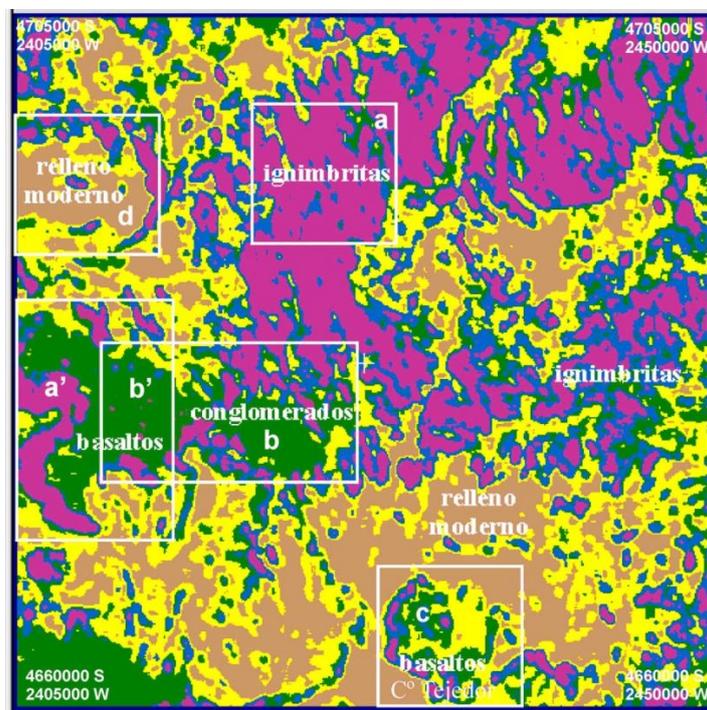


**Figura 18.** Imágenes de textura del Área Piloto para S2 de RADARSAT-1 generadas a partir de las matrices GLCM con un paso de muestreo de 5 píxeles. La imagen que se ilustra cubre un área de 45 km x 45 km.

**Figure 18.** Texture Images of RADARSAT-1 S2 Pilot Area generated from the GLCM matrices with sampling step of 5 pixels. The illustrated image covers an area of 45 km x 45 km.

Para la generación de las imágenes de textura se puede recurrir a medidas de textura locales de diferencias de niveles de gris -derivadas de estadísticas de primer orden-, o a medidas basadas en la dependencia espacial de las diferencias de nivel de gris -derivadas de las estadísticas de segundo orden-, tal el caso de las matrices de co-ocurrencia de nivel de gris o GLCM (Grey Level Co-Occurrence Matrices), propuestas por Haralick et al. (1973) y Haralick (1979). Un estudio comparativo de algunos métodos de análisis textural para la discriminación litológica fue realizado por Mather et al. (1998), quien demostró las ventajas del uso de las matrices de co-ocurrencia de nivel de gris GLCM.

En esta investigación fueron generadas imágenes de textura para el Área Piloto de la imagen S2 (Figura 12), utilizando los algoritmos de GLCM de Unser (1986, en Parker, 1997). Las matrices GLCM fueron calculadas en cuatro direcciones (cada 45°) y con un paso de muestreo fijo definido sobre la base de los parámetros espaciales de los semi-variogramas. Fueron generadas 5 imágenes de textura (promedio, contraste, homogeneidad, entropía y energía), con matrices de 13 líneas x 13 columnas (con un paso de muestreo de 5 píxeles) y de 21 líneas x 21 columnas (con un paso de muestreo de 11 píxeles). Los algoritmos utilizados se presentan en la Tabla 2.

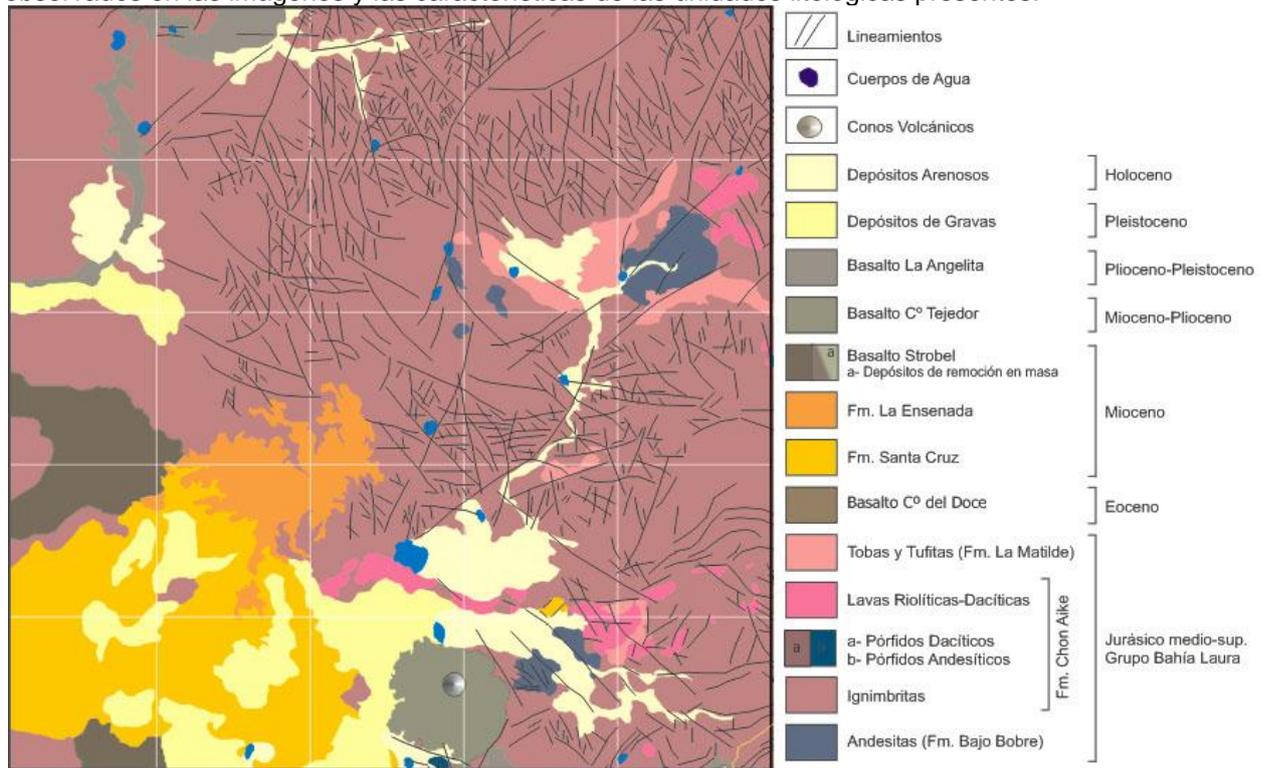


**Figura 19.** Resultado de la clasificación no supervisada de canales de textura de la imagen S2 de RADARSAT-1. Cada color corresponde a una *clase textural*. El significado de las letras se describe en el texto.

**Figure 19.** Unsupervised classification result of RADARSAT-1 S2 texture channels. Each color corresponds to a *textural class*. The meaning of the letters described in the text.

Entre las imágenes derivadas de los distintos operadores de textura, fueron retenidas las imágenes de promedio, contraste y entropía, con un paso de muestreo de 5 píxeles por su mayor variabilidad textural y su potencialidad de discriminación (Figura 18). Estas tres imágenes fueron sometidas a una clasificación *no supervisada* y un control geológico para analizar la capacidad de las mismas de discriminar regiones de textura homogénea que pudieran vincularse a unidades litológicas (Figuras 19 y 20). Del análisis comparativo entre clases texturales (unidades de textura derivadas de las imágenes) e informacionales (unidades litológicas) se desprende que: a-a') existen confusiones entre las ignimbritas con fuerte patrón estructural y otras unidades litológicas (como los basaltos) que tienen pendientes escarpadas orientadas hacia el radar, b-b') algunas unidades que corresponden a litologías diferentes (basaltos y conglomerados) son agrupadas en la misma clase por similitudes texturales, c) se pueden diferenciar clases texturales dentro de unidades de litología homogénea, como puede observarse en los basaltos de la meseta del Cº Tejedor y d) las zonas deprimidas ocupadas por relleno moderno son las unidades que se diferencian más fácilmente del resto. Estas

observaciones motivaron un análisis más profundo de las relaciones entre los patrones texturales observados en las imágenes y las características de las unidades litológicas presentes.



**Figura 20.** Mapa geológico simplificado del área piloto utilizado para la validación de la clasificación textural (Modificado de Marchionni, 2007).

**Figure 20.** Simplified geological map of the pilot area used for textural classification validation (Modified from Marchionni, 2007).

### Validación de campo

Con la finalidad de establecer las relaciones entre los patrones tonales-texturales de las imágenes y las unidades litológicas aflorantes, se realizaron observaciones de campo a nivel de los afloramientos (tipo litológico, porcentaje de roca expuesta, grado de disección, tipo, tamaño y densidad de la cobertura vegetal, etc.) y mediciones de rugosidad de superficie *in situ* con un *rugosímetro*. A partir de ellas se calcularon parámetros de rugosidad de superficie (altura promedio, máxima variación de altura, coeficiente de variación, desviación estándar de la altura y porcentaje de reducción). Los datos de campo fueron contrastados con los niveles de brillo y retrodispersión de las distintas unidades en las imágenes SAR de RADARSAT-1 y sometidos a distintos análisis estadísticos (Marchionni et al., 2001; Marchionni y Cavayas, 2010).

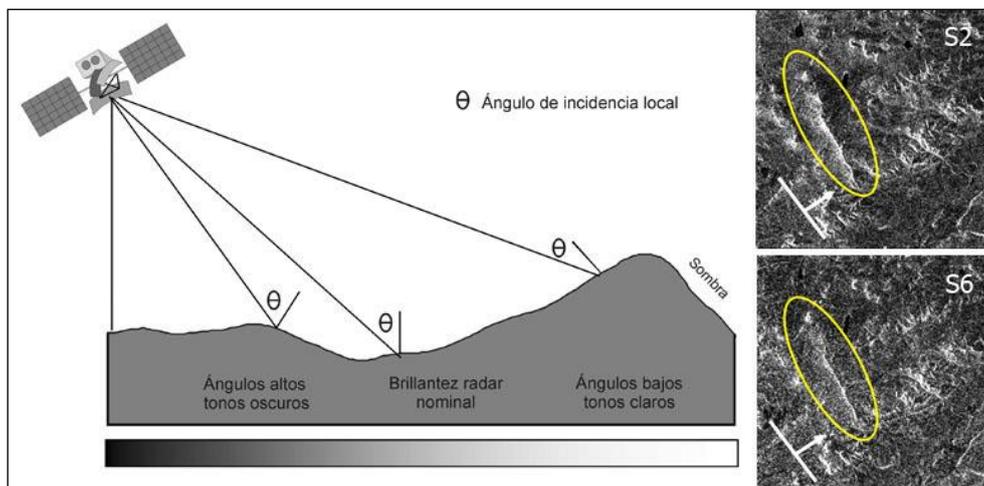
Entre los resultados, el análisis de agrupamiento realizado indicó una marcada asociación entre tipo de cubierta vegetal, grado de disección y nivel de gris, asociación que no se manifiesta entre estas características y los tipos litológicos. Los factores tamaño de grano o de bloque y cubierta vegetal mostraron un cierto grado de correlación: una unidad con gran tamaño de bloques no favorece una cubierta vegetal densa; una unidad finamente disectada con una cubierta vegetal de alta densidad puede aparecer en la imagen con las mismas características tonales y texturales que una unidad de bloques grandes. Los resultados del análisis textural realizado sobre las imágenes fueron consistentes con los obtenidos a partir de las observaciones de campo y las medidas de rugosidad de superficie, en donde no se encontró una relación directa y clara entre los niveles de brillo y retrodispersión calculados a partir de las imágenes y las unidades litológicas aflorantes, sino más bien con sus características de rugosidad superficial relacionadas al tamaño de grano o bloque en materiales sedimentarios, y al grado de disección de los afloramientos en las rocas masivas. A menor escala, las unidades presentan patrones más marcados, derivados de su estructura, que pueden ser acompañados por una configuración particular de la red de drenaje. Una cubierta vegetal, aún dispersa, ejerce también su influencia en el tono y la textura de las imágenes.

## PERCEPCIÓN RADAR DE RASGOS ESTRUCTURALES

Las imágenes de radar son particularmente útiles para la identificación de rasgos lineales que puedan estar indicando la presencia de estructuras geológicas, debido a la geometría de observación lateral de estos sistemas y la fuerte direccionalidad del haz de radar (D'Iorio et al., 1995; Singhroy y St-Jean, 1999; Mahmood et al. 2000). Los lineamientos estructurales pueden ser identificados directamente por la presencia de figuras características de ruptura, discontinuidad o desplazamiento de los afloramientos o ser inferidos a partir de la presencia de indicadores indirectos. Estos últimos pueden corresponder a discontinuidades radiométricas (alineaciones o cambios abruptos de tono o textura originados por cambios litológicos, de vegetación o de humedad), a rasgos hidrológicos (linealidad de la red hidrográfica, alineación de cuerpos de agua, anomalías de drenaje) o bien a elementos morfológicos los que son resaltados por la presencia de sombras de radar (cambios de pendiente, escarpas de falla, facetas triangulares, presencia de valles y depresiones). En este apartado se analiza la percepción radar de rasgos direccionales en imágenes SAR de RADARSAT-1 y se discuten algunos procedimientos de análisis digital que pueden optimizar la extracción de rasgos y patrones lineales por métodos automáticos (Marchionni et al., 2000 y Marchionni y Cavayas, 2010).

### Fundamentos

Las imágenes de radar de una misma zona pueden ofrecer información muy diferente en función de la dirección de iluminación (modo ascendente o descendente, mirada a la derecha o a la izquierda) y de la inclinación del haz de microondas que modifican las condiciones de iluminación de las superficies observadas. Asimismo, la geometría del terreno -sus pendientes y orientaciones- condiciona el ángulo de incidencia local de la señal del radar con un efecto significativo en la señal de retorno.



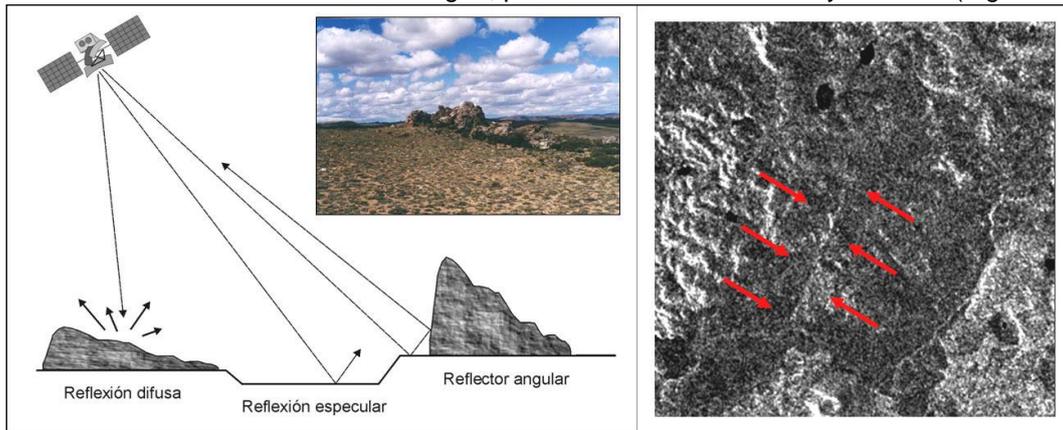
**Figura 21.** Efecto de la topografía y del ángulo de incidencia local en la señal de retorno del radar. Visualización de una escarpa en Imágenes SAR de RADARSAT-1 con distinto ángulo de incidencia: S2 (24-31°) y S6 (41-46°).

**Figure 21.** Effect of topography and local incidence angle on radar return signal. Viewing an escarpment in RADARSAT-1 SAR Images with different incidence angle: S2 (24-31°) and S6 (41-46°).

La observación de los cambios de pendientes asociados a la morfología de las zonas de falla se ve enriquecida por la geometría de observación lateral de los sistemas de radar. La percepción de estos rasgos en las imágenes dependerá de la capacidad de los sensores de registrar las variaciones sutiles de respuesta asociadas a los mismos (De Sève et al., 1994). Las pendientes orientadas hacia el radar adquieren tonos más claros, efecto que varía en función del ángulo de inclinación del haz de radar en relación con la topografía local (Figura 21).

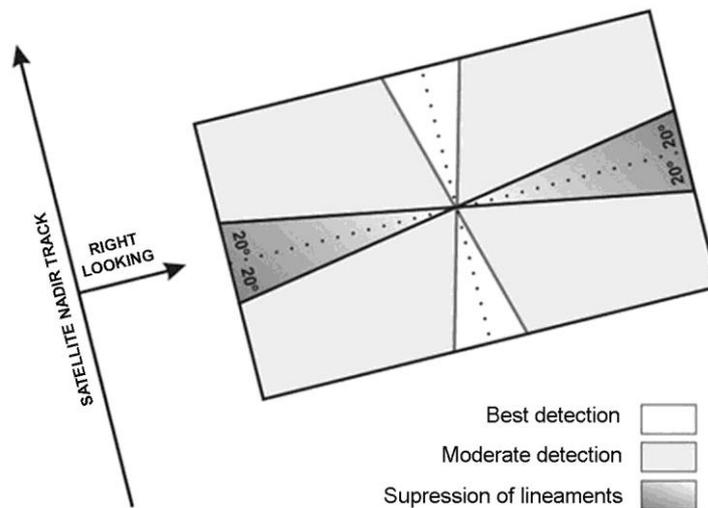
Asimismo, un ángulo de observación adecuado, facilita la detección de rasgos estructurales aún cuando las dimensiones de los mismos estén por debajo del límite de resolución del radar. La presencia de varias superficies lisas y continuas perpendiculares entre sí o superficies inclinadas

hacia el radar se comportan como reflectores angulares que modifican la trayectoria del haz incidente y lo devuelven en la misma dirección de origen, provocando reflexiones muy intensas (Figura 22).



**Figura 22.** Filones de cuarzo mineralizados detectados en el área de La Manchuria en una imagen SAR de RADARSAT-1 ascendente adquirida en modo S2 (24-31°). La imagen de la figura cubre un área de 6 x 6 km.  
**Figure 22.** Mineralized quartz veins detected in La Manchuria area in an ascending RADARSAT-1 SAR image acquired on S2 (24-31°) mode. The image of figure covers an area of 6 x 6 km.

Este comportamiento se ha observado en diques, filones, vetas de cuarzo, cuerpos de reemplazo y otras estructuras mineralizadas asociadas a zonas de falla, que se presentan frecuentemente en el terreno como elementos tabulares discontinuos con crestas de expresión convexa o aguda, simétricas (verticales) o asimétricas (inclinadas). La visibilidad de estos rasgos dependerá de su expresión morfológica y de la relación entre el ángulo de incidencia del haz del radar y la inclinación de las mismas, manifestándose en las imágenes como *líneas claras* (Marchionni y Cavayas, 2010).



**Figura 23.** Visualización de rasgos lineales en las imágenes radar (RADARSAT Int., 1997).  
**Figure 23.** Visualization of linear features in radar images (RADARSAT Int, 1997).

En todos los casos, la visibilidad de los patrones direccionales se verá condicionada por el ángulo de aspecto (Harris, 1985). El ángulo de aspecto describe la orientación relativa del haz de radar incidente con respecto a la dirección de las características lineales del terreno. Cuando existen rasgos lineales con expresión morfológica, tal el caso de algunas estructuras geológicas, la orientación de estos rasgos en relación con la dirección de iluminación del haz de radar condiciona su respuesta en las imágenes. En líneas generales, las imágenes tomadas desde direcciones opuestas de observación contendrán información geológica complementaria (Deslandes y Gwyn, 1991, Lowman Jr., 1994) y los rasgos estructurales normales a la iluminación serán realzados dado que la señal de retorno de los mismos será mayor, al igual que el efecto de sombra (Figura 23), mientras

que aquellos que estén orientados en el sentido de la iluminación del haz de radar y hasta 20° pueden tornarse invisibles (Lowman et al., 1987; Harris, 1991). Así lo corroboraron las interpretaciones estructurales realizadas sobre imágenes SAR de ERS-1 y ERS-2 con distintas direcciones de observación en un sector del Macizo del Deseado (Marchionni et al., 1997 y 1998) y las realizadas con los pares estereoscópicos SAR de RADARSAT-1 (Marchionni, 2007; Marchionni y Cavayas, 2010) donde las estructuras se hicieron más visibles cuando el ángulo de aspecto era el adecuado.

### Extracción automática de rasgos lineales

La extracción automática de rasgos lineales que pueden ser relacionados eventualmente a elementos estructurales a menudo facilita la identificación de los mismos, sobre la base de la presencia de los indicadores indirectos mencionados. Estas operaciones pueden ser realizadas por una variedad de métodos y técnicas de filtrado, que tienen en cuenta que tales rasgos lineales (rectos o curvos, positivos o negativos) se manifiestan generalmente en las imágenes como variaciones más o menos súbitas de nivel digital o de brillo. Estos rasgos pueden ser detectados mediante la aplicación de operadores de detección de *líneas* o de *bordes* (James, 1987; Pratt, 1991), filtros morfológicos (Parker, 1977), operadores estadísticos (Bovik, 1988; Adair y Guindon, 1990) o métodos que recurren a la transformada de las imágenes (Deslandes y Gwyn, 1991; Karineli et al., 1996). Los usados más frecuentemente son los operadores de detección de líneas y de bordes (filtros de convolución) y, en este sentido, la mayor parte de las aplicaciones geológicas han sido realizadas sobre imágenes ópticas (Budkewitsch et al., 1994), mientras que la utilidad de su aplicación en imágenes de radar está en continuo análisis (De Sève et al., 1994).

En esta investigación fueron aplicados, sobre las imágenes de radar, distintos tipos de filtros para la detección de rasgos lineales (filtros espaciales y de frecuencias) sobre la imagen S2 de RADARSAT por ser la que presenta la mayor amplitud de contraste radiométrico, revelando con mayor claridad la presencia de discontinuidades radiométricas y rasgos lineales con expresión morfológica. Sobre esta imagen se aplicaron filtros direccionales para la detección de *líneas* y de *bordes* en el dominio espacial y filtros selectivos de frecuencias espaciales (filtros de paso-bajo, paso-alto y paso-banda) en el espacio de Fourier (Marchionni et al., 2000), para aislar las frecuencias espaciales vinculadas a patrones estructurales. Los resultados obtenidos fueron comparados con los lineamientos estructurales definidos a partir de la interpretación visual del par estereoscópico S2-S6 de RADARSAT/SAR (Marchionni y Cavayas, 2010). Si bien los operadores de detección de bordes y de líneas son eficientes en la mayoría de los casos, su aplicación en las imágenes de radar se ha visto complicada por la presencia del ruido multiplicativo. El fuerte *speckle* de las imágenes de radar determina la generación de una cantidad de artefactos y bordes falsos que dificultan el reconocimiento de los bordes y líneas verdaderos (Raucoles y Thomson, 2000).

### Análisis de frecuencias espaciales

Cuando hablamos de las frecuencias espaciales de una imagen nos referimos a un parámetro definido por el número de cambios en el nivel de brillo (o nivel digital) por unidad de distancia (Jensen, 1996). El espectro de frecuencias espaciales de una imagen numérica (de dimensión finita y valores discretos) se obtiene aplicando a la misma la ecuación de la Transformada de Fourier, bajo la forma matricial de la Figura 24a. En esta investigación se han aplicado filtrados interactivos de frecuencias espaciales en el espacio de Fourier para minimizar la incidencia del *speckle* de las imágenes y mejorar así la performance de los operadores de detección de líneas y bordes. La utilización de filtrados de frecuencias ha permitido asimismo aislar las componentes espaciales vinculadas a los cambios de pendiente asociados a rasgos morfológicos lineales de aquellas componentes espaciales provocadas por cambios en la retrodispersión relacionados a variaciones litológicas (Marchionni et al., 2000; Marchionni y Cavayas, 2010).

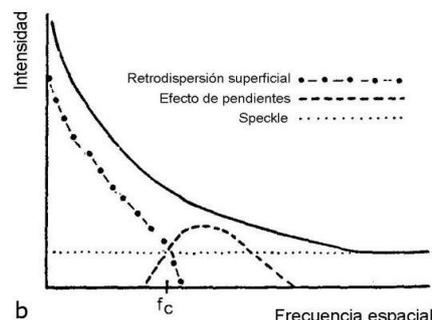
Según Bloom y Daily (1982) y Daily (1983), las variaciones tonales que se observan en las imágenes radar son consecuencia de distintos mecanismos físicos que se producen a escalas diferentes y que se corresponden con frecuencias espaciales distintas (Figura 24b): a) los rasgos de gran escala, que se corresponden con las bajas frecuencias espaciales, están dominados por variaciones *lentas* en la retrodispersión de la superficie (y en los niveles de brillo), relacionadas a cambios en la vegetación y variaciones litológicas o de rugosidad, b) las variaciones tonales más *rápidas* que se corresponden con las altas frecuencias espaciales, están moduladas por la existencia de planos inclinados orientados hacia el radar y se relacionan con los efectos de la pendiente local y la topografía, y c) una tercera componente, que muestra las frecuencias espaciales más elevadas, es

consecuencia de la presencia de ruido de estas imágenes (*speckle*). El punto de transición entre altas y bajas frecuencias es  $f_c$  y varía según la morfología del territorio.

$$F(m,n) = 1 / N^2 \left( \sum_{i=0}^{N-1} \sum_{k=0}^{N-1} f(i,d,kd) \exp [-j 2 \pi (mi + nk) / N] \right) \quad f_0 = 1 / Nd$$

N = tamaño de la imagen (en píxeles)       $j = \sqrt{-1}$   
d = dimensión del píxel      m,n = frecuencia en la dirección x e y  
k,i = ubicación del píxel según ejes x e y      respectivamente, medida en unidades  
de la frecuencia de base  $f_0$

a



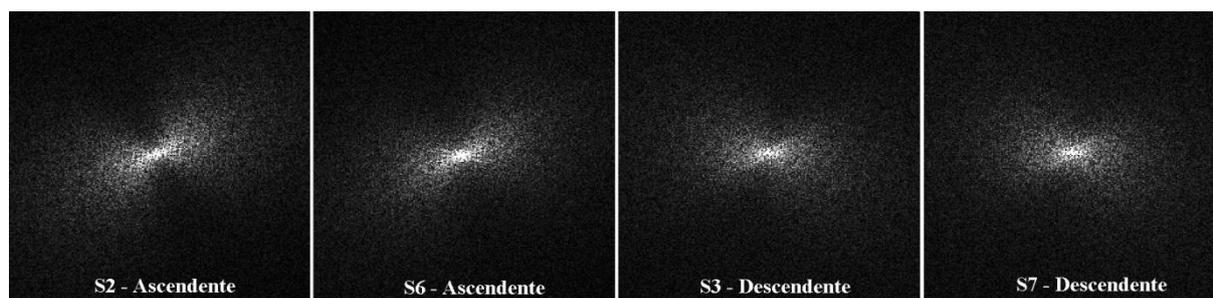
b

**Figura 24.** a). Ecuación de la Transformada de Fourier para las imágenes numéricas. b). Componentes del espectro de una imagen de radar. La línea continua indica el espectro total de la imagen.

**Figure 24.** a). Numerical images Fourier Transform equation. b). Radar image spectrum components. The solid line indicates the total spectrum of the image.

El análisis de Fourier es una técnica matemática que permite separar los componentes de distinta frecuencia espacial de una imagen. El filtrado de frecuencias espaciales en el espectro de Fourier ha sido utilizado por varios autores para aislar las componentes litológicas de una imagen (Bloom y Daily, 1982; Stromberg y Farr, 1986) y para la detección de estructuras geológicas sutiles (Daily, 1983). Deslandes y Gwyn (1991) lo han utilizado para cuantificar las frecuencias espaciales de una imagen y observar las direcciones predominantes de los rasgos lineales.

Para analizar las frecuencias espaciales de las imágenes RADARSAT-1 hemos aplicado la Transformada de Fourier a cada una de ellas lo que nos ha permitido generar un diagrama cartesiano de frecuencias, de forma simétrica, donde las frecuencias aumentan, en las direcciones x e y, desde el centro del diagrama hacia fuera (Figura 25) La distribución de la nube de puntos muestra la presencia de fenómenos periódicos en la imagen y la orientación dominante de los mismos. En la Figura 25 se muestran los espectros de frecuencias de las cuatro imágenes radar de la misma zona, adquiridas bajo distintas condiciones de iluminación. Las imágenes ascendentes (S2 y S6) se mostraron más ricas en altas frecuencias espaciales que las imágenes descendentes (S3 y S7), respondiendo a los patrones estructurales dominantes de la escena (de orientación ONO-ESE), los que fueron iluminados perpendicularmente por el haz de radar en las imágenes ascendentes.



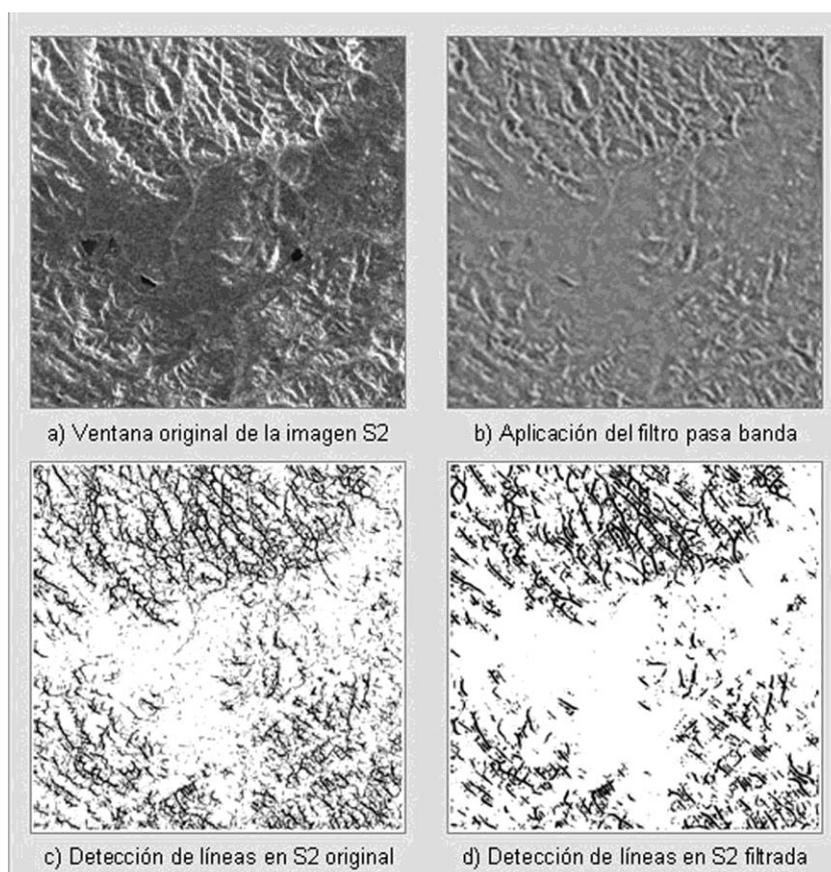
**Figura 25.** Espectro de Fourier de imágenes SAR de RADARSAT adquiridas con distintas condiciones de iluminación, donde se observan diferencias en el contenido y orientación de las frecuencias espaciales.

**Figure 25.** Fourier spectrum of RADARSAT SAR images acquired with different illumination conditions, where differences are observed in the content and direction of spatial frequencies.

Siguiendo estos conceptos, hemos intentado localizar el punto de transición ( $f_c$ ) entre las altas y bajas frecuencias, para aislar los efectos de pendiente -por su probable vinculación con rasgos estructurales- de las variaciones relacionadas al ruido del radar y a cambios litológicos. Para este propósito fueron generadas, a partir de la imagen S2 de RADARSAT-1, una serie de ventanas sobre unidades geológicas de distinto patrón estructural. Luego de la aplicación de la Transformada de Fourier sobre estas ventanas, se generaron filtros circulares (paso alto, paso bajo y pasa banda) para eliminar y retener determinadas frecuencias espaciales. La aplicación posterior de la función inversa

de la Transformada de Fourier permitió volver al espacio original de la imagen para su análisis visual o para la aplicación de filtros de detección de bordes y/o de líneas (Marchionni et. al, 2000).

El filtrado de frecuencias espaciales en el espectro de Fourier resultó de gran utilidad para mejorar la performance de la aplicación de los operadores de líneas y de bordes sobre las imágenes de radar, eliminando los rasgos espurios originados por efecto del ruido del radar. En la Figura 28a se ilustra una ventana de la imagen S2 de RADARSAT cubriendo unidades geológicas diferentes, básicamente flujos ignimbríticos y relleno moderno. La Figura 26b muestra la imagen resultante de la aplicación de un filtrado circular de frecuencias (pasa banda) de sobre el espacio de Fourier de la imagen original. Las Figuras 26c y 26d ilustran el resultado de la aplicación de operadores de detección de líneas (ventana de 7 x 7 píxeles) sobre ambas imágenes. En la primera imagen (Figura 26c) fueron detectados numerosos rasgos de distinto origen y magnitud, mientras que en la segunda se preservaron los principales rasgos de pendiente, más continuos y de mayor magnitud (Figura 26d).



**Figura 26.** Resultados de la aplicación de un operador de detección de líneas sobre una ventana de la imagen S2 de RADARSAT original y sobre la misma ventana luego de la aplicación de un filtrado de frecuencias espaciales (pasa banda) mediante el análisis de Fourier.

**Figure 26.** Results of the application of a detection lines operator on a RADARSAT S2 original window image and on the same window after application of spatial frequency filter (pass band) by a Fourier analysis.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A la luz de las investigaciones realizadas, la flexibilidad de las imágenes RADARSAT-1/SAR (variedad de ángulos de incidencia, direcciones de observación, posibilidad de visión estereoscópica, etc.), las convierte en una importante fuente de información geológica, teniendo en cuenta que el conocimiento de las características de la señal (frecuencia y polarización) y de la geometría de la observación (ángulo de incidencia, dirección de visión) es fundamental para deducir las interacciones que se producen a nivel de los afloramientos y bien interpretar las características geológicas de un área. Algunos parámetros van a ser claves para la extracción de información litológica y otros para la extracción de información estructural. Dentro de este contexto, esta investigación estuvo orientada a analizar dos cuestiones fundamentales de la cartografía geológico-estructural con imágenes radar: la

identificación de rasgos lineales que puedan estar manifestando la presencia de lineamientos estructurales y la discriminación de unidades texturales posiblemente vinculadas a distintas litologías.

En el caso de los rasgos lineales de probable origen estructural, la expresión morfológica superficial de los mismos -sus pendientes y orientaciones- impacta significativamente en el retorno de la señal al condicionar el ángulo de aspecto y el ángulo de incidencia local del haz de radar. En este punto se ha comprobado el importante efecto que tiene el ángulo de aspecto sobre la visualización de los rasgos, lo que pone de relevancia la necesidad de contar con imágenes de distinta dirección de observación para realizar una interpretación estructural completa. Hay que destacar también que la geometría de observación de las imágenes de radar con un ángulo de visión adecuado, facilita la detección de rasgos estructurales en general, aún cuando estos rasgos son de reducidas dimensiones, muchas veces inferiores a la resolución espacial de las imágenes. En cuanto a las herramientas de análisis digital, el análisis de Fourier ha demostrado ser una herramienta muy efectiva para explorar las direcciones estructurales dominantes de una imagen, tal es así que el espectro de frecuencias espaciales de imágenes de distinta geometría (modo ascendente o descendente y distintos ángulos de incidencia) pone en evidencia la direccionalidad de los rasgos lineales en relación con la dirección de observación del radar (*right looking* o *left looking*). Respecto a los procedimientos de análisis digital utilizados frecuentemente para la extracción de rasgos y patrones lineales (filtrados de bordes y de líneas), la aplicación de filtros pasa banda de frecuencias espaciales en el espacio de Fourier, previamente a la aplicación de los algoritmos de detección de líneas y bordes, ha permitido minimizar la presencia de los rasgos espurios motivados por la presencia del *speckle*, por lo cual el filtrado de frecuencias espaciales en el espacio de Fourier se vislumbra como una herramienta muy apropiada para optimizar la aplicación de los otros operadores.

En el caso de los rasgos tonales y texturales, los análisis digitales realizados (variogramas experimentales, generación de imágenes de textura y clasificación textural) y las correspondientes observaciones de validación de campo indican que tales atributos están influenciados por varios factores, no siempre relacionados a la litología. La sensibilidad de las microondas a las propiedades dieléctricas, al contenido de humedad y a la rugosidad superficial, se ve reflejada en el tono y textura de las imágenes, dado que estos factores inciden directamente en la intensidad de la señal. La sensibilidad de las microondas a la morfología y rugosidad de las superficies permite distinguir unidades que presentan un distinto grado de disección o tamaño de grano o bloque o que han mostrado frente a la erosión una respuesta diferente, así como unidades de distinta edad. La combinación de estos factores, tan condicionada por los parámetros de la señal de radar, ha dado lugar a la discriminación de unidades texturales, que no siempre están relacionadas con la litología. El análisis de los resultados de la clasificación textural ha demostrado que las clases texturales corresponden en general a distintas unidades litológicas; sin embargo dentro de una misma unidad litológica dos o tres clases texturales diferentes pueden estar presentes. Las variaciones en el grado de disección de los afloramientos, en el tamaño de grano o de bloque, en el tipo y densidad de la cubierta vegetal, en el contenido de humedad y las variaciones de la topografía local dieron lugar a distintas clases texturales. Aún si el clasificador es sensible a las variaciones de textura, la relación entre esta variación y la litología de la superficie no es muy directa. Este resultado fue confirmado por las observaciones de campo, las medidas de rugosidad de superficie y sus análisis estadísticos, que resaltan la complejidad de la relación entre los parámetros de superficie a nivel de afloramiento y los datos provenientes de la imagen. Consideramos que la integración de la información textural de las imágenes radar con información espectral proporcionada por datos ópticos puede proporcionar un conjunto de herramientas mucho más completo para resolver los problemas de asignación litológica.

Para concluir, la efectividad del uso de las imágenes de radar en geología radica en la selección adecuada de los datos en función de los objetivos geológicos planteados, la escala de trabajo y las características geológicas, estructurales y morfológicas del territorio a estudiar. Asimismo, dada la complejidad y variabilidad de los factores que intervienen en la formación de estas imágenes, la realización de trabajos de campo de validación mejoran significativamente la comprensión de las interacciones producidas a nivel de los afloramientos optimizando la utilización de estas imágenes para la cartografía geológica y el análisis estructural en cualquier territorio.

**Agradecimientos:** Las imágenes SAR de RADARSAT fueron provistas por el Centro Canadiense de Sensores Remotos (CCRS) y la Agencia Espacial Canadiense (CSA) en el marco de los Programas GlobeSAR2 y SOAR (Science and Operational Applications Research for RADARSAT-2). Algunas de estas imágenes fueron facilitadas por la Unidad Sensores Remotos y SIG del SEGEMAR.

## REFERENCIAS

- Abrams, M.J., Ashley, R., Rowan, L., Goetz, A., Kahle, A., (1977). Mapping of hydrothermal alteration in the Cuprite Mining District, Nevada, using aircraft scanner images for the spectral region 0.46 to 2.36  $\mu\text{m}$ . *Geology*, (5): 713-718.
- Adair M. y Guindon B., (1990). Statistical edge detection operators for linear feature extraction in SAR images. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 16 (2): 10-19.
- Attema, E., Desnos, Y-L., Duchossois, G., (2000). Synthetic Aperture Radar in Europe: ERS, Envisat, and Beyond. *Johns Hopkins Apl Technical Digest*, 21 (1): 155-161.
- ASI, (2009). COSMO-SkyMed Mission and Product Description. Italian Space Agency. 119 p.
- Bovik, A.C., (1988). On detecting edges in speckled images. *IEEE Transactions on Acoustics, Speech, and Signal Processing*, 36 (10): 1618-1627.
- Bedell, R.L., (2001). Geological mapping with ASTER satellite: new global satellite data that is a significant leap in remote sensing geologic and alteration mapping. *Special Publication Geology Society of Nevada*, (33): 329-334.
- Berger, B.R., King, T.V.V., Morath, L.C., Phillips, J.D., (2003). Utility of high-altitude infrared spectral data in mineral exploration: Application to northern Patagonia Mountains, Arizona: *Economic Geology*, (98): 1003-1018.
- Bloom, R.G. y Daily, M., (1982). Radar image processing for rock-type discrimination. En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-20 (3): 343-351.
- Brivio, P. A., Doria, I. and Zilioli, E., (1994). Structure function analysis of natural scenes from Landsat TM data. *ITC Journal*, (1): 1-6.
- Budkewitsch, P., Newton G., Hynes, A., (1994). Characterization and extraction of linear features from digital images. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 20 (3): 268-279.
- CASI, (1993). Special Issue: RADARSAT. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 19 (4), entire issue.
- CASI, (1994). Special Issue on Radar Geology. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 20 (3), entire issue.
- CASI, (1999). Special Issue on the Applications of RADARSAT-1 Data in Geology. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 25 (3), entire issue.
- CASI, (2004). *Canadian Journal of Remote Sensing*, RADARSAT-2 Special Issue, 30 (3), 365 p.
- CCRS, (1995). Conceptos básicos de teledetección por radar. Proyecto ProRADAR. Canada Centre for Remote Sensing, Ottawa, Canadá. Octubre de 1995, 89 p.
- Daily, M., (1983). Hue-Saturation-Intensity Split-Spectrum Processing of Seasat Radar Imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 49 (3): 349-355.
- De Sève, D., Desjardins, R., Toutin, T., (1994). Contribution des données radar d'ERS-1 dans l'appréhension de l'organisation des linéaments: Le cas de l'astrobleme de Charlevoix. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 20 (3): 233-244.
- Deslandes, S. y Gwyn, Q., (1991). Evaluation de SPOT et SEASAT pour la cartographie des linéaments: comparaison basée sur l'analyse de spectres de Fourier. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 17 (2): 98-110.
- Desnos, Y.-L., Buck, C., Guizarro, J., Levrini, G., Suchail, J.L., Torres, R., Laur, H., Closa, J., Rosich, B., (2000). The ENVISAT advanced synthetic aperture radar system. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2000. *Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 (Jul 2000)*, 3: 1171 – 1173.
- Deutsch, C.V. y Journel, A.G., (1998). *Geostatistical Software Library and User's Guide (GSLIB) (2nd. Ed.) Applied Geostatistics Series*. Oxford University Press. 369 p.
- D'Iorio, M., Budkewitch A, P., Mahmood, N.N., (1997). Practical considerations for geological investigations using RADARSAT-1 stereo image pairs in tropical environments. *GER'97*. 8 p.
- Drury, S.A., (1993). *Image Interpretation in Geology (2nd. Ed.)*. Chapman & Hall Eds. London. 283 p.
- Elachi, C., (1987). *Spaceborne Radar Remote Sensing: Applications and Techniques*. IEEE Geoscience and Remote Sensing Society. Institute of Electrical and Electronics Engineers Inc., New York. 231 p.
- Evans, D.L., Plant, J.J., Stofan, E.R., (1997). Overview of the Spaceborne Imaging Radar C/X band Synthetic Aperture Radar (SIR-C/X-SAR) Missions. *Remote Sensing of Environment*, (59): 135-140.
- Evans, D.L., Farr, T.G., Ford, J.P., Thompson, T.W., Werner, C.L., (1986). Multipolarization Radar Images for Geologic Mapping and Vegetation Discrimination. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-24 (2): 246-257.

- ESA, (2007). ASAR Product Handbook. European Space Agency. Issue 2.2. 564 p.
- Ford, J.P., Cimio, J.B., Elachi, C., (1983). Space Shuttle Columbia views the World with Imaging Radar: the SIR-A Experiment. Jet Propulsion Laboratory Publication 82-95, Pasadena. 179 p.
- Ford, J.P., Bloom, R.G., Bryan, M.L., Daily, M.I., Dixon, T.H., Elachi, C., Xenos, E.C., (1980). Seasat views North America, the Caribbean, and Western Europe with Imaging Radar. Jet Propulsion Laboratory Publication 80-67, Pasadena. 141 p.
- Ford, J.P., Blom, R.G., Coleman Jr., J.L., Farr, T.G., Plaut, J.J., Pohn, H.A., Sabins Jr., F.F., (1998). Radar Geology. En: P.M. Henderson & A. J. Lewis (eds.). Principles & Applications of Imaging Radar, Manual of Remote Sensing. Am. Soc. Phot. and Rem. Sens. New York: 511-565.
- Haralick, R.M., (1979). Statistical and structural approaches to texture. Proceedings of IEEE, 67 (5): 786-804.
- Haralick, R.M., Shanmugam, K., Dinstein, I., (1973). Textural features for image classification. IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics, SMC-3 (6): 610-621.
- Harris, J.R., (1985). Lineament Mapping of Central Nova Scotia using Landsat MSS and SEASAT SAR data. Proceedings of the Ninth Canadian Symposium on Remote Sensing: 359-373.
- Harris, J.R., (1991). Mapping of Regional Structure of Eastern Nova Scotia using remotely sensed imagery: implications for regional tectonics and gold exploration. Canadian Journal of Remote Sensing, 17 (2): 122-135.
- He, D.C. y Wang, L., (1990). Recognition of lithological units in airborne SAR images using new textural features. International Journal of Remote Sensing, 11 (12): 2337-2344.
- He, D.C. y Wang, L., (1991). Textural filters based on the texture spectrum. Pattern Recognition, 24 (12): 1187-1195.
- He, D.C. y Wang, L., (1992). Unsupervised textural classification of images using the texture spectrum. Pattern Recognition, 25 (3): 247-255.
- Hunt, G.R. y Ashley, R.P., (1979). Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. Economic Geology, 74: 1613-1629.
- James, M., (1987). Pattern Recognition. BSP Professional Books. London. 144 p.
- Jensen, W., (1995). ERS-1/2 and its data used in operational systems. International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1995.IGARSS '95.Quantitative Remote Sensing for Science and Applications, 2: 1044-1046
- Jensen, J.R., (1996). Introductory Digital Image Processing. A Remote Sensing Perspective. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 271 p.
- JPL, (1980). Radar Geology: An Assessment. Report of the Radar Geology Workshop, Snowmass Colorado (July 1979). Jet Propulsion Laboratory Publication 80-61, Pasadena. 513 p.
- JPL, (1982). The SIR-B Science Plan. Jet Propulsion Laboratory Publication 82-78, Pasadena. 90 p.
- Karnieli, A., Meisels, A., Fisher, L., Arkin, Y., (1996). Automatic extraction and evaluation of geological linear features from digital remote sensing using a Hough Transform. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 62 (5): 525-531.
- Kimura, H., Ito, N., (2000). ALOS/PALSAR: the Japanese second generation spaceborne SAR and its applications, Proc. SPIE, 2000, 4152: 110-119.
- Kruse, F.A., Bordman, J.W., Huntington, J.F., (2003). Comparison of airborne hyperspectral data and EO-1 Hyperion for mineral mapping. IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing, 41 (6): 1388-1400.
- Lewis, A.J., Henderson, P.M., Holcomb, D.W., (1998). Radar Fundamentals: The Geoscience Perspective. In: P.M. Henderson & A. J. Lewis (eds.). Principles & Applications of Imaging Radar, Manual of Remote Sensing, New York, Am. Soc. Photogrammetry and Remote Sensing: 131-181.
- Lillesand, T.M. y Kiefer, R.W., (1987). Remote Sensing and Image Interpretation. Wiley, New York.
- Lowman Jr., P., (1994). Radar Geology of the Canadian Shield: a 10-Year Review. Canadian Journal of Remote Sensing, 20 (3): 198-209.
- Lowman, P. Jr., Harris, J., Masuoka, P. M., Singhroy, V. H., Slaney, V. R., (1987). Shuttle Imaging Radar (SIR-B) Investigations of the Canadian Shield: Initial report. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, GE 25: 55-66.
- Lusch, D.P., (1999). Introduction to Microwave Remote Sensing. BSRSI. Basic Science and Remote Sensing Initiative. Department of Geography, Michigan State University. 84 p..
- Mahmood, A., Carboni, S., Muller, J., Parashar, S., (1996). Potential use of RADARSAT-1 in geological remote sensing. Proc. 11th Thematic Conference and Workshops: Applied Geologic Remote Sensing, February 27-29, Las Vegas, Nevada, I: 475-484.
- Marchionni, D., (2007). Caracterización volcánico-tectónica y detección de áreas mineralizadas en el Sector Central del Macizo del Deseado (Provincia de Santa Cruz). Aplicación de la Teledetección

- espacial óptica y de radar. Trabajo de Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), 317 p. (inédito)
- Marchionni, D. y Cavayas, F., (2010). Utilización de imágenes de radar (ERS y RADARSAT) para la discriminación litológica y la cartografía estructural del sector central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (4): 576-591.
- Marchionni, D. y Schalamuk, I., (2010). Aplicación de la teledetección espacial óptica y de radar para el análisis geológico y la detección de áreas mineralizadas en el sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (4): 592-607.
- Marchionni, D., Cavayas, F. et Rolleri, E., (2000). Potentiel de Détection des Traits Structuraux d'un Territoire Semi-Désertique sur des Images RADARSAT: Le cas du Macizo del Deseado, Argentina. CEOS-SAR Workshop (October 1999). Proceedings: 479-484. Toulouse, France.
- Marchionni, D., de Barrio, R., Tessone, M. y Karszenbaum, H., (1997). Aportes de la información de ERS-1 en el reconocimiento de rasgos estructurales del sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Su implicancia metalogénica. *International Seminar on The Use and Applications of ERS in Latin America*. Proceedings: 133-141. Viñas del Mar, Chile.
- Marchionni, D., Cavayas F, Alperín, M., Del Blanco, M., (2001). RADARSAT Images Validation from field Surface Roughness Measures in a Semi-Desertic Territory: The Case of the Macizo del Deseado, Argentina. 8° Symposium International "Mesures physiques et signatures en teledetection". Aussois, Francia. Actas: 161-166.
- Marchionni, D., Tessone, M., de Barrio, R., Gagliardini, A. y Schalamuk, I., (1998). Patrones estructurales y morfológicos reconocidos sobre las imágenes SAR de ERS-1 y ERS-2 y vinculados a mineralizaciones hidrotermales, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Actas Jornadas Argentinas de Teleobservación*. Buenos Aires.
- Mather, P. M., Tso, B., Koch, M. 1998. An evaluation of Landsat-TM spectra data and SAR-derived textural information for lithological discrimination in the Red Sea Hills, Sudan. *International Journal of Remote Sensing*, 19 (4): 587-604.
- Müschen, B., Böhm, C., Roth, A., Schwäbisch, M., Holz, A., (1997). Monitoring of subglacial volcanic eruption and glacial flood in southern Iceland using ERS-1/2 SAR data. *Proceedings of an International Seminar on the Use and Applications of ERS in Latin America*. Viña del Mar, Chile, November 1996 (ESA SP 405): 263-271.
- Paradella, W. R, Dos Santos, A. R., Veneziani, P., De Morais, M. C., (2000). Synthetic Aperture Radar for geological applications in the moist tropics: experiences from the Brazilian Amazon region. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (3): 538-542.
- Parker, J.R., (1997). Algorithms for image processing and computer vision. Wiley Computer Publishing. John Wiley & Sons, Inc. United States of America. 417 p.
- Pietikainen, M., Ojala, T., Silven, O., (1998). Approaches to texture-based classification, segmentation and surface inspection, In: *Handbook of Pattern Recognition and Computer Vision* (2nd Ed.), Eds. C.H.Chen, L.F. Pau and P.S.P. Wang, World Scientific Publishing Company, Singapore, 711-736.
- Podwysocki, M.H., Power, M.S., Jones, O.D., (1985). Preliminary evaluation of Landsat 4 Thematic Mapper data for mineral exploration. *Advances in Space Research*, 5: 47-55.
- Pratt, W.K., (1991). *Digital Image Processing*, John Wiley & Sons, 2nd edition, Toronto.
- Price, M.H., (1999). Integration of Landsat TM and SIR-C polarimetric radar for lithological mapping near Goldfield, Nevada. *Proceeding of the Thirteenth International Conference on Applied Geologic Remote Sensing*, Vancouver, British Columbia, I: 452-4559.
- RADARSAT Int., (1997). *RADARSAT Geology Handbook*. RADARSAT International, Richmond, British Columbia, Canadá. 70 p.
- Raney, R.K., (1992). Course notes (unpublished notes). Canada Centre for Remote Sensing. Ottawa, Ontario. Canadá.
- Raney, R.K., Luseombe, A.P., Langham, E.J., Ahmed, S., (1991). RADARSAT. *Proceedings of IEEE*, 79 (6): 839-849.
- Rast, A., (1995). ERS 1/2 overview of scientific results over land. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1995. IGARSS '95. Quantitative Remote Sensing for Science and Applications*, International, 2: 1038-1040.
- Rosenqvist, A., Shimada, M., Ito, N., Watanabe, M., (2007). ALOS PALSAR: A Pathfinder Mission for Global-Scale Monitoring of the Environment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45 (11): 3307-3316.

- Raucoules, D., y Thomson, K. P. B., (2000). Edge detection on SAR images using local Fourier Transforms and multiscale approach. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 26 (1): 12-17.
- Rowan, L.C., Hook, S.J., Abrams, M.J., Mars, J.C., (2003). Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflected Radiometer (ASTER), a new satellite-imaging system: *Economic Geology*, 98: 1019-1027.
- Rowan, L.C., Wetlaufer, P.H., Goetz, A. F.H., Billingsley, F.C., Stewart, J.H., (1974). Discrimination of rock types and detection of hydrothermally altered areas in south-central Nevada by the use of computer-enhanced ERTS images. U.S. Geological Survey Prof. Paper 883: 35 p.
- Sabins, F.F., (1999). Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14: 157-183.
- Schaber, G.G., Elachi, Ch., Farr, T.G., (1980). Remote Sensing Data of SP Mountain and SP Lava Flow in North-Central Arozina. *Remote Sensing of Environment*, 9: 149-170.
- Shimada, M., (2006). SAR programmes in JAXA: from JERS-1 to the future. Source: IEE Proceedings - Radar, Sonar and Navigation, 153 (2): 122-128.
- Singhroy, V.H. y Saint-Jean, R., (1999). Effects of Relief on the Selection of RADARSAT-1 Incidence Angle for Geological Applications, *Canadian Journal of Remote Sensing*, 25 (3): 211-217.
- Spatz, D.M. y Taranik, J.V., (1994). Exploration for cooper-molybdenum-gold porphyry deposits using multispectral and hyperspectral aerospace remote sensing techniques. *SELPER* 10: 41-52.
- Staples, G., (2005). RADARSAT-2: Program Overview and Applications. *Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil*. INPE: 4501-4506
- St-Onge, B., (1994). L'apport de la texture des images numériques de haute résolution à la cartographie forestière automatisée. Trabajo de Tesis Doctoral. Université de Montréal.
- Stromberg, W.D. y Farr, T.G., (1986). A Fourier-based textural feature extraction procedure. In: *IEEE Transactions on Geoscience and remote Sensing*, GE-24 (5): 722-731.
- Toutin, Th., 1996. Opposite side ERS-1 SAR stereo mapping over rolling topography. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34: 543-549.
- Toutin, Th., (1997). Single versus stereo ERS-1 SAR imagery for planimetric features extraction. *International Journal of Remote Sensing*, 18 (18): 3909-3914
- Toutin, Th., (1999). Error Tracking of Radargrammetric DEM from RADARSAT Images. Special Issue on the 1998 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'98). *Remote Sensing and Managing the Environment. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37 (5): 2227-2238
- Toutin, Th. y Gray, L., (2000). State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data (Review Paper). *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 55: 13-33
- Touzi, R., Boerner, W.M., Lee J.S., Lueneburg, E., 2004. *Canadian Journal of Remote Sensing, RADARSAT-2 Special Issue*, 30 (3): 380-407.
- Ulaby, F.T., (1998). SAR Biophysical Retrievals: Lessons Learned and Challenges to Overcome, *Proceedings of the 2<sup>nd</sup>. International Workshop on Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications*, ESTEC, Noordwijk, Netherlands.
- Ulaby, F.T. y Elachi, C. (ed.), (1990). *Radar Polarimetry for Geoscience Applications*, Artech House, Inc., Dedham, Massachusetts. 365 p.
- Ulaby, F.T., Bengal, T.H., Dobson, M.C., East, J.R., Garvin, J.B., Evans, D.L., (1990). Microwave dielectric properties of dry rocks. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28 (3): 325-335.
- Unser, M., (1986). Sum and difference histograms for texture classification. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, PAMI-8 (1): 118-125.
- Van der Sanden, J.J., (2004). Anticipated applications potential of RADARSAT-2 data. *Canadian Journal of Remote Sensing, RADARSAT-2 Special Issue*, 30 (3): 369-379.

Recibido: 15-8-2013

Aceptado: 25-3-2014

## UNA REVISION DE LA POLARIMETRIA Y LOS EFECTOS IONOSFERICOS SOBRE LOS SISTEMAS SAR, INSAR y PALSAR: REQUERIMIENTOS Y METODOS DE CORRECCION

### REVIEW OF POLARIMETRIC AND IONOSPHERIC EFFECTS ON SAR, INSAR AND PALSAR SYSTEMS: REQUIREMENTS AND CORRECTION METHODS

Víctor Hugo Rios<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Física, Universidad Nacional de Tucumán, CONICET. Argentina.  
E-mail: [vhrios@uolsinectis.com.ar](mailto:vhrios@uolsinectis.com.ar)

#### RESUMEN

Este estudio proporciona una actualización de las herramientas polarimétricas que se utilizan actualmente para la extracción óptima de la información a partir de imágenes de Radares de Apertura Sintética, SAR, de imágenes Interferométricas de SAR, InSAR e imágenes polarimétricas de SAR en la banda L, PALSAR. Los fundamentos de la teoría polarimétrica son discutidos en el contexto del radar de apertura sintética (SAR). Se revisa la calibración polarimétrica SAR, que es un tema importante para la extracción de información. Es considerada la extracción de información usando los parámetros de ondas dispersadas recibidas. Se proponen algunos esquemas de corrección ionosférica para las ondas transmitidas por el radar de apertura sintética (SAR) y para la interferometría SAR polarimétrica (PolInSAR) en el espacio. La variación temporal y espacial de la densidad de electrónica en la alta atmosfera afecta la propagación del pulso de radar dando lugar a distorsiones de la imagen. Se estima el Contenido Electrónico Total (CET) mediante la aplicación de la ecuación de Appleton-Hartree debido a distorsiones de enfoque, polarimetría e interferometría. Se propone un estimador combinado que produce estimaciones diferenciales de CET. Se discute además el efecto de la estructura vertical de la ionosfera desde la fase interferométrica y se describen instrucciones importantes para la investigación futura.

**Palabras claves:** SAR, POLInSAR, CET, RF (Rotacion Faraday)

#### ABSTRACT

This study provides an update of the polarimetric tools currently used for optimal extraction of information from polarimetric SAR (Synthetic Aperture Radar), INSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) and PALSAR (Phase Array L-band Synthetic Aperture Radar) imagery. The fundamentals of polarimetric theory are discussed in the context of synthetic aperture radar (SAR). Polarimetric SAR calibration, which is important for the extraction of subject information, is reviewed. Extraction of information using the received scattered wave is considered. Some schemes for ionospheric correction to synthetic aperture radar (SAR) and the wave interferometry (PolInSAR) are proposed. Temporal and spatial variations of the electronic density in the upper atmosphere affect radar pulse propagation and, thereby, result in distortion of the image. Due to distortions of focus, polarimetry and interferometry, the Total Electron Content (TEC) has been estimated by applying the Appleton-Hartree equation. We propose a combined estimator that reliably estimates of TEC differentials. We also discuss the effect of the vertical structure of the ionosphere from the interferometric phase and outline important avenues for future research.

**Keywords:** SAR, PolInSAR, TEC, FR (Faraday Rotation)

#### INTRODUCCIÓN

El Radar es un sistema de sensoramiento remoto activo, que emite su propia energía en el intervalo de frecuencias de microondas y recibe los ecos de la señal reflejada por los objetos observados desde plataformas aéreas o satelitales. La principal diferencia de los sistemas de radar frente a los sistemas ópticos y pasivos, es la capacidad de obtener imágenes sin necesidad de energía solar; así mismo, opera independiente de las condiciones atmosféricas, ofrece mayor información sobre la textura del terreno y cuenta con la posibilidad de obtener información sobre los sustratos inferiores de las coberturas boscosas.

El desarrollo de los sistemas de radar ha sido impulsado por la misma necesidad de obtener datos espaciales en zonas de difícil acceso y de alta nubosidad. Para este fin se han desarrollado investigaciones enfocadas no solo a mejorar las características de estas imágenes y sus parámetros de captura, sino también, a optimizar las formas y procesos de extracción de información temática.

Las imágenes de radar proveen altos volúmenes de datos, ofrecen observación periódica y una amplia perspectiva de la superficie de la Tierra y sus recursos, además de permitir evidenciar los rasgos de las actividades humanas y su impacto. Es así como en la actualidad se puede disponer de imágenes de radar libres de nubes cada 2 ó 3 días, en modos de multi-polarización con diferentes ángulos de observación. También, el aumento que ha sufrido su resolución espacial, que pasó de 10 m hasta 3 y 1 m, como es el caso de las imágenes de los sistemas canadiense Radarsat 2 y el alemán Terrasar X, respectivamente<sup>4</sup>.

A lo largo de la historia y del desarrollo de esta tecnología, se puede observar un proceso rápido y dinámico de crecimiento. Inicialmente, los radares eran de Apertura Real (RAR –Real Aperture Radar–), que emitían en el rango del espectro de microondas y luego registraban las señales de retorno de los objetos terrestres con una resolución espacial limitada y controlada por la longitud física de la antena.

Actualmente, los sistemas modernos de radar, utilizan las antenas sintéticas Synthetic Aperture Radar (SAR), que permiten mejorar la resolución espacial de la imagen mediante un sofisticado post-procesamiento caracterizado por la simulación virtual del tamaño de la antena y la compresión de la señal utilizando los principios físicos del efecto Doppler. Adicionalmente, el perfeccionamiento de la capacidad polarimétrica de los radares los convierte en una opción competitiva frente a los sensores multispectrales óptico–electrónicos.

La polarimetría de radar o medición y análisis de la polarización de la energía electromagnética, es una forma eficaz para la generación de imágenes realizando tanto los atributos como formas de los objetos en el terreno, lo que se constituye en un avance tecnológico importante para efectuar estudios sobre cultivos, bosques, dinámica del océano y de las costas, hidrografía, cartografía, entre otros.

De los últimos sistemas satelitales de radar, Envisat/SAR, Alos/Palsar y Terrasar X poseen la capacidad de combinar los diferentes modos de polarización con la que cuentan. No obstante, solo el programa canadiense Radarsat 2, ofrece actualmente las imágenes con lo que se denomina polarización total o *Quad polarization*, incluyendo las mediciones de la amplitud y la fase de la onda electromagnética retro-dispersada. Este sistema cuenta con tres (3) modos de polarimetría: *Polarización selectiva* (dual polarization) suministro de imágenes con polarización simple horizontal (HH) o vertical (VV) en combinación con la polarización cruzada (HV o VH). *Polarización simple* (HH o VV) imágenes con alta resolución espacial (3 m). *Polarización completa* (Quad polarization) obtiene imágenes HH, VV, HV o VH.

Recientes investigaciones internacionales han establecido que la polarimetría de radar y específicamente la polarización total u óptima, representa un importante canal de tecnología de sensoramiento remoto para obtener información geoespacial sobre los recursos naturales de la Tierra y de esta manera estudiar diferentes procesos y fenómenos biofísicos con mayor eficiencia. Tales son los casos del trabajo de Sauer et al., (2007), Raimadoya y Trisasongko, (2007) y Souyris et al., (2007). Las ventajas implícitas de utilizar las nuevas imágenes polarimétricas de radar en diferentes campos de la percepción remota, tales como agricultura, silvicultura, hidrología, detección de cambios en las líneas costeras, monitoreo de océanos, detección de derrames de petróleo y detección de navíos, entre otras aplicaciones ver en Sokol, J., McNairn, H., and Pultz, T.J., (2002).

El vector campo eléctrico varía su dirección en el tiempo, describiendo en general una elipse en un plano transversal a la de propagación, jugando un papel esencial en la interacción de las ondas electromagnéticas "ondas vectoriales", con cuerpos materiales y con el medio de propagación. Considerando este comportamiento de la polarización, expresado en términos de la *elipse de polarización*, se denomina *elipsometría* en la detección óptica e imágenes (Azzam, 1977; Born and Wolf, 1959), y se llama *polarimetría* en la detección de ondas de radar y lidar e imágenes (Cloude and Pottier, 1996; Boerner et al., 1998; Deschamps, 1951). Por lo tanto, elipsometría y polarimetría, que utilizan los conceptos básicos de la polarización de las ondas electromagnéticas introducido en el siglo XIX y al principio del siglo XX (Born and Wolf, 1959), se refieren a la caracterización de las propiedades de polarización de las ondas ópticas y de radar, respectivamente. La elipsometría comenzó una nueva era en la década de 1940 con la llegada importante de dispositivos de control de la fase de la polarización óptica y de radar y el desarrollo asociado de la elipsometría matemática, tales como la introducción de "la dispersión coherente hacia adelante de Jones, matrices de 2x2 y la densidad de potencia media asociada a las matrices de propagación de Mueller (Stokes), 4x4". La investigación en polarimetría se convirtió en activa durante la década de 1940 con la introducción de la tecnología de polarización dual de antenas, y la posterior formulación de la matriz 2x2 de retrodispersión de radar coherente, matriz de Sinclair y la densidad de potencia de retro-dispersión de radar asociada a la matriz de Kennaugh 4x4, como se resume en detalle en (Boerner et al., 1998). Basado en el trabajo pionero y original de Kennaugh, Huynen desarrolló un "enfoque fenomenológico a polarimetría de radar", que tuvo un impacto muy sutil en el avance de la polarimetría y dio impulso al desarrollo, que sigue hoy en día. A partir de Huynen, se hicieron importantes contribuciones destinadas a las aplicaciones diversas de la polarización a fin de mejorar la capacidad de detección de los sistemas de radar. Una excelente contribución fue hecha en la década de 1980 por Boerner y sus colaboradores a través de estudios teóricos de las propiedades de la radiación de polarización de dispersión con respecto a la dispersión inversa y la identificación de blancos (Agrawal and

Boerner, 1989; Boerner et al., 1981.; Boerner and Xi, 1990; Boerner et al., 1991; Boerner et al., 1993; Boerner et al., 1993; Davidovitz and Boerner, 1986; Foo et al., 1984).

En 1985, la polarimetría de radar comenzó una nueva era con la primera imagen de radar del polarímetro aerotransportado de NASA-JPL. Mientras que las primeras implementaciones de polarímetros de radar utilizan técnicas convencionales con la antena de polarización variable, el NASA-JPL SAR mide todos los elementos de la matriz de dispersión para cada 10 m x 10 m de resolución en un elemento de escena de 10 km x 10 km, casi al mismo tiempo. Un gran conjunto de datos fueron recogidos desde el CV990 de NASA y más tarde con el AirSAR, ellos fueron ampliamente distribuidos y analizados. Desde entonces, han aparecido otros polarímetros aerotransportados, tales como el ERIM P3 X, C, y la banda polarimétrica L de SAR, la CCRS Convair X-580, la banda C de SAR, el E-SAR S, L y la banda P de DLR, la banda C PHARUS SAR (Rios et. al., 2011), el EMISAR (Christensen et al., 1998), y más recientemente, la banda L Pi-SAR de NASDA / CRL y los ONERA / RAMSESP, L, S, C, X, y la banda polarimétrica de SAR Ku (una revisión de la polarimetría de radar aerotransportado y de sistemas SAR de satélites se puede ver en (Dubois-Fernandez et al., 2002). El servicio del "shuttle" de 10 días de la misión basada en el SIR-C de 1994 tiene habilitado el acceso al mayor conjunto de datos polarimétricos, y ha producido una amplia investigación sobre polarimetría y sus diversas aplicaciones. Contribuciones significativas de la polarización a la extracción de información y las técnicas de calibración de sensores aparecieron durante este período, y fueron concretados en números especiales de la IEEE (Transaction on Geoscience and Remote Sensing) y la Revista *International Journal of Remote Sensing* dedicada a la calibración, y aplicaciones polarimétricas que utilizan datos de AirSAR de JPL y SIR-C.

La importante literatura en el estudio de las ondas parcialmente polarizadas de la óptica (Born and Wolf, 1959), sirve como base para el avance de la teoría polarimétrica en el contexto de las imágenes de radar. Recientemente, un nuevo impulso a la teoría de polarimetría de radar fue dada por (Cloude, 1985; Cloude, 1986) con la introducción de la descomposición incoherente del blanco (Incoherent Target Decomposition, ITD). Las ITD de Cloude, han demostrado ser únicas, ver (Cloude, 1986) en contraste con la descomposición de Huynen, proporcionando herramientas independientes derivadas de la matriz de coherencia del blanco (Cloude, 1986). Estas herramientas, que incluyen la entropía (H) de VonNeuman (Cloude, 1986), la anisotropía (A) (Cloude, 1997), así como los parámetros de los autovectores  $\alpha$  y  $\beta$  (Cloude and Pottier, 1996; Cloude and Pottier, 1997), fueron tomadas como una interpretación física sólida en referencia a los mecanismos de dispersión de blancos (Cloude, 1986; Cloude and Pottier, 1996; Cloude and Pottier, 1997). Los parámetros de Cloude son utilizados actualmente como herramientas estándar para la caracterización de blancos, y se han utilizado como base para el desarrollo de nuevos métodos de clasificación introducidos en el análisis de los datos polarimétricos (Ferro-Famil et al., 2001).

En cuanto a las imágenes SAR convencionales, las imágenes SAR polarimétricas se ven afectadas por *speckle*. El efecto del *speckle* en la estimación de parámetros polarimétricos fue investigado por primera vez por Goodman en óptica. Desde 1978, la investigación del efecto de *speckle* en las estadísticas de los parámetros polarimétricos ha sido un campo activo de la investigación en las imágenes SAR (Barakat, 1985; Eom and Boerner, 1991). Murza fue el primero en utilizar la distribución Wishart para obtener las estadísticas de los parámetros polarimétricos en imágenes SAR. Desde entonces, la distribución de Wishart ha sido ampliamente utilizada para evaluar el efecto de la multi-speckle como herramienta polarimétrica, y así también como base de la clasificación y segmentación de algoritmos (Ferro-Famil et al., 2001; Beaulieu and Touzi, 2003; Conradsen et al., 2003) en las técnicas de detección de bordes. El filtrado del *speckle* de imágenes SAR polarimétricas también ha sido un área activa de Investigación durante una década. Touzi y Lopes fueron los primeros en demostrar que el filtro convencional de un canal no puede preservar la información polarimétrica, y que el filtrado del *speckle* debe aplicarse en términos de la matriz de covarianza y no en términos de la matriz de dispersión. Así, han sido desarrollados diversos filtros que proporcionan una matriz de covarianza filtrada.

La polarimetría, área activa de investigación durante 50 años, ha sido resumida a fondo en varios libros y artículos de revisión (Azzam, 1977; Born and Wolf, 1959; Chandrasekhar, 1960). Una excelente revisión ha sido completada recientemente por Boerner et al. en el *Manual of Remote Sensing* (Boerner et al., 1998). Debido a la aparición de nuevos SAR polarimétricos por satélite, tales como RADARSAT-2, ALOS-PALSAR (Campbell and Wynne, 2011), y Terra SARX y las bandas L, es importante proporcionar una actualización de las herramientas polarimétricas que se utilizan actualmente para la extracción de información polarimétrica.

## POLARIZACIÓN DE LAS ONDAS ELECTROMAGNÉTICAS MONOCROMÁTICAS PLANAS

### Ecuación matemática de la Elipse

La polarización de una onda plana electromagnética monocromática describe la forma y la ubicación de la punta del vector eléctrico en un plano ortogonal a la dirección de propagación de la onda (Born and Wolf, 1959; Chandrasekhar, 1960). Sea  $\vec{r}(x, y, z)$  un vector de posición de un punto P en el espacio iluminado por la onda, que se caracteriza por el vector de onda  $\vec{k}$ . La onda electromagnética está completamente caracterizada por los

parámetros (magnitud, fase y dirección) de su vector eléctrico  $\vec{E}(\vec{r}, t)$  dado por (Born and Wolf, 1959; Boerner et al, 1981):

$$\begin{aligned} \vec{E}(\vec{r}, t) &= E_x \vec{x} + E_y \vec{y} \\ &= [a_x \exp(j\delta_x) \vec{x} + a_y \exp(j\delta_y) \vec{y}] \exp(j(\omega t - kz)) \end{aligned} \quad (1)$$

Donde:  $\omega$  es la frecuencia angular,  $\delta_x$  y  $\delta_y$  son las componentes de la fase de  $\vec{E}$ . Las correspondientes componentes cartesianas  $E_1$  y  $E_2$  de la parte real del vector ( $\vec{E}$ ), son las siguientes:

$$\begin{aligned} E_1 &= a_x \cos(\tau + \delta_x) \\ E_2 &= a_y \cos(\tau + \delta_y) \end{aligned} \quad (2)$$

Donde:  $\tau = \omega t - kz$ . Eliminando el parámetro  $\tau$  entre las 2 ecuaciones de (2) podemos encontrarla ecuación de la curva que describe el punto final del campo eléctrico en el plano (x, y) (Born and Wolf, 1959):

$$\frac{E_1^2}{a_x^2} + \frac{E_2^2}{a_y^2} - 2 \frac{E_1 E_2}{a_x a_y} \cos \delta = \sin^2 \delta \quad (3)$$

Donde:  $\delta = \delta_y - \delta_x$  es la diferencia de fase entre las componentes  $\vec{x}$  e  $\vec{y}$ . Para una onda monocromática,  $a_x$ ,  $a_y$  y  $\delta$  son constantes (que no dependen del tiempo), y la ecuación (3) corresponde a una elipse. Cuando la diferencia de fase  $\delta$  es cero o un número múltiple de  $\pi$ , la elipse se reduce a una línea recta y la onda se dice que es linealmente polarizada. Cuando los dos componentes son de la misma magnitud,  $a_x = a_y$ , y se encuentran en cuadratura de fase,  $\delta = \pm \pi/2$ , la elipse se reduce a un círculo y la onda se dice que está polarizada circularmente (Born and Wolf, 1959).

## CARACTERIZACIÓN DEL ESTADO POLARIZACIÓN

### Vector de Jones

La Figura 1 (Freeman, 1992) representa la elipse dada por la ecuación (3) descrita en el plano de la onda ( $\vec{x}$ ,  $\vec{y}$ ).

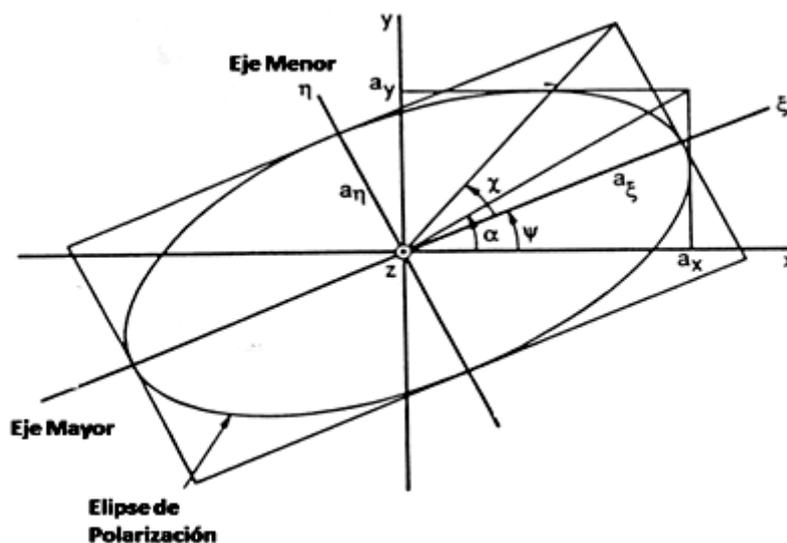


Figura 1. Elipse de polarización.  
Figure 1. Polarization ellipse.

La elipse de polarización puede ser caracterizada usando tres cantidades independientes,  $a_x$ ,  $a_y$  y  $\delta$  o las tres entidades equivalentes independientes  $s_0 = a_x^2 + a_y^2$ ,  $\alpha = \arctan(a_y / a_x)$ , y  $\delta$  (Born and Wolf, 1959). También podría ser caracterizada por los ejes mayor y menor  $a_\xi$ ,  $a_\eta$  y el ángulo  $\Psi$  ( $0 < \Psi < \pi$ ) que especifica la orientación

de la elipse; o las tres entidades independientes equivalentes  $s_0 = a_\xi^2 + a_\eta^2 = a_x^2 + a_y^2$ , el ángulo de elipticidad  $\chi = \arctan(a_\xi / a_\eta)$ , ( $-\pi/4 \leq \chi \leq \pi/4$ ), y el ángulo de orientación  $\Psi$ . Los ángulos de la elipse  $\Psi$  y  $\chi$  están relacionados con los ángulos de la elipse de polarización  $\alpha$  y  $\delta$  por (Deschamps, 1951; Born and Wolf, 1959):

$$\begin{aligned} \tan 2\Psi &= (\tan 2\alpha) \cos \delta \\ \sin 2\Psi &= (\sin 2\alpha) \sin \delta \end{aligned} \quad (4)$$

La polarización de la onda de la ecuación (1) es definida por el vector de Jones dada en las (Born and Wolf, 1959; Boerner et al., 1981).

### Vector de Stokes

Fue en 1852, cuando Stokes demostró que una onda cuasi monocromática plana de luz puede ser caracterizada por cuatro parámetros reales y observables que ahora llevan su nombre (Born and Wolf, 1959):

$$\begin{aligned} \vec{S}^T &= (s_0, s_1, s_2, s_3)^T \\ &= (\alpha_x^2 + \alpha_y^2, \alpha_x^2 - \alpha_y^2, 2\alpha_x \alpha_y \cos \delta, 2\alpha_x \alpha_y \sin \delta)^T \\ &= s_0 (1, \cos 2\chi \cos 2\Psi, \cos 2\chi \sin 2\Psi, \sin 2\chi)^T \end{aligned} \quad (5)$$

Los tres parámetros independientes de la elipse de polarización ( $\alpha_x, \alpha_y, \delta$ ) están representados con los cuatro parámetros de Stokes  $s_0, s_1, s_2, s_3$  y que corresponden a tres cantidades independientes desde (Deschamps, 1951):

$$s_0^2 = s_1^2 + s_2^2 + s_3^2 \quad (6)$$

Obsérvese que la fase absoluta  $\delta_x$  no se conserva en la representación de Stokes. Los parámetros de Stokes fueron los primeros medios propuestos para describir la polarización en términos de cantidades observables (potencia) directamente (Born and Wolf, 1959). Usando la representación de Stokes, el estado de polarización puede ser unívocamente graficado para un punto P de coordenadas cartesianas ( $s_1, s_2, s_3$ ) en una esfera de radio  $s_0$  (intensidad del campo eléctrico) llamado esfera de Poincaré. El concepto de la representación del estado de polarización de una onda como un punto de la esfera, fue creado originalmente por Poincaré para describir el estado de polarización de la luz, y luego Deschamps las adaptó para las ondas de radio y antenas (Deschamps, 1951) y ello demostró ser conveniente para la representación y resolución de problemas de polarización tales como la adaptación de transmisión y recepción de polarizaciones entre antenas (Deschamps, 1951; Deschamps, 1973). El estado de polarización normalizada correspondiente a una elipse de ángulos ( $\Psi, \chi$ ) se puede asignar como un punto en la esfera de Poincaré de radio unidad de latitud  $2\Psi$  y longitud  $2\chi$ , como se ve en la Figura 2 (Freeman, 1992). Debido a que el signo de  $\chi$  determina el estado de polarización, se muestra que el hemisferio superior (correspondiente  $\chi > 0$ ) la polarización es mano izquierda y el hemisferio inferior muestra polarizaciones diestras, de acuerdo con la definición estándar del IEEE. Los polos representan las polarizaciones circulares, mientras que polarizaciones lineales están representados por puntos en el plano ecuatorial (Deschamps, 1951).

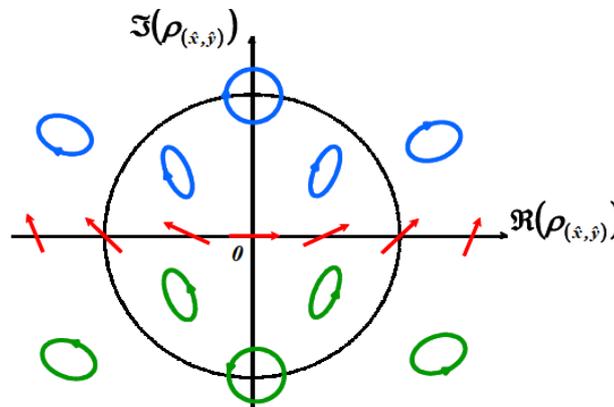


Figura 2. Mapa de Poincare.  
Figure 2. Poincare Map.

## CARACTERIZACIÓN DE LAS ONDAS PLANAS PARCIALMENTE COHERENTES

### Ondas cuasi-monocromáticas parcialmente polarizadas

La transmisión de ondas con SAR, se hará dentro una banda estrecha (Curlander and McDonough, 1991) donde las ondas transmitidas y recibidas están en la banda estrecha alrededor de la frecuencia media central:

$$\bar{\omega} - \frac{1}{2} \Delta\omega \leq \omega \leq \bar{\omega} + \frac{1}{2} \Delta\omega \quad \text{con} \quad \frac{\Delta\omega}{\bar{\omega}} \ll 1 \quad (7)$$

En este caso, la onda puede ser todavía interpretada como una onda plana, se dice que es cuasi monocromática, y las componentes  $E_1$  y  $E_2$  de la parte real del vector  $[\vec{E}]$  en cada punto están dadas por (Born and Wolf, 1959; Barakat, 1985):

$$\begin{aligned} E_1(P,t) &= \alpha_x(t) \cos(\bar{\omega}t - \bar{k}z + \delta_x(t)) \\ E_2(P,t) &= \alpha_y(t) \cos(\bar{\omega}t - \bar{k}z + \delta_y(t)) \end{aligned} \quad (8)$$

Donde:  $\bar{\omega}$  denota la frecuencia media, y  $\bar{k}$  es el vector de onda media.  $\alpha_x(t)$ ,  $\alpha_y(t)$ ,  $\delta_x(t)$  y  $\delta_y(t)$  varían lentamente en comparación con el término periódico  $\exp(j(\bar{\omega}t))$ . La antena receptora mide la banda estrecha la onda dispersada por el blanco durante un intervalo de tiempo  $T$ , llamado el tiempo de integración acimutal. Si esta medición de tiempo es pequeña en comparación con el tiempo de coherencia del blanco (Born and Wolf, 1959), las cantidades de la elipse  $\alpha_x(t)$ ,  $\alpha_y(t)$ ,  $\delta_x(t)$  y  $\delta_y(t)$  pueden suponerse que son constantes; y la onda se comporta en el intervalo de tiempo  $T$  como una onda monocromática con frecuencia media  $\bar{\omega}$  (Born and Wolf, 1959). Alguno de los vectores ya sea el de Jones o el de Stokes, pueden ser utilizados para caracterizar la polarización de la onda monocromática que está completamente polarizada. Sin embargo, para un intervalo de tiempo más largo los parámetros anteriores son variables en el tiempo, y la onda se dice que es parcialmente polarizada (Born and Wolf, 1959). En este caso, los parámetros que caracterizan la onda de polarización deberán ser promediados; y sólo son significativos bajo condiciones de estacionariedad en el sentido amplio y de ergodicidad de la señal. La información proporcionada por la correlación temporal de las componentes del campo eléctrico y así también la matriz de coherencia, en lugar del campo eléctrico, son necesarios a fin de caracterizar la onda parcialmente polarizada (Born and Wolf, 1959; Graves et al., 2007).

### La matriz de coherencia para la representación de ondas parcialmente polarizadas

La matriz de coherencia es una herramienta interesante que permite medir parámetros observables de una onda parcialmente polarizada. Con ondas cuasi-monocromáticas las oscilaciones rápidas de la onda  $\exp(j(\bar{\omega}t))$  se cancelan, y el campo eléctrico complejo de la señal está íntimamente relacionado con las variaciones de la envolvente (Born and Wolf, 1959; Barakat, 1985). Los parámetros de los campos eléctricos deben ser ahora promediados, bajo el supuesto de una señal estacionaria y la condición de ergodicidad, a fin de determinar cantidades medibles que puedan caracterizar la polarización de onda. Para generar una cantidad observable, existe una forma cuadrática del producto de  $\vec{E}$  y  $\vec{E}^*$ ; la intensidad total promedio de  $\langle \vec{E}^* \cdot \vec{E} \rangle$ , y su matriz de coherencia Hermitiana, (2x2) (Born and Wolf, 1959; Graves et al., 2007; Khorram et al., 2012):

$$[J] = \langle \vec{E} \cdot \vec{E}^{*T} \rangle \quad (9)$$

Los paréntesis angulares  $\langle \dots \rangle$  Indican un conjunto promediado y puede ser reemplazado por un momento promedio si se asume la condición de ergodicidad.  $[J]$  es una matriz Hermitiana positiva semi-definida (es decir, tiene autovalores no negativos). El hecho de que  $[J] = [J]^T$  hace que  $[J]$  sea una cantidad observable, y en la práctica el valor promedio temporal de  $[J]$  sea medible. La traza  $s_0$  de la matriz  $[J]$  representa la intensidad total de la onda (Born and Wolf, 1959; Graves et al., 2007):

$$s_0 = \|\vec{E}\|^2 \text{Tr} [J] \quad (10)$$

La matriz coherencia  $[J]$ , llamada también el tensor de correlación, fue introducida originalmente para la descripción de ondas polarizadas parcialmente cuyo campo electromagnético era estacionario. Esta matriz es equivalente a la matriz de densidad de VonNeuman que fue ampliamente utilizada en la mecánica cuántica. E. Wolf ha mostrado (Born and Wolf, 1959) que los cuatro elementos de la matriz de coherencia  $[J]$  están asociados únicamente con la onda; y el conjunto único obtenido está íntimamente relacionado con el grado apropiado de coherencia de los campos eléctricos en dos direcciones ortogonales:

$$\begin{aligned}
[J] &= \begin{bmatrix} J_{xx} & J_{xy} \\ J_{yx} & J_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \langle |E_x|^2 \rangle & \langle E_x E_y^* \rangle \\ \langle E_y E_x^* \rangle & \langle |E_y|^2 \rangle \end{bmatrix} \\
&= \begin{bmatrix} \langle |\alpha_x|^2 \rangle & \langle \alpha_x \alpha_y \exp(-j\delta) \rangle \\ \langle \alpha_x \alpha_y \exp(j\delta) \rangle & \langle |\alpha_y|^2 \rangle \end{bmatrix}
\end{aligned} \tag{11}$$

Si los ejes x e y son rotados alrededor de la dirección de propagación, la matriz de coherencia sufre cambios. Sin embargo, el determinante  $|J|$  de  $[J]$ , los dos valores propios reales no negativos  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$ , como así también la traza de la matriz de coherencia Hermitiana  $[J]$  son invariantes ante la rotación. La combinación de estas entidades conduce a un parámetro de rotación invariante, llamado el grado de polarización de la onda, dado por (Born and Wolf, 1959; Graves et al., 2007):

$$p = \sqrt{1 - \frac{4|J|}{\text{Tr}(J)^2}} = \frac{|\lambda_2 - \lambda_1|}{\lambda_2 + \lambda_1} \tag{12}$$

Los autovalores de  $[J]$ ,  $\lambda_2$  y  $\lambda_1$ , corresponden a los valores extremos de la intensidad total (Born and Wolf, 1959). El parámetro invariante de rotación,  $p$ , posee un significado físico (Born and Wolf, 1959; Graves et al., 2007), corresponde a la relación entre la intensidad de una onda completamente polarizada respecto a la intensidad total de la onda. La onda se considera que está completamente polarizada si  $|J|=0$ ; esto corresponde a  $p=1$ . La onda se dice que no es polarizada completamente si la intensidad de sus componentes en cualquier dirección perpendicular a la dirección de propagación es una constante. En este caso, la matriz de coherencia es diagonal; y los dos elementos de la diagonal son idénticos, lo que lleva a que  $p=0$ .

### El vector de Stokes en la representación de ondas parcialmente polarizadas

Una onda parcialmente polarizada también se puede caracterizar por cuatro parámetros de Stokes promediados temporalmente a partir de la ecuación (7), ya que están relacionados con los elementos de la matriz de coherencia por:

$$\begin{aligned}
s_0 &= J_{xx} + J_{yy} = \langle |a_x|^2 \rangle + \langle |a_y|^2 \rangle \\
s_1 &= J_{xx} - J_{yy} = \langle |a_x|^2 \rangle - \langle |a_y|^2 \rangle \\
s_2 &= J_{xy} + J_{yx} = 2 \langle a_x a_y \cos(\delta) \rangle \\
s_3 &= j (J_{xz} - J_{yx}) = 2 \langle a_x a_y \sin(\delta) \rangle
\end{aligned} \tag{13}$$

La correspondencia uno-a-uno entre la matriz de coherencia y el vector de Stokes permitió a Wolf extender los parámetros de Stokes y entre sus resultados encontró que la matriz de coherencia estaba asociada con la onda y presentó así un conjunto único de parámetros de Stokes para caracterizar una onda parcialmente polarizada. La condición de no negatividad satisfecha por el determinante de la matriz de coherencia  $[J]$  expresada en términos de los parámetros de Stokes implica (Born and Wolf, 1959; Khorram et al., 2012):

$$s_0^2 \geq s_1^2 + s_2^2 + s_3^2 \tag{14}$$

y el grado de polarización de la ecuación (14) viene dada por:

$$p = \frac{\sqrt{s_1^2 + s_2^2 + s_3^2}}{s_0} \tag{15}$$

El grado de polarización fue calificado como el parámetro más importante asociado con el estado de polarización parcial de ondas en óptica. Esta herramienta ha sido aplicada con éxito para la dispersión y caracterización de blancos, como se explica a continuación.

## CARACTERIZACIÓN MATEMÁTICA DE BLANCOS MEDIANTE DISPERSIÓN

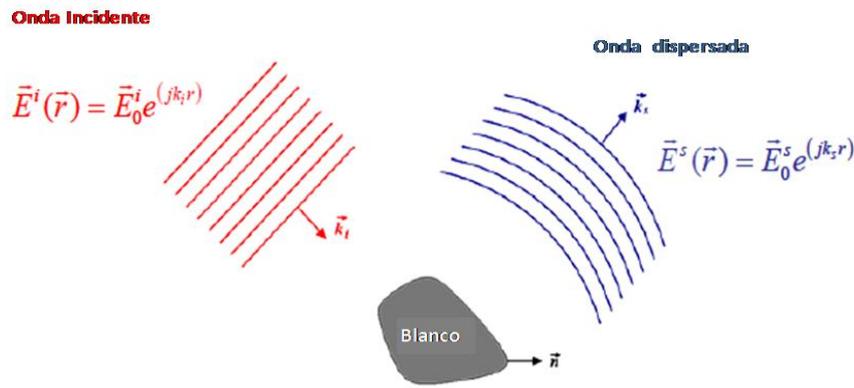
### Matriz de dispersión

El dispersor iluminado por la onda transmitida del SAR re-irradia una onda dispersada (Figura 3), que puede ser considerada como una onda esférica en una zona lejana al dispersor (Freeman, 1992). Esta onda se puede

aproximar por una onda plana sobre el área relativamente pequeña ocupada por la antena de recepción. Los campos eléctricos  $\vec{E}^s$  y  $\vec{E}^i$  de la onda dispersada y la onda incidente están relacionados por la matriz de dispersión compleja  $[S]$ , 2x2 del blanco dispersor:

$$\vec{E}^s = \frac{\exp(jkr)}{r} [S] \vec{E}^i \quad (16)$$

Donde:  $r$  es la distancia entre el blanco y la antena. Aquí se usa la convención de alineación retrodispersada (BSA), que ha sido el sistema preferido en el área monoestática de la polarimetría. En SAR se utiliza la matriz de dispersión definida en la ecuación (18) que relaciona la onda dispersada cerca de la antena de recepción, a la onda incidente alejándose de la antena de transmisión.



**Figura 3.** Interacción de una onda electromagnética y un blanco.  
**Figure 3.** Interaction of an electromagnetic wave and a target.

La matriz  $[S]$ , que se expresa en las coordenadas de BSA se conoce como la matriz de Sinclair [12], y se da en la base de polarización horizontal-vertical (h, v) por (Boerner et al., 1998; Rios et al., 2011):

$$[S] = \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix} \quad (17)$$

$S_{hv}$  denota la transmisión de una antena de polarización horizontal y de una antena receptora de polarización vertical.  $[S]$  se convierte en simétrica si el blanco es recíproco, es decir  $S_{hv} = S_{vh}$ .

### CORRECCIÓN POR DISTORSIONES IONOSFÉRICAS EN DATOS POLARIMÉTRICOS SAR DE BAJA FRECUENCIA

Uno de los objetivos importantes de las próximas misiones de teledetección espacial es el control preciso y continuo de la distribución de la biomasa terrestre por medio de imágenes polarimétricas de bajas frecuencias SAR. Las microondas de baja frecuencia se caracterizan por una mayor capacidad de penetración a través del follaje de la vegetación, como así también la mayor estabilidad temporal facilita el monitoreo de la vegetación por medio de SAR e InSAR. Sin embargo, la distorsión debido a la ionosfera no es despreciable. En este sentido la estimación y compensación de los efectos ionosféricos es crítico para el éxito de esas misiones. La distribución espacial y temporal del Contenido Electrónico Total (CET) se usa como parámetro clave que caracteriza el impacto de la ionosfera en las adquisiciones de imágenes SAR e InSAR. Al mismo tiempo, los parámetros del sistema, tales como la frecuencia de la portadora  $f_0$ , el ancho de banda del sistema  $\omega$ , el ángulo de incidencia  $\theta$ ; y la polarización son factores importantes a estudiar. Cada distorsión es formulada como una función de los parámetros CET y del sistema.

## Impacto ionosférico sobre el SAR, InSAR

### Ecuación de Appleton-Hartree

El impacto de la ionosfera sobre las señales SAR e InSAR y las correspondientes imágenes puede ser obtenida a partir de la ecuación de Appleton-Hartree (Xu et al., 2004; Meyer, 2010; Yeh and Liu, 1972; Rios et al., 2010; Meyer and Nicoll, 2008; Iannini, 2013; Meyer and Nicoll, 2007). La ecuación de Hartree-Appleton puede ser aproximada para las condiciones de las ondas transmitidas SAR en el espacio, de la siguiente manera:

$$n = 1 - \frac{1}{2} \frac{f_p^2}{f^2} \left( 1 \mp \frac{f_H}{f} \right) \quad (18)$$

Donde:  $f_p^2 = Ne^2 / 4\pi^2 \epsilon_0 m$  es la frecuencia de plasma y  $f_H = e \vec{B} \cdot \hat{k} / 2\pi m$  es la frecuencia ciclotrónica. La ecuación de Appleton-Hartree proporciona el índice de refracción  $n$  de la ionosfera para una densidad  $N$  de electrones libres y un campo magnético terrestre  $B$ , donde  $e$  y  $m$  son la carga y la masa de un electrón, y  $\epsilon_0$  es la permitividad de vacío.

### Rotación Faraday diferencial

La Rotación Faraday (RF) se debe a la naturaleza anisotrópica de la ionosfera ocasionada por el campo magnético terrestre. La diferencia entre los dos índices de refracción ionosféricos (onda ordinaria y extraordinaria), se obtiene a partir de la ecuación (20):

$$\Delta n = \frac{N \zeta e \vec{B} \cdot \hat{k}}{\pi m f_0^3} \quad (19)$$

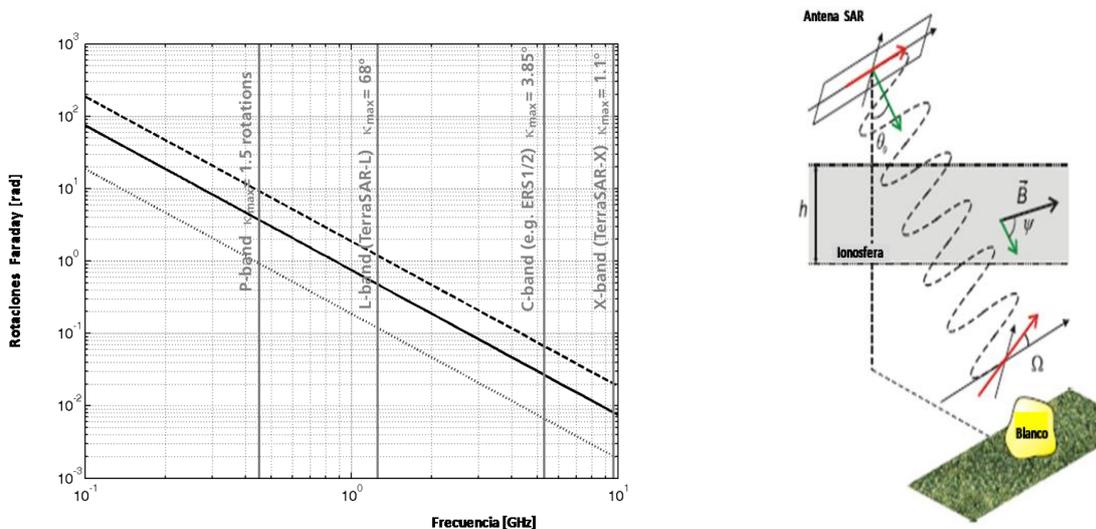
Donde:

$$\zeta = \frac{e^2}{8\pi^2 \epsilon_0 m} = \frac{e^2 c^2}{2\pi m} 10^{-7} = 40.3082 \frac{m^3}{s^2} \quad (20)$$

Mediante la integración de la ecuación (21) a lo largo de la Línea de Visión Directa (LVD) se obtiene la diferencia de fase entre las dos ondas que caracterizan la ionosfera

$$2\Omega = \Delta\phi = 2\pi f_0 t = \frac{2\pi f_0}{c} \int_0^S \Delta n \, dl \quad (21)$$

Aquí  $\Omega$  representa el ángulo de Rotación Faraday (RF),  $dl$  es el elemento de longitud infinitesimal; y el intervalo de integración va desde el punto de observación hasta el satélite, y  $S$  representa la distancia desde el punto de observación al satélite. En la Fig. 4b se muestra el giro del plano de polarización de la onda y en la Figura 4a la RF en función de la frecuencia para las principales bandas que trabajan los radares polarimétricos (Yeh and Liu, 1972).



**Figura 4.** a). Bandas RF P, L, C y X. b). Esquema de la RF.  
**Figure 4.** a). RF bands P, L, C and X. b). Scheme of the FR.

Una vez que definimos el CET como  $CET = \int N dl$ , obtenemos:

$$\Omega = \zeta \frac{\vec{e} \cdot \vec{B} \cdot \vec{k}}{c m f_0^2} CET \quad (22)$$

Como consecuencia de la ecuación (22), la elipse de polarización de los pulsos transmitidos y recibidos giran un ángulo  $\Omega$  ya que se propagan a través de la ionosfera. En consecuencia, la matriz  $S$  de dispersión medida se distorsiona. Cada canal de un SAR quad-pol linealmente polarizado, (Meyer and Nicoll, 2007; Lavalle, 2009; Tsynkov, 2013) se entremezcla en un arreglo con la RF,  $\Omega$  de la siguiente manera:

$$S_{hh}(\Omega) = \cos^2 \Omega S_{hh} - \sin^2 \Omega S_{vv} \quad (23a)$$

$$S_{hv}(\Omega) = S_{xx} + \cos \Omega \sin \Omega (S_{hh} + S_{vv}) \quad (23b)$$

$$S_{vh}(\Omega) = S_{xx} - \sin \Omega \cos \Omega (S_{hh} + S_{vv}) \quad (23c)$$

$$S_{vv}(\Omega) = -\sin^2 \Omega S_{hh} + \cos^2 \Omega S_{vv} \quad (23d)$$

Donde:  $S_{PQ}(\Omega)$  y  $S_{PQ}$  representan los elementos de la matriz medida y de la matriz de dispersión original respectivamente, para transmitir la polarización  $q$  y recibir la polarización  $p$ . Una vez que se estima  $\Omega$ , los elementos de la matriz de dispersión original  $S$  pueden ser adquiridos de la matriz de dispersión  $S(\Omega)$  medida a partir de las ecuaciones (23). La RF se puede estimar a partir de los datos SAR principales y esclavos por separado. Su diferencia es la RF diferencial, que puede convertirse en el CET de acuerdo con la ecuación (22).

#### Cambio en el Acimut

Las variaciones acimutales del CET (Klimenko et al., 2005; Meyer and Nicoll, 2008; Freeman et al., 2009) inducen cambios en las posiciones del acimut de las imágenes SAR. La posición del centrado acimutal se determina a partir de la relación temporal Doppler. La relación Doppler ideal (Curlander and McDonough, 1991, Ouchi, 2013) en ausencia de efectos ionosféricos es:

$$\frac{\Delta f}{f_0} = 2 \frac{v_{rel}}{c} = \frac{2 v^2 t}{R_0 c} = \frac{D_f}{f_0} t \quad (24)$$

Donde:  $\Delta f$  es la frecuencia Doppler,  $f_0$  es la frecuencia de la portadora,  $v_{rel}$  es la velocidad relativa entre la antena y el blanco,  $v$  es la velocidad del sensor de SAR,  $R_0$  es la distancia donde el Doppler es nulo; y  $D_f$  es la tasa de corrimiento Doppler. Cuando el CET varía a lo largo de la dirección acimutal (Fig. 5a), se introduce una componente adicional de fase (Curlander and McDonough, 1991; Ouchi, 2013; Xu et al., 2004) en la ecuación (24), tal que:

$$\frac{\Delta f}{f_0} = \frac{2 \pi \Delta \phi}{f_0} = -2 \zeta \frac{v_{piercing}}{c f^2} \frac{\partial CET}{\partial x} \quad (25)$$

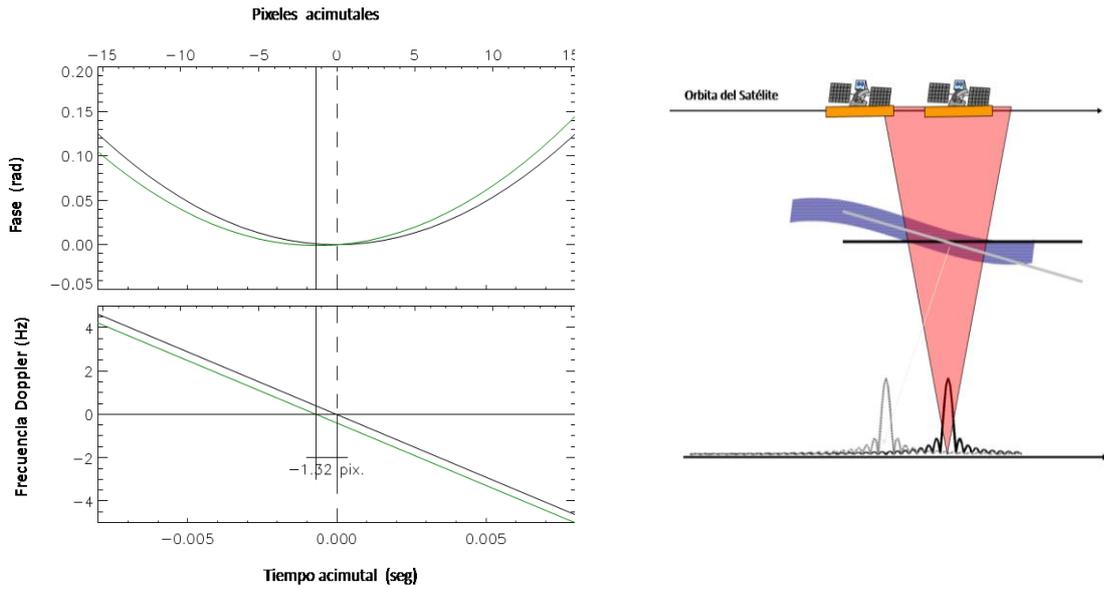
Donde:  $v_{piercing}$  es la velocidad en el punto piercing (Klimenko et al., 2005; Meyer and Nicoll, 2008),  $\frac{\partial CET}{\partial x}$  es la derivada parcial del CET respecto al acimut  $x$ . Debido a que estamos interesados en la fase histórica de un blanco simple, se conserva la relación,  $v : v_{piercing} = h_s : h_{iono}$ , donde  $v$  es la velocidad del satélite,  $h_s$  y  $h_{iono}$  son las alturas del satélite y de la ionosfera respectivamente.

En las Figuras 5a y b se observa el cambio de fase y la frecuencia Doppler con el acimut y la geometría involucrada respectivamente para un cambio en el CET de aproximadamente 5 UCET (Unidades de CET). La perturbación Doppler histórica se obtiene mediante la suma de las ecuaciones (24) y (25).

Suponiendo una geometría de estrabismo nulo, el blanco es focalizado en el momento que el acimut exhibe Doppler nulo. El cambio en el acimut (Curlander and McDonough, 1991) se encuentra como:

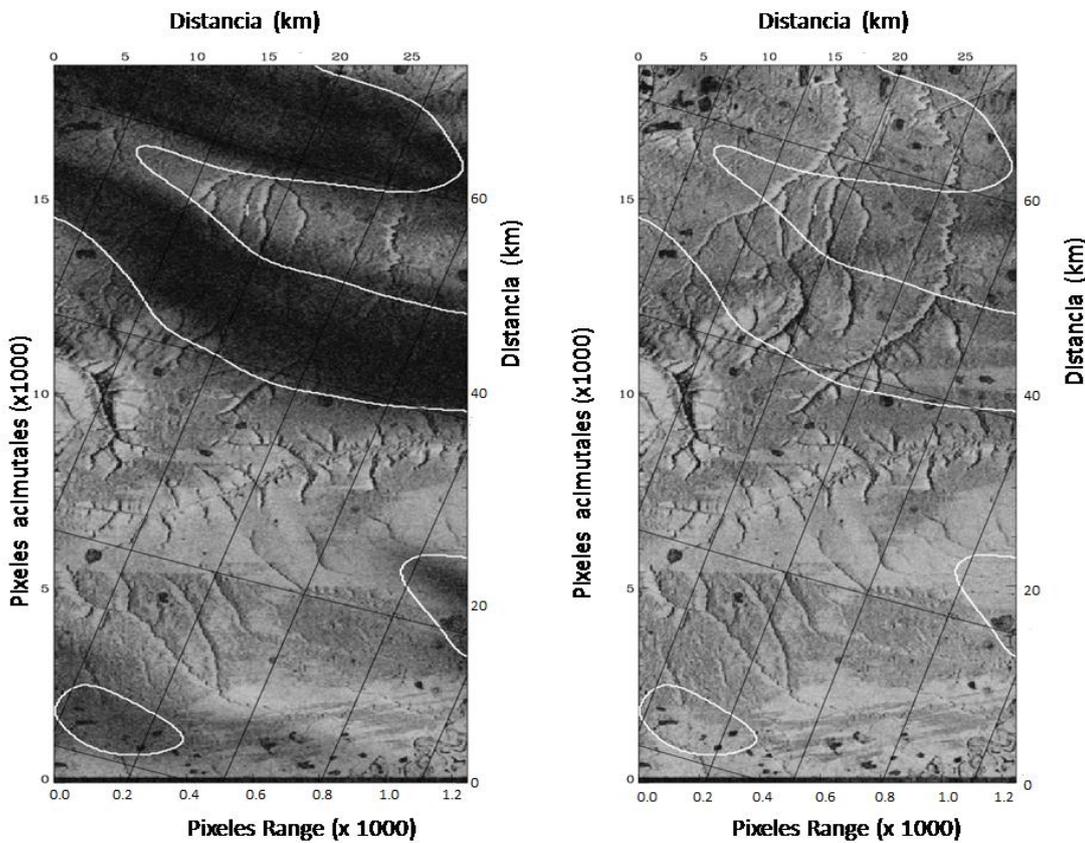
$$\Delta a = \frac{2 \zeta v_{piercing} PRF}{c f_0 D_f} \frac{\partial CET}{\partial x} \quad (26)$$

Donde:  $\Delta a$  es el cambio en el acimut, PRF es la frecuencia de repetición de pulsos y  $x$  es la distancia acimutal. Mientras que en el caso del SAR de adquisición única los cambios acimutales son de importancia secundaria, en el caso de InSAR, ellos se vuelven críticos.



**Figura 5.** a). Cambio de fase y doppler con el acimut. b). Cambio del CET ~ 5 UCET/ 100 km.  
**Figure 5.** a). Doppler and phase shift with azimuth. b). CET Change ~ 5 TECU / 100 km.

Si el acimut cambia con una dada tasa de variación debido a la ionosfera, las adquisiciones en una estación principal serán diferentes a las esclavas, en cuyo caso las posiciones centradas ya no son idénticas, lo que lleva a un desplazamiento, que puede inducir una de correlación del interferograma. En la Figura 6a y b (53) se muestran dos imágenes del ALOS-PalSAR de Collville, Alaska, antes y después de ajustar el cambio de acimut.



**Figura 6.** a). Imagen de Collville, Alaska antes (53). b). Después de la corrección de acimut (53).  
**Figure 6.** a). Collville Image, Alaska before. b). Azimuth correction after.

La coherencia interferométrica maximiza cuando las dos Imágenes SAR se co-registran exactamente. El registro erróneo  $\delta_{AZ}$  y la coherencia interferométrica están relacionados por:

$$\gamma_{cor} = \frac{\text{sen } \pi \delta_{AZ}}{\pi \delta_{AZ}} \quad (27)$$

La correlación de la imagen principal y esclava puede proporcionar una cantidad de errores de registro, y esta falta de coincidencia es posible corregir volviendo a muestrear la imagen esclava. La pérdida de  $\gamma$ , donde el CET cambia rápidamente (contornos en blanco) (Figura 6a) es casi totalmente recuperada (Klimenko et al., 2005; Meyer and Nicoll, 2008), después de la estimación del cambio de acimut introducido por la ionosfera (Figura 6b).

### Fase interferométrica

Si existen cambios en el CET, una onda que atraviesa la ionosfera tendrá un avance en la fase, causando un cambio en la fase diferencial llamada fase interferométrica (Klimenko et al., 2005; Meyer and Nicoll, 2008; Egan, 2004). La interferometría de fase es inevitable en modos interferométricos de repetición. La integración de la ecuación (23) da la fase interferométrica  $\phi$ .

$$\phi = 4 \pi \frac{\zeta \Delta CET}{c f_0} \quad (28)$$

Donde:  $\Delta CET$  representa el cambio del CET observado durante el pasaje del satélite. La fase interferométrica debida a la ionosfera puede ser compensada con una medición precisa de  $\Delta CET$ , que se puede conseguir a partir de  $\Omega$  utilizando la ecuación (22).

### Correcciones y métricas

A fin de obtener correcciones en las imágenes esclavas adquiridas (Kim and Papathanassiou, 2010), han usado la teoría previa desarrollada; y los datos interferométricos del ALOS PAL-SAR adquiridos en el norte de Alaska en la primavera de 2007 (desde el 1ero de Abril al 17 de Mayo). La imagen de la estación esclava se muestra a la izquierda en la Figura 7 y usando las ecuaciones (25) se puede corregir la RF para cada canal de los datos adquiridos. Para ello usaron el estimador de Bickel y Bates obteniéndose la imagen del centro de la Figura 7. El resultado directo de una geometría de reflexión es la decorrelación completa entre los canales, es decir:

$$\gamma_{hh-vh} = \gamma_{vv-hv} = 0$$

Bajo esta condición, la correlación "co-/cross-pol" para RF toma la forma:

$$\begin{aligned} \langle S_{hh}(\Omega) S_{vh}^*(\Omega) \rangle &= \text{sen } 2\Omega (- \langle S_{hh} S_{hh}^* \rangle - 2i \text{Imag} \{ \langle S_{hh} S_{vv}^* \rangle \} + \langle S_{vv} S_{vv}^* \rangle) / 4 \\ &- \text{sen } 4\Omega (- \langle S_{hh} S_{hh}^* \rangle - 2i \text{Real} \{ \langle S_{hh} S_{vv}^* \rangle \} + \langle S_{vv} S_{vv}^* \rangle) / 8 \end{aligned}$$

La amplitud del primer término del miembro de la derecha es pequeño ya que ambos términos  $\langle S_{hh} S_{hh}^* \rangle$  y  $\langle S_{vv} S_{vv}^* \rangle$  son comparables y de signos opuesto, es por ello que contribuye a la amplitud el segundo término de la derecha siendo un número real. Excepto en zonas de grandes saltos en el acimut, la coherencia "co-/cross-pol" puede dar una buena corrección para RF.

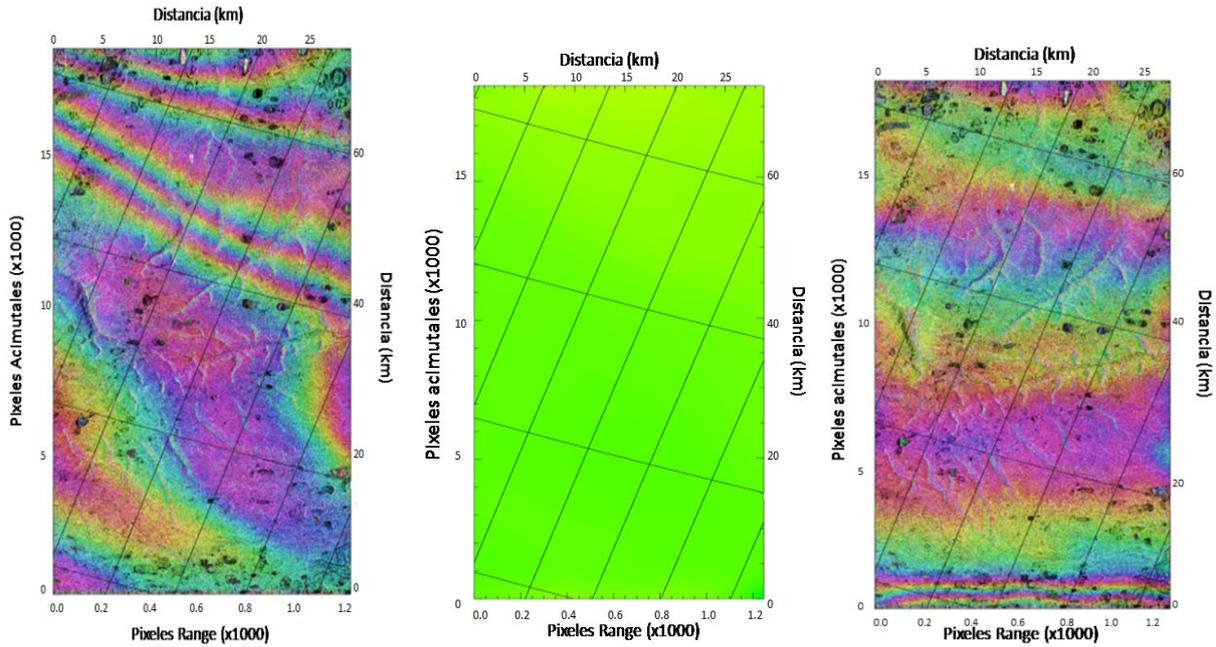
El cambio de fase debido a la *pantalla ionosférica*, puede ser compensada cuando se realizan una buena medición del  $\Delta CET$ . En la Figura 7, derecha, se muestra la imagen con la corrección ionosférica de la fase usando  $-\Delta\Omega$ . Existe todavía un error sistemático en el término de la fase que es visible aun después de la corrección.

### Estimador combinado de CET

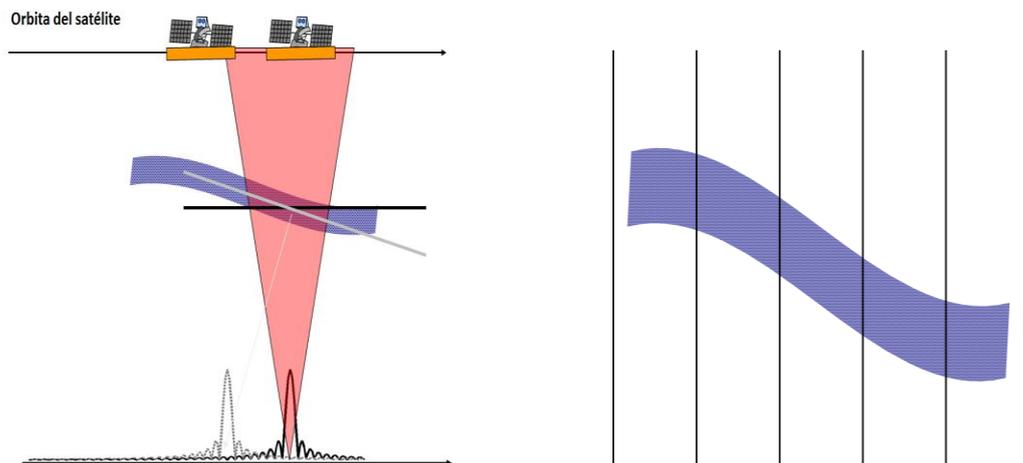
El resultado de la estimación de  $\Delta\Omega$  proporciona la información sobre  $\Delta CET$ , mientras que estimación del cambio de acimut  $\Delta\alpha$  es proporcional a  $\partial\Delta CET/\partial\alpha$ . En esta sección se describe como mejorar la estimación de  $\Delta CET$  usando esta información. Supongamos un intervalo  $I = [-L/2, L/2]$  paralelo a la dirección del acimut de la ionosfera, donde  $L$  es la longitud de coherencia en torno a la altura ionosférica (Xu et al., 2004) y el origen al plano que corresponde Doppler cero (Figura 8). La media de  $\Delta CET$  en el intervalo  $I$  es determinada por  $\Delta\Omega$  y su tasa de cambio lineal por  $\Delta\alpha$ . Dividiendo el intervalo  $I$  en segmentos  $K$ , podemos asignar  $\Delta CET$  para cada segmento del intervalo. Entonces RF en el plano de Doppler cero es:

$$\Delta \vec{\Omega} = \zeta \frac{e}{c m f_0^2} \frac{\vec{B} \cdot \vec{k}}{K} \vec{1} \overline{\Delta CET} \quad (29)$$

Donde:  $\vec{1} = (1 \ 1 \ \dots \ 1)$  es el vector fila y  $\overline{\Delta CET} = (\Delta CET_1 \ \Delta CET_2 \ \dots \ \Delta CET_K)^T$  es el vector columna traspuesto. L= Longitud de Coherencia y  $CET_1, \ CET_2, \ \dots, \ CET_{K-1}, \ CET_K$  son los Contenidos Electrónicos Totales en cada intervalo.



**Figura 7.** Imagen original de ALOS PAL-SAR (izquierda), rotación Faraday (centro) e imagen corregida (derecha).  
**Figure 7.** ALOS PAL-SAR original image (left), Faraday rotation (center) and corrected image (right).



**Figura 8.** Diagrama esquemático para el cálculo de la media de  $\overline{\Delta CET}$ .  
**Figure 8.** Schematic diagram for the calculation of average  $\overline{\Delta TEC}$ .

Al mismo tiempo, la tasa de cambio del CET es:

$$\frac{\partial \overline{\Delta CET}}{\partial x} = \frac{12}{L(K^2-1)} \vec{K} \overline{\Delta CET} + \frac{6}{L(K-1)} \vec{1} \overline{\Delta CET} \quad (30)$$

Donde:  $\vec{K} = (1 \ 2 \ 3 \ \dots \ K)$  es el vector fila.

La ecuación (29) se obtiene a partir de la estimación por mínimos cuadrados. Teniendo los observables  $\Delta \vec{\Omega}$  y  $\Delta \vec{a}$ , y un operador  $G_{\Omega, \Delta a}$ , que relaciona  $\overline{\Delta CET}$  a los observables, podemos escribir:

$$\vec{d}_{obs} = \begin{pmatrix} \Delta \vec{\Omega} \\ \Delta \vec{a} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} G_{\vec{\Omega}} & 0 \\ 0 & G_{\Delta \vec{a}} \end{pmatrix} \overline{\Delta CET} = G_{\Omega, \Delta a} \overline{\Delta CET} \quad (31)$$

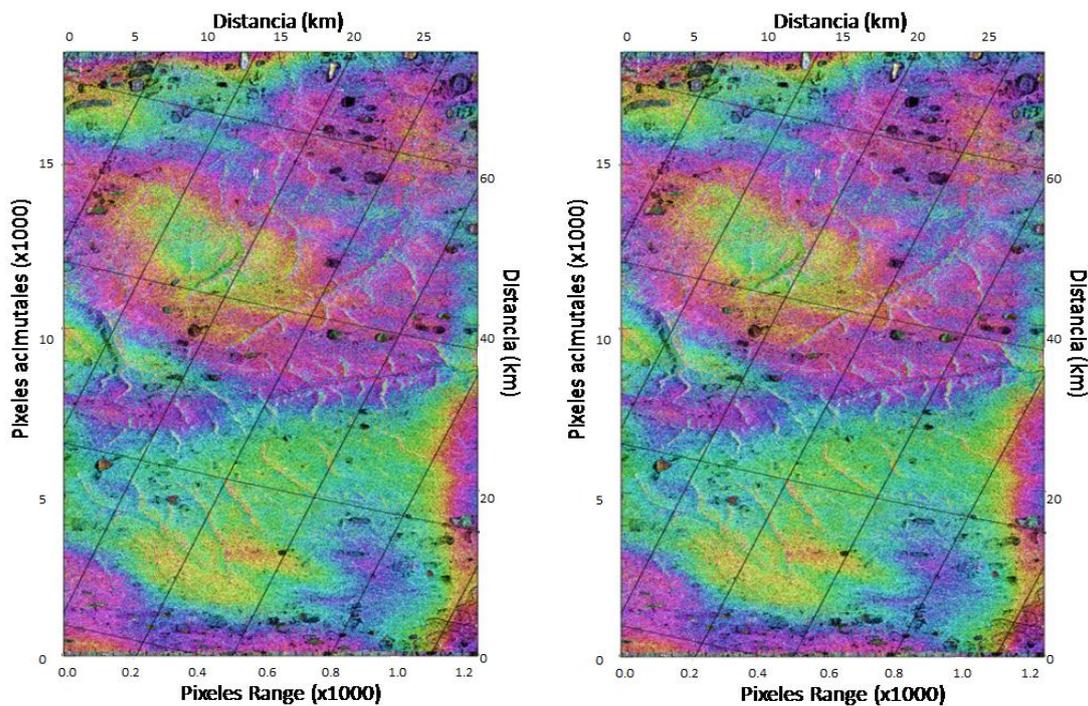
Donde:

$$= \begin{pmatrix} \Delta \vec{\Omega} \\ \Delta \vec{a} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} G_{\vec{\Omega}} & 0 \\ 0 & G_{\Delta \vec{a}} \end{pmatrix}$$

Esta es una típica formulación de un problema inverso (Beaulieu and Touzi, 1993). Como la ecuación es lineal, tomando su inversa es suficiente para encontrar  $\overline{\Delta CET}$ . Desde (Beaulieu and Touzi, 1993), el  $\overline{\Delta CET}$  se puede encontrar a partir de:

$$\overline{\Delta CET} = (G_{\Omega, \Delta a}^T C_D^{-1} G_{\Omega, \Delta a})^{-1} (G_{\Omega, \Delta a}^T C_D^{-1} \vec{d}_{obs}) \quad (32)$$

Donde:  $C_D$  representa la matriz de covarianza de los datos observados. La Figura 9 (Xu et al., 2004) muestra los resultados al aplicar (34), donde la figura de la izquierda muestra la imagen con RF y la Figura de la derecha el efecto combinado.



**Figura 9.** Imagen ALOS-PaISAR con RF (izquierda) y resultado del efecto combinado (derecha).  
**Figure 9.** ALOS-PaISAR image with RF (left) and combined effect (right).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este estudio proporciona una actualización de las herramientas polarimétricas que se utilizan actualmente para la extracción óptima de la información a partir de imágenes SAR, INSAR y PALSAR polarimétricas. Son discutidos los fundamentos de la teoría polarimétrica en el contexto del radar de apertura sintética (SAR). Se considera la extracción de información usando los parámetros de ondas dispersadas recibidas y se proponen algunos esquemas de corrección ionosférica para las ondas transmitidas por el radar de apertura sintética (SAR) y para la interferometría SAR polarimétrica (PolInSAR). La variación temporal y espacial de la densidad de electrónica en la alta atmosfera afecta la propagación del pulso de radar dando lugar a distorsiones de la imagen. Se estima el contenido electrónico total (CET) mediante la aplicación de la ecuación de Appleton-Hartree debido a distorsiones en el enfoque, la polarimetría y la interferometría. Se propone un estimador combinado que produce estimaciones diferenciales del CET. Se discute además el efecto de la estructura vertical de la ionosfera desde la fase interferométrica y se describen instrucciones importantes para la investigación futura. La discusión anterior se basa en la suposición de que la altura efectiva de la ionosfera es constante con respecto a tiempo. En tal caso, las discrepancias entre el CET,  $\partial\text{CET}/\partial x$  y  $\phi$  son el resultado del ruido aleatorio. Los números a lo largo de contornos indican la fase interferométrica en grados para un CET constante (1 UCET), y una altura ionosférica que cambia alrededor de unos 10km. Podemos ver que en el caso de las correcciones interferométricas de fase, se necesita la información sobre la estructura vertical de la ionosfera, además de la del CET.

## REFERENCIAS

- Agrawal, A.B. and Boerner, W. M., (1989). Redevelopment of Kennaugh's target characteristic polarization state theory using the polarization transformation ratio formalism for the coherent case. *IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing*, 27(1): 2–14.
- Ainsworth, T.L., Jansen, R.W., Lee, J.S. y Fiedler, R., (1999). Sub - aperture analysis of high - resolution polarimetric SAR data. En: *Proceedings of the IGARSS'99 Symposium, Hamburg, Germany*, 41-46.
- Antar, Y.M.M., Hendry, A. y McCormick, G.C., (1992). Circular polarization for remote sensing of precipitation. *IEEE Transaction, Antennas Propagat.*, 34(6): 7–16.
- Appleton, Sir Edward, (1932). *Wireless studies of the ionosphere. Journal Inst. Electronic Engineering*, 71: 642–650.
- Azzam, R.M.A., (1977). *Ellipsometry and Polarized Light*. North Holland, Amsterdam, 558 p.
- Barakat, R., (1981). Bilinear constraints between elements of the 4x4 Mueller - Jones transfer matrix of polarization theory. *Opticus Communication*, 38: 159–161.
- Barakat, R., (1985). The statistical properties of partially polarized waves. *Journal of the Optical Society of America*, 32(3): 295–312.
- Barnes, R.M., (1986). Antenna polarization calibration using in - scene reflectors. En: *Proc. of 10th DARPA/Tri-Service Millimeter Wave Symposium, US Army Harry Diamond Lab., Adelphi, MD*, 35-40.
- Beaulieu, J.M. and Touzi, R., (2003). Segmentation of textured scenes using polarimetric SARs. En: *Proc. of IGARSS 2003, Toulouse, France*, 1: 446-448.
- Beaulieu, J.M. y Touzi, R., (2004). Segmentation of textured scenes using polarimetric SARs. *IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing*, 42(10): 2063-2072.
- Belcher, D.P., (2008). Theoretical limits on SAR imposed by the ionosphere, *IET Radar Sonar Navigation*, 2(6): 435-448.
- Boerner, W.M., El-Arini, M.B., Chan, C. y Mastoris, P.M., (1981). Polarization dependence in electromagnetic inverse problems. *IEEE Transaction, Antennas Propagation*, AP-29: 262–271.
- Boerner, W. M., Liu, C.L. y Zhang, (1993). Comparison of Optimization Processing for 2x2 Sinclair, 2x2 Graves, 3x3 Covariance, and 4x4 Mueller (Symmetric) Matricies in Coherent Radar Polarimetry and its Application to Target Versus Background Discrimination in Microwave Remote Sensing. En: *EARSel Advances in Remote Sensing*, 55–82.
- Boerner, W.M., Mott, H., Luneburg, E., Livingstone, C., Brisco, B., Brown, R. J., Paterson, J.S. with contributions by Cloude, S.R., Krogager, E., Lee, J.S., Schuler, D.L., van Zyl, J.J., Randall, D., Budkewitsch, P., and Pottier, E., (1998). *Polarimetry in Radar Remote Sensing: Basic and Applied Concepts*. En: Ryerson, R. A., editor. *Manual of Remote Sensing: Principles and Applications of Imaging Radar*, John Wiley and Sons, 3(5): 271–356.
- Boerner, W.M., Walther, M. y Segal, A.C., (1993). Development of the polarimetric contrast enhancement optimization procedure and its application to sea surface scatter in POL-SAR image analysis. En: *Proc. of IGARSS'93, Tokyo, Japan*, 180-187.

- Boerner, W.M. y Xi, A.Q., (1990). Characteristic radar target polarization state theory for the coherent monostatic and reciprocal case using the generalized polarization transformation ration formulation. En: AEU, 44(4): 273–281.
- Boerner, W.M., Yan, W-L., Xi, A-Q., and Yamaguchi, Y., (1991). On the Principles of Radar Polarimetry (Invited Review): The Target Characteristic Polarization State theory of Kennaugh, Huynen's Polarization Fork Concept, and Its Extension to the Partially Polarized Case. In IEEE Proc., Special Issue on Electromagnetic Theory, vol. 79(10), 1538–1550.
- Borgeaud, M., Shin, R.T. y Kong, J.A., (1987). Theoretical models for polarimetric radar clutter. Journal Electromagnetic Waves and Applications, 1(1): 73–89.
- Born, M. y Wolf, E., (1959). Principles of Optics: Electromagnetic Theory of Propagation, Interference and Diffraction of Light. Pergamon Press, Elmsford, NY, 800 p.
- Cameron, W.L., Youssef, N. y Leung, L.K., (1996). Simulated polarimetric signatures of primitive geometrical shapes. IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing, 34(3): 793–803.
- Campbell, J.B. y Wynne, R.H., (2011). Introduction to Remote Sensing, Fifth Edition. The Guilford Press, New York - London, 667p.
- Chandrasekhar, S., (1960). Radiative Transfer. Dover, New York, 392p.
- Christensen, E.L., Skou, N., Dall. J., Woelders, K.W., Jorgensen, J.H., Granholm, J. y Madsen, S.N., (1998). EMISAR absolutely calibrated polarimetric L and C - band SAR. IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing, 6: 1852–1855.
- Cloude, S.R., (1985). Radar target decomposition theorems. Electronics Letters, 21(1): 22–24.
- Cloude, S.R., (1986). Group theory and polarization algebra. Optik, 75(1): 26–36.
- Cloude, S.R., (1997). Wide band polarimetric radar inversion studies using the entropy-alpha decomposition. En: SPIE, 3120: 118–129.
- Cloude, S.R., (1988). Uniqueness of target decomposition theorems in radar polarimetry. En: Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Direct and Inverse Methods in Radar Polarimetry, W.-M. Boerner et al (eds); Kluwer Academic Publishers, Dordrecht 1992; NATO ASI Series C, 350: 267-296, 1938 p.
- Cloude, S.R. y Pottier, E., (1996). A review of target decomposition theorems in radar polarimetry. IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing, 34(2): 498–518.
- Cloude, S.R. y Pottier, E., (1997). Application of the H/A/polarimetric decomposition theorem for land classification. SPIE, 3120: 132–143.
- Cloude, S.R. y Pottier, E., (1997). An entropy based classification scheme for land applications of polarimetric SARs. IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing, 35(2): 68–78.
- Conradsen, K., Nielsen, A.A., Schou, J. y Skriver, H., (2003). A test statistic in the complex Wishart distribution and its application to change detection in polarimetric SAR data. IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing, 41(1): 4–19.
- Corr, D.G. y Rodrigues, A.F., (2002). Alternative basis matrices for polarimetric decomposition. En: Proc. of EUSAR2002, Cologne, Germany,1: 992-998.
- Curlander, J.C. y McDonough, R.N., (1991). Synthetic Aperture Radar: System and Signal Processing. John Wiley and Sons, Inc., New York, NY, 340 p.
- Curlander, J.C. y McDonough, R.N., (1991). Synthetic Aperture Radar Systems and Signal Processing, Wiley & Sons, Inc., 672 p.
- Davidovitz, M. y Boerner, W.M., (1986). Extension of Kennaugh's Optimal Polarization Concept to the Asymmetric Matrix Case. IEEE Transaction. Antennas Propagation, 34(4): 569–574.
- Deschamps, G.A., (1951). Geometrical Representation of the Polarization of a Plane Electromagnetic Wave. En: Proceedings IRE, 39: 540–544.
- Deschamps, G.A. y Mast, P.E., (1973). Poincare Sphere Representation of Partially Polarized. IEEE Transaction. Antennas Propagation, AP-21(4): 474–478.
- Dubois, P.C., (1992). Approach to derivation of SIR-C science requirements. IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing, 30: 1145–1148.
- Dubois, P.C. y Norikane, L., (1987). Data volume reduction for imaging radar polarimetry. En: Proceedings of IGARSS'87 Symposium, 691–697.
- Dubois-Fernandez, P., Ruault, du Plessis O., Vaizan, B., Dupuis, X., Cantalloube, H., Coulombeix, C., Titin-Schnaider, C., Dreuillet, P., Boutry, J.M., Canny, J.P., Peyret, J., Martineau, P., Chanteclerc, M. y Bruyanti, J.P., (2002). The ONERA RAMSES SAR system. En: Proceedings IGARSS 2002, Toronto, Canada, 335 p.
- Egan, W.G., (2004). Optical Remote Sensing Science and Technology, Marcel Dekker, Inc. New York, Basel, 483 p.
- Eom, H.J. y Boerner, W.M., (1991). Statistical Properties of Phase Difference Between Two Orthogonally-Polarized SAR Signals. IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing, 29(11): 182–184.
- Evans, D.L., Farr, T.G., van Zyl, J.J. y Zebker, H.A., (1988). Radar polarimetry: Analysis tools and applications. IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing, 26(6): 774–789.

- Ferro-Famil, L., Pottier, E. y Lee, J.S., (2001). Unsupervised classification of multifrequency and fully polarimetric SAR images based on the H/A/Alpha- Wishart classifier. *IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing*, 39(11): 2332–2342.
- Ferro-Famil, L., Reigber, A., Pottier, E. y Boerner, W.M., (2003). Scene characterization using sub-aperture polarimetric SAR data analysis. *IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing*, 41(10): 2264–2276.
- Foo, B.Y., Chaudhuri, S.K. y Boerner, W.M., (1984). A High Frequency Inverse Scattering Model to Recover the Specular Point Curvature from Polarimetric Scattering Matrix Data. *IEEE Transaction, Antennas Propagation*, 32(11): 1174–1178.
- Foo, B.Y., Chaudhuri, S.K. y Boerner, W.M., (1990). Polarization Correction and Extension of the Kennaugh-Cosgriff Target - Ramp Response Equation to the Bistatic Case and Applications to Electromagnetic Inverse Scattering. *IEEE Transaction, Antennas Propagation*, 38(7): 964–972.
- Freeman A., (1991). A new system model for radar polarimeters. *IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing*, 29(4): 761–767.
- Freeman, A., (1992). SAR calibration: An overview. *IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing*, 30(6):1107–1122.
- Freeman, A. (1995). SIR - C/X data quality and calibration results. *IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing*, 33(4): 848–857.
- Freeman, A., (2004). Calibration of linearly polarized SAR data subject to Faraday rotation. *IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing*, 42(8): 1617-1624.
- Freeman, A. and Durden, S.L., (1998). A Three-Component Scattering Model for Polarimetric SAR Data. *IEEE Trans. Geoscience Rem. Sens.*, 36(3): 963–973.
- Freeman, A. y Saatchi, S., (2004). On the detection of Faraday rotation in linearly polarized L - band SAR backscatter signatures. *IEEE Transaction, Geoscience Remote Sensing*, 42(8): 1607-1616.
- Freeman, A., Villasenor, J., Klein, J.D., Hogeboom, P., y Groot, J., (2001). On the use of Multi-Frequency and Polarimetric Radar Backscatter Features for Classification of Agricultural Crops. *International Journal of Remote Sensing*, 15(9): 1799–1812.
- Freeman, Tony, Pi, Xiaoqing and Zhou, Xiaoyan, (2009). Sub-Mesoscale Imaging of the Ionosphere with SMAP. CEOS Workshop, ASF, Fairbanks, Alaska, 10 p.
- Iannini, Lorenzo, (2013). SAR Polarimetric Monitoring by Natural Calibrators, Politecnico di Milano, Dipartimento di Elettronica e Informazione, PhD Thesis.
- Graves, M.R., Peyman, D.L., Jenkins, T.F., Bigl, S., Walsh, M.E., Hewitt, A.D., Lambert, D., Perron, N., Ramsey, C., Gamey, J., Beard, L., Doll, W.E. y Magoun, D., (2007). Evaluation of Airborne Remote Sensing Techniques for Predicting the Distribution of Energetic Compounds on Impact Areas. Engineering Research and Development Center, ERDC TR-07-13,188 p.
- Kim, J.S. y Papathanassiou, K.P., (2010). Faraday rotation estimation performance analysis. En: *Proceedings EUSAR2010 8th European Conference on Synthetic Aperture Radar*, Aachen, Germany, June7–10, 4p.
- Khorram, S., Koch, F.H., van der Wiele, C.F., Stacy A. y Nelson C., (2012). *Remote Sensing*. International Space University, Springer, 141p.
- Klimenko, M.V., Klimenko, V.V., Ratovsky, K.G., Goncharenko, L.P., Sahay Y., MacKinnell, L.A., Lynn, K.J., Vlasov, A.A., Vesnin, A.M., Rios, V.H., Zykov, E. Yu., Habarulema, J.B. y de Abreu, A.J., (2011). Model/Data comparison of the ionospheric effects at the separate stations during geomagnetic storms on September 2005. 13avo Simposio IES (Ionosphere Effects Symposium), Alexandria, Virginia, USA, 9 p.
- Lavalle, Marco, (2009). Full and Compact Polarimetric Radar Interferometry for Vegetation Remote Sensing. UNIVERSITÉ DE RENNES1, Institut d'Electronique et de Télécommunications de Rennes and UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI ROMA TOR VERGATA, Dipartimento di Informatica, Sistemi e Produzione. PhD Thesis.
- Meyer, Franz, (2010). Performance requirements for correction of ionospheric signals in L-band SAR data. En: *Proceedings EUSAR 2010 8th European Conference on Synthetic Aperture Radar*, Aachen, Germany, June7–10, 5 p.
- Meyer, Franz J., (2008). Member, IEEE and Jeremy B. Nicoll. Prediction, Detection, and Correction of Faraday Rotation in Full - Polarimetric L - Band SAR Data. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 46 (10): 3076-3086.
- Meyer, F.J, Rosen, P., Freeman, A., Papathanassiou, K., Nicoll, J., Watkins, B., Eineder, M., Bricic, R., Ainsworth T., (2010). A Review of Ionospheric Effects in Low-Frequency SAR Data. IGARSS'10, Honolulu, Hawaii, USA, 29-32.
- Ouchi, K., (2013). Recent Trend and Advance of Synthetic Aperture Radar with Selected Topics. *Remote Sensing*, 5: 716-807.
- Raimadoya, M.A. y Trisasongko, B.H., (2007). Application of Polsar For Tropical Timber Plantation. En: *Indonesia; ESA, POLinsar 2007 Symposium*, 7p.
- Reddy, A. M., (2008). *Remote Sensing and Geographical Information Systems*. Third Edition. BS Publications, Giriraj Lane, Sultan Bazar, Hyderabad - 500095 AP, 453 p.

- Rios, V.H., Leal, S., de Haro, B., Padilla, P. y Esquivel, H., (2010). Evaluation of Inversion Methods Applied to Ionospheric RO Observation, International Beacon Satellite Symposium, Barcelona, June 7 – 11, 6 p.
- Sandberg, G., (2013). Estimation of Forest Biomass and Faraday Rotation using Ultra High Frequency Synthetic Aperture Radar. Department of Earth and Space Sciences, Chalmers University of Technology, Gothenburg, Sweden, PhD Thesis for the degree of doctor of Philosophy.
- Sauer, S., Ferro-Famil, L., Reigber, A. y Pottier, E., (2007). Multibaseline POL-InSAR analysis of urban scenes for 3D modeling and physical feature retrieval at L-band. Geoscience and Remote Sensing, IEEE International Symposium - IGARSS'07, 4 p.
- Sokol, J., McNairn, H. y Pultz, T.J., (2011). Case studies demonstrating hydrological applications of C-band multi-polarized and polarimetric SAR CIRS. Canadian Journal of Remote Sensing, 37(1): 1-170, 3701- 3710.
- Souyris, J.C., Stacy N., Ainsworth, Lee J.S., Dubois-Fernandez, P.S., (2007). Compact Polarimetry (Cp) For Earth Observation and Planetology: Concept and Challenges A study case at P band; ESA, POLinsar, Symposium, 12 p.
- Tarantola, A., (2005). Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation, SIAM. Library of Congress Cataloging-in-Publication Data, 317 p.
- Tsynkov, S., (2013). Single Polarization SAR Imaging in the Presence of Faraday Rotation. Air Force Office of Scientific Research (AFOSR). Workshop on Electromagnetism, Arlington, VA, 279–287.
- Tsynkov, S.V., (2012). Reducing the ionospheric distortions of spaceborne SAR images by dual carrier probing. Institute for Pure and Applied Mathematics (IPAM) meeting “Challenges in Synthetic Aperture Radar”, Los Angeles CA, 42-47.
- Valladares, C. y Ríos, V.H., (2010). Observation of TID's Using the LISN Network. International Beacon Satellite Symposium, Barcelona, June 7 – 11, 5 p.
- Xu, Z., Wu, J. y Wu, Z., (2004). A survey of ionospheric effects on space-based radar, Waves in Random Media, 14: 189–273.
- Yeh, K.C. y Liu, C.H., (1972). Theory of Ionospheric Waves, Academic Press, Inc., 190 p.

Recibido: 2-7-2013

Aceptado: 3-1-2014

## MEDICIONES DE ESPESOR DE HIELO EN CHILE USANDO RADIO ECO SONDAJE

### ICE THICKNESS MEASUREMENTS IN CHILE USING RADIO ECHO SOUNDING

Jonathan, Oberreuter A.<sup>1</sup>, José, Uribe P.<sup>1</sup>, Rodrigo, Zamora M.<sup>1</sup>, Guisella Gacitúa C.<sup>1</sup>, Andrés, Rivera I.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Centro de Estudios Científicos, Valdivia, Chile.

<sup>2</sup>Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

E-mail: [jober@cecs.cl](mailto:jober@cecs.cl)

#### RESUMEN

El radio eco sondaje ha sido una de las técnicas más utilizadas en los últimos años para medir el espesor de hielo en glaciares a lo largo de prácticamente todo Chile, especialmente en la región Central y en los Campos de Hielo Patagónicos. En este trabajo se presentan los principales sistemas utilizados en las últimas décadas y los resultados más representativos obtenidos con un sistema aerotransportado de reciente desarrollo que usa antenas de dipolo tipo bow-tie de frecuencias entre 20 y 50 MHz, las que son transportadas con helicóptero. Este sistema fue probado en glaciares hasta ahora inaccesibles o medidos a pie en perfiles que no han sido representativos de la totalidad del hielo prospectado. En estos glaciares, el sistema aerotransportado obtuvo una gran cobertura de datos gracias a sus ventajas operacionales de medir zonas con fuertes pendientes y sus capacidades de diseño electrónico, gracias a lo cual se logró detectar la estructura interna del hielo y la totalidad del espesor allí existente. Entre los resultados obtenidos destaca el espesor máximo de 129 m medido en el Glaciar Olivares Alfa (33°11' S /70°13' O) de 3.91 km<sup>2</sup> de superficie en el año 2013, donde la gran cantidad de líneas levantadas permitió determinar un volumen equivalente de agua de 0.17 ± 0.02 km<sup>3</sup>.

**Palabras clave:** radio eco sondaje, espesor de hielo, glaciares, volumen equivalente de agua.

#### ABSTRACT

Radio echo sounding has been one of the most utilized techniques in Chile in recent years for measuring ice thickness, particularly for glaciers in the central Chilean Andes and in the Patagonian Ice Fields. In this article, the main surveying systems and the most representative results are presented. A helicopter-borne system, consisting of bow-tie dipole antennas with frequencies between 20 to 50 MHz, was successfully tested at several glaciers that had previously been poorly studied due to their difficult and remote terrain. For these glaciers, the operational performance and electronic design of the system proved appropriate for detecting internal ice structures and ice thicknesses. Surveys carried out at Glaciar Olivares Alfa (33°11' S, 70°13' W, 3.91 km<sup>2</sup> in 2013), for example, obtained a maximum ice thickness of 129 m. Survey density at this glacier allowed determination of ice volume equating to 0.17 ± 0.02 km<sup>3</sup> w.e.

**Keywords:** radio echo sounding, ice thickness, glaciers, water equivalent volume.

#### INTRODUCCIÓN

En Chile, de acuerdo a la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas (DGA), organismo estatal encargado de promover la gestión y administración del recurso hídrico en Chile, hay más de 23000 km<sup>2</sup> de hielo entre glaciares descubiertos, de roca, glaciaretos y campos de hielo (DGA, 2013). Estos glaciares se extienden a lo largo de casi toda la Cordillera Andina, constituyendo una importante reserva de agua en estado sólido para nuestro país, los que han contribuido en forma cuantiosa al aumento global del nivel medio del mar (Rivera et al., 2002; Jacob et al., 2012).

No obstante existir algunas anomalías (Rivera et al., 2012), la mayor parte de los glaciares de Chile están experimentando una tendencia generalizada de retroceso (Masiokas et al., 2009), con tasas que varían desde unos pocos metros anuales, especialmente en glaciares de la zona Norte (Bown et al., 2008), hasta valores sobre los 900 m a<sup>-1</sup> en Chile austral (Rivera y Bown, 2013). Este comportamiento está principalmente determinado por el

cambio climático, particularmente por el aumento de la temperatura atmosférica en la parte alta de la Cordillera y la disminución de las precipitaciones, detectada en varias estaciones meteorológicas (Falvey y Garreaud, 2009; Carrasco et al., 2005 y 2008).

A estos evidentes cambios climáticos, que se suman a una alta variabilidad interanual de precipitaciones y temperaturas, en parte, debido a la presencia o ausencia de fenómenos ENSO, poco se sabe de los efectos que estos últimos tienen en los recursos hídricos provenientes de glaciares (Pellicciotti et al., 2007).

En la zona central y Norte, se estima que la fusión de glaciares contribuye de forma significativa a la escorrentía superficial (Rivera et al., 2006a), especialmente en períodos de verano de años secos donde puede alcanzar hasta el 70% (Peña and Nazarala, 1987), por lo que las pérdidas de hielo pueden incidir negativamente en la cantidad de agua disponible para el consumo domiciliario, industrial, minero y agrícola, sectores donde las demandas de agua han crecido permanentemente (Meza et al., 2012). No obstante, esta contribución no ha sido ratificada con estudios de balances hídricos de detalle, debido a falta de medición de caudales cerca de glaciares y por falta de datos de volumen de hielo existente en la región.

Para determinar esto, es necesario completar y actualizar los inventarios de glaciares de Chile. Hay que aumentar los pocos programas de monitoreo sistemático existentes, como el del balance de masa del Glaciar Echaurren (DGA, 2010), y hay que generar líneas de base en varias regiones englazadas del país, en particular de la escorrentía generada por el hielo y la nieve estacional (DGA, 2011a).

En general, uno de los aspectos menos conocidos de los glaciares es su volumen equivalente de agua, por lo que normalmente se usan modelos simples que relacionan el área con el volumen (Grinsted, 2013), lo que no siempre da buenos resultados a nivel individual, debido a que se tratan de relaciones globales. Para una mejor determinación de volúmenes de glaciares, es necesario contar con datos de espesor de hielo y de la densidad del manto superficial y sus cambios.

Para determinar el espesor de hielo, se han usado varios métodos geofísicos, destacándose el de radio eco sondaje (RES). Este consiste en un sistema que utiliza un pulso electromagnético corto pero de gran amplitud, emitido por una antena transmisora. Este pulso viaja hacia el interior del glaciar, es reflejado en el lecho rocoso, como también en los distintos obstáculos y capas que se encuentran en su interior, y finalmente el eco resultante es recogido por la antena receptora. La señal es captada por algún medio digital y posteriormente almacenada en un computador portátil donde es procesada.

El objetivo de este artículo es recopilar las mediciones de espesores de hielo hechas con esta metodología en las últimas décadas en Chile, poniendo especial énfasis en las más recientes realizadas en la zona de Chile Central. Además, se presentan los resultados de la última medición realizada por el Centro de Estudios Científicos (CECs) en el Glaciar Olivares Alfa (33°11' S / 70°13' O / 4426 m s.n.m.), utilizando un radar de 50 MHz transportado con helicóptero. Finalmente, se realiza una comparación de estos resultados, con los modelos de Grinsted (2013) para áreas menores a 25 km<sup>2</sup> y de Huss y Farinotti (2012) para espesor en glaciares de Los Andes.

## TEORÍA DE RADIO ECO-SONDAJE

### Principios de medición

La medición de radio-eco sondaje (RES) consiste básicamente en la emisión por medio de una antena transmisora de pulsos electromagnéticos de banda ancha, que van desde 1 MHz a 50 MHz (Plewes y Hubbard, 2001). En el caso de un glaciar, el pulso penetra en el cuerpo de hielo y es reflejado por las variaciones de permitividad eléctrica existente en el hielo y en la interfaz hielo-roca. Posteriormente, los ecos vuelven a la superficie donde son captados por una antena receptora. El espesor de hielo y las profundidades de interfaces reflectantes, pueden ser determinados mediante el análisis de los retardos de tiempo en el pulso en el hielo (Bogorodsky et al., 1985).

La propagación de señales electromagnéticas está influenciada por las propiedades del material, tales como la permitividad eléctrica ( $\epsilon$ ), la conductividad eléctrica ( $\sigma$ ) y la permeabilidad magnética ( $\mu$ ) (Annan, 2009). La permeabilidad magnética se asume como de poca significancia en aplicaciones de radio eco sondaje. La permitividad eléctrica es el parámetro que describe la capacidad del material de almacenar una carga eléctrica, impidiendo el flujo de una corriente eléctrica aplicada. Esta variable se compone de una parte real (la constante dieléctrica) y de una parte imaginaria (un factor de pérdida). La constante dieléctrica se expresa normalmente en forma relativa ( $\epsilon_r$ ) con respecto a la permitividad del vacío ( $\epsilon_0$ ). Por otro lado, la conductividad eléctrica describe la habilidad de un material de conducir una corriente eléctrica aplicada. Puede variar en escalas mayores, la cual está determinada en gran parte por la cantidad de sales disueltas presentes en el agua. Los parámetros eléctricos de algunos materiales se encuentran en la Tabla 1.

El contenido de agua en estado líquido en un glaciar incrementa la disipación de la energía electromagnética, así como la conductividad y la permitividad dieléctrica del material saturado, por lo que la capacidad de penetración de las ondas de radar sólo es factible con frecuencias bajas (1 a 50 MHz). La medición del valor del dieléctrico ha sido usada para determinar el contenido de agua de un material (Topp et al, 1980; Slater y Comas, 2009).

| Material                      | Permitividad relativa eléctrica ( $\epsilon_r$ ) | Conductividad eléctrica ( $\sigma$ ) ( $\text{mS m}^{-1}$ ) | Velocidad $v$ ( $\times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ ) |
|-------------------------------|--|---|--|
| Aire                          | 1  | 0   | 3.0  |
| Agua dulce                    | 80   | 0.5   | 0.33   |
| Agua salada                   | 80   | 3000  | 0.1  |
| Hielo temperado ( $0^\circ$ ) | $3.195 \pm 0.020$                                | 0.01  | $1.677 \pm 0.005$                                |
| Hielo frío ( $-20^\circ$ )    | $3.182 \pm 0.018$                                | 0.01  | $1.681 \pm 0.005$                                |
| Nieve polar (Reynolds, 1997)  | 1.4-3  | -   | 0.194-0.252                                      |
| Permafrost                    | 1-8  | 0.1-10  | 1.06-3.00  |

**Tabla 1.** Propiedades eléctricas típicas de una variedad de materiales comunes en la superficie terrestre. (Modificado de Plewes y Hubbard, 2001; Hubbard, 2001; Reynolds, 1997; Glen y Paren, 1975).

**Table 1.** Typical electrical properties of common material on earth surface. (Modified from Plewes and Hubbard, 2001; Reynolds, 1997; Glen y Paren, 1975).

### Propagación de la señal de radar en el hielo

En el caso del hielo puro, la permitividad dieléctrica es de aproximadamente 3, pero puede aumentar por la presencia de agua e impurezas (Bogorodsky et al., 1985). La señal de radar en el hielo puede describirse en términos de su velocidad, atenuación y resolución.

La velocidad de propagación de ondas de radar en el hielo está dada por la ecuación (1) (Reynolds, 1997).

$$v_{ice} = \frac{c}{((\epsilon_r/2)[(1+p^2)+1])^2} \quad (1)$$

Donde:  $c$  es la velocidad de la luz en el vacío ( $3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ ),  $\epsilon_r$  es la constante dieléctrica relativa y  $P$  es el factor de pérdida, tal que  $P = \sigma \omega \epsilon_r$ , donde  $\sigma$  es la conductividad y  $\omega$  es la frecuencia angular ( $\omega = 2\pi f$ , donde  $f$  es la frecuencia de la onda de radar).

Por tanto, la velocidad de onda en el hielo está determinada por la conductividad y la permitividad eléctrica y en menor medida, por la frecuencia de la onda de radar.

Determinar la velocidad de propagación es fundamental para la medición del espesor de hielo con radar, ya que permite estimar este parámetro ( $h$ ) usando el tiempo de viaje de la onda, desde que es transmitida hasta que es recibida ( $\Delta t$ ), mediante la ecuación

$$\Delta t = \frac{2h}{v_{ice}} \quad (2)$$

La velocidad de propagación de onda en el hielo varía dependiendo de su temperatura, tal como se puede apreciar en la Tabla 1. Estas estimaciones fueron hechas por Glen y Paren (1975). En tanto, Macharet et al (1993) señala que velocidades superiores a  $167 \text{ m}/\mu\text{s}$  son típicas de glaciares fríos, mientras que son menores a este valor en glaciares temperados. En este trabajo se utilizó una velocidad de propagación de  $0.168 \text{ m}/\mu\text{s}$ , la cual ha sido obtenida mediante mediciones *in situ*, y ha sido utilizada en estudios de radar como en Conway et al. (2009).

La atenuación de ondas de radar es la pérdida de energía de la señal (dB) y ocurre como resultado de varios procesos tales como dispersión, absorción dieléctrica y divergencia geométrica (Plewes y Hubbard, 2001). A medida que la onda se propaga por el medio la amplitud de la onda electromagnética decae según la ecuación (3):

$$A = A_0 e^{-\alpha z} \quad (3)$$

Donde:  $z$  es la distancia de recorrido de la onda y  $\alpha$  es una constante de atenuación.

Esta última describe la pérdida de energía de la onda por unidad de distancia recorrida desde la fuente en  $\text{dB m}^{-1}$  y se deriva de la ecuación 4 (Reynolds, 1997):

$$\alpha = \omega \left( (\epsilon_r / 2) \left[ \left( \frac{1 + \sigma^2}{\omega^2 \epsilon^2} \right)^{1/2} - 1 \right] \right)^{1/2} \quad (4)$$

El coeficiente de atenuación en hielo es relativamente bajo con respecto a otros materiales terrestres, dependiendo fuertemente de la permitividad y conductividad, sin embargo está positivamente relacionada con la frecuencia de la onda de radar.

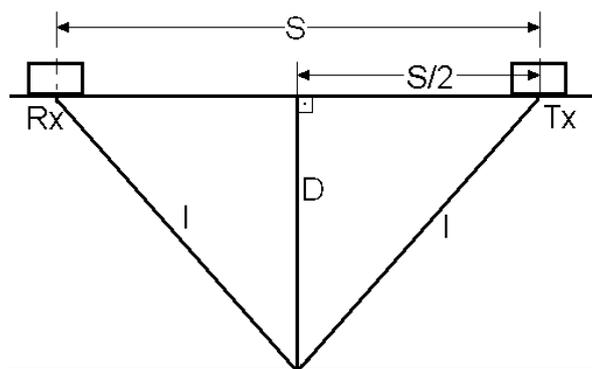
En la práctica, la mayor atenuación se produce por dispersión (*scattering*) de las ondas electromagnéticas, producto por ejemplo de bolsones de agua, que pueden estar presentes en hielo temperado.

La resolución y la detectabilidad son factores importantes en la medición de radar. La resolución indica el límite de certeza en la determinación de la posición y de los atributos geométricos de un objetivo (tales como tamaño, forma y espesor) y está controlado por el proceso de observación (Annan, 2009). La resolución vertical está dada por la frecuencia de la señal, estimada teóricamente en un cuarto de la longitud de onda de la señal de radar (Reynolds, 1997). En la práctica, esta resolución se reduce a un tercio o a un medio de la longitud de onda debido a la naturaleza compleja de la señal de radar transmitida y de las respuestas del suelo (Sheriff and Geldart, 1995). La capacidad de detectar los objetos en el suelo depende de su tamaño, geometría y alineación, contraste eléctrico con su medio, y de la frecuencia de la señal de radar, ruido e interferencia.

### Adquisición de datos

Existen varios sistemas de medición RES disponibles. Uno de los sistemas más comunes es el radar de impulso en el dominio del tiempo, el cual se compone de dos antenas idénticas que funcionan como antenas de transmisión y recepción (antena bi-estática), un transmisor que genera pulsos electromagnéticos cortos, un receptor que captura el pulso reflejado, una unidad de control que hace el seguimiento de la sincronización de la señal y realiza procesamiento en tiempo real, y un computador para manipular los parámetros de sondeo, almacenamiento de datos y despliegue de datos en tiempo real. Estos sistemas de radar operan con una única frecuencia central y ancho de banda, las cuales están definidas por las características de la antena. Un sistema alternativo es el sistema de frecuencia de paso, donde se emplean simultáneamente pares de diferentes antenas. En este caso, se transmiten ondas continuas o discretas y las mediciones de magnitud y fase se realizan a diferentes frecuencias en la banda de frecuencia de interés.

La captura de datos se realiza en forma de trazas. Cada traza está formada por uno o más pulsos en un punto de medición. El promedio de trazas se lleva a cabo para aumentar la relación señal ruido. La longitud de la traza, en número de muestras, dependerá del alcance de la antena, de su resolución vertical y de las capacidades del conversor análogo digital del receptor. Al unir una cierta cantidad de trazas, donde cada traza representa un punto distinto, es posible visualizar la continuidad de una fuerte reflexión que represente la interfaz hielo roca (si es que la presencia de *scattering* es baja). Este conjunto de trazas es lo que se denomina imagen de radar o radargrama.



**Figura 1.** Esquema de antena con separación fija entre transmisor (Tx) y receptor (Rx).  
**Figure 1.** Diagram of antenna with fixed separation between transmitter (Tx) and receiver (Rx).

Una de las configuraciones más comunes de antena es aquella donde se mantienen las antenas a una distancia fija durante el perfilamiento (Figura 1). Una estimación para el espaciado óptimo de antena es el de la ecuación (5) (Annan, 1998):

$$S = \frac{2d}{(\epsilon_r - 1)^{1/2}} \quad (5)$$

Donde:  $d$ : es la profundidad hacia el objetivo y  $\epsilon_r$ : es la constante dieléctrica.

Un espaciado muy pequeño causará una saturación de la señal por la onda directa, y puede enmascarar las reflexiones tempranas. Un espaciado mayor de antena causa que los tiempos de viaje (ida y regreso) aumenten considerablemente, que haya una compresión de las señales en el dominio del tiempo y una disminución de la resolución vertical.

Algunos parámetros importantes durante la adquisición de datos son:

- Ventana de tiempo: Es el rango de la señal capturada, la cual dependerá de la profundidad máxima que se requiera sondear.
- Frecuencia de muestreo ( $f_s$ ): Es la que determina el número de muestras registradas por segundo. Una tasa muy alta de muestreo reduce las posibilidades de *aliasing* (solapamiento espectral), pero aumenta el tamaño de la información digital almacenada.
- Espaciado entre puntos de medición: Esta distancia no puede ser muy grande, ya que de esta forma no se sondearán reflectores de importancia en el terreno. Annan (1998) recomienda la ecuación (6) donde se define una distancia máxima:

$$\Delta_x = \frac{c}{4f\epsilon_r^{1/2}} = \frac{1}{4f} v = \frac{\lambda}{4} \quad (6)$$

Donde:  $\lambda$ : es la longitud de onda.

Normalmente en mediciones de RES se requiere que las mediciones puntuales sean realizadas a una distancia constante. Esto sólo se logra manteniendo una velocidad constante de desplazamiento y una velocidad de disparo constante. También es necesaria la utilización de instrumentos de posicionamiento (GPS) para la georreferenciación. Adicionalmente, la información de altitud sobre el nivel del mar y sobre el nivel del suelo es imprescindible para realizar la corrección de terreno de los datos de RES.

Las mediciones con sistemas RES en forma de líneas paralelas ya sean transversales o longitudinales, permiten la posterior generación de interpolaciones, con el fin de estimar el volumen de hielo del área medida (por ejemplo, el volumen equivalente de agua almacenado en un glaciar). Mientras menor sea la distancia entre las líneas de medición, mayor será la resolución de la grilla y más precisa será la estimación volumétrica.

### Procesamiento

El procesamiento de los datos RES busca mejorar la señal e identificar de mejor manera las reflexiones mediante el uso de filtros, ganancias variables, algoritmos de migración y correcciones topográficas. El procesamiento puede llevarse a cabo en tiempo real durante la medición, pero se recomienda almacenar los datos en su formato original para procesarlos posteriormente.

Un diagrama de los principales pasos de adquisición y procesamiento se observa en la F

Figura 2. El primer paso es ordenar los datos. Una vez que se ha realizado la medición RES, se visualiza en un computador el conjunto de trazas en forma de *radargrama* y se eliminan las trazas que están repetidas (o bien se promedian). También se puede realizar una interpolación en el radargrama para obtener una única traza cada cierta distancia horizontal. El segundo paso es usualmente la aplicación de un filtro *dewow* (filtro pasa alto), el cual remueve componentes de muy baja frecuencia en los datos, una particularidad de los sistemas RES. El tercer paso se llama migración y consiste en la eliminación de las reflexiones provenientes de obstáculos laterales, tanto en el aire como en el hielo. Estas reflexiones se identifican con facilidad por su forma de hipérbola. El paso de migración permite, posteriormente, interpretar de mejor manera la interfaz hielo-roca. En el cuarto paso, se busca compensar la rápida atenuación de la señal de radar con la profundidad, usando funciones de ganancia. Normalmente, una ganancia constante puede ser suficiente para identificar el reflector. Sin embargo, a veces es necesario el uso de ganancia variable en el tiempo, amplificando en mayor medida las señales más débiles que se encuentran a mayores profundidades, y en menor medida las más fuertes. Esta ganancia variable permite igualar las amplitudes a lo largo de la traza. Un quinto paso es la aplicación de filtros, los cuales pueden ser realizados en el dominio del tiempo (a lo largo de la traza) o en el espacio (entre trazas vecinas) tales como filtros pasa banda o substracción de fondo. Estos procesos pueden incrementar la relación señal ruido en los datos. Finalmente se produce la corrección topográfica y la interpretación de la interfaz hielo-roca.



F

**Figura 2.** Esquema de trabajo de los datos de radar desde la adquisición de datos hasta el cálculo del volumen de hielo. “n” es un número natural. Fuente: Modificado de Berthling y Melvold (2008).

**Figure 2.** ES Work diagram from data acquisition to ice volume estimation. “n” is a natural number. Source: Modified from Berthling and Melvold (2008).

## RECOPILACIÓN DE MEDICIONES DE ESPESOR DE HIELO EN CHILE

### Primeras mediciones

El primer sistema de radio eco sondaje empleado en Chile consistía en un transmisor diseñado en The Ohio State University (OSU) y en un osciloscopio análogo Hitachi-V209, cuya pantalla debía ser fotografiada para captar la señal, obteniéndose mediciones puntuales. Se utilizó por primera vez en 1990 para medir espesor de hielo en la zona de ablación del glaciar Tyndall (Tabla 2) del Campo de Hielo Sur (CHS), donde se logró detectar más de 600 m de espesor (Casassa, 1992).

En 1992, Gilbert et al. (1996) midieron espesor de hielo en el glaciar de la caldera del Nevado de Sollipulli (Tabla 2), determinando un espesor máximo superior a los 650 metros en su parte central, al combinar datos de radar con gravimetría. A partir de sus resultados, determinaron un volumen mínimo de  $6 \text{ km}^3$  de hielo en la caldera. Con el método de radar, Gilbert et al. (1996) sólo alcanzaron a detectar un espesor máximo de 420 m.

En 1993, Casassa y Rivera (1998) volvieron a medir en el glaciar Tyndall, esta vez con un sistema de radar de captura y visualización digital, reduciendo los problemas técnicos que implicaba fotografiar la pantalla del osciloscopio. En esa oportunidad, utilizaron un sistema que estaba compuesto por un transmisor OSU, el mismo que se utilizó en 1990, y un osciloscopio digital Philips Scopemeter 97, que permitía el traspaso de las señales a un computador portátil, el cual se conectaba directamente al receptor. La medición era de carácter puntual, puesto que las antenas debían ser desplegadas en cada punto de medición. Como resultado, se detectaron valores de espesor levemente inferiores a los obtenidos en 1990.

Cuando se requiere cubrir grandes extensiones de hielo, es necesario el uso de un medio de transporte para trasladar el sistema de radar. Así es como Rivera y Casassa (2002) implementaron un sistema de radar de impulso montado en trineos y tirado por motos de nieve que se probó con éxito en el hielo temperado del glaciar Chico (Tabla 2) del CHS, donde se midió poco más de 700 m en 1997 (Rivera et al, 2000a).

En Chile central, la mayoría de los glaciares son de menores dimensiones que los de Patagonia (Rivera et al., 2000a) con una topografía más accidentada, por lo que el uso de motos de nieve es poco apropiado. En estos casos se han empleado sistemas de radar, pero transportados a pie.

Entre 1998 y 2001, Rivera et al. (2001) midieron espesor de hielo en los glaciares San Francisco, Juncal Norte y Esmeralda, ubicados en Chile Central, y los glaciares Casa Pangué y Tapado, ubicados en el sur y norte chico del país (Tabla 2). En la mayoría de estas mediciones se usaron metodologías de perfilaje con cañas en paralelo o

con cintas de escalada transportadas en línea. La primera consistía en que las antenas se sujetaban a cañas de fibra de vidrio de 10 m de largo, las cuales se adosaban a las mochilas de los investigadores, quienes transportaban el sistema a pie. El uso de esta configuración requería de fuerza y equilibrio, lo cual lo hacía inseguro en una topografía compleja. En la segunda metodología, las antenas eran introducidas en cintas de escalada, las cuales eran arrastradas sobre el hielo. Las antenas tenían un largo de medio dipolo de 5 a 20 m. Esta última metodología era más segura para sortear grietas y escalar paredes de hielo. De cualquier forma, ambos sistemas requerían de un gran esfuerzo físico y de tiempo para cubrir un área considerable en las mediciones. El posicionamiento de las mediciones era realizado con GPS.

| Glaciar              | Localización |         | Espesor máximo (m) | Año de medición | Fuente                 |
|----------------------|--------------|---------|--------------------|-----------------|------------------------|
|                      | Lat (S)      | Lon (O) |                    |                 |                        |
| Tapado               | 30°09'       | 70°00'  | 42                 | 1999            | Rivera et al., 2000b   |
| Monos de Agua        | 32°60'       | 70°02'  | 100                | 2011            | DGA, 2011b             |
| Juncal Norte         | 33°02'       | 70°06'  | 238                | 2013            | CECs, 2013             |
| Juncal Sur           | 33°06'       | 70°07'  | 248                | 2011            | DGA, 2011b             |
| Olivares Gamma       | 33°07'       | 70°10'  | 182                | 2011            | DGA, 2011b             |
| Olivares Beta        | 33°08'       | 70°12'  | 233                | 2011            | DGA, 2011b             |
| Olivares Alfa        | 33°11'       | 70°13'  | 129                | 2013            | Presente estudio       |
| Del Rincón           | 33°11'       | 70°16'  | 88                 | 2012            | DGA, 2012b             |
| La Paloma            | 33°11'       | 70°15'  | 83                 | 2012            | DGA, 2012b             |
| Esmeralda            | 33°14'       | 70°13'  | 151                | 2012            | DGA, 2012b             |
| Cerro El Plomo       | 33°14'       | 70°13'  | 97                 | 2012            | DGA, 2012b             |
| Yeso 2               | 33°31'       | 69°51'  | 95                 | 2012            | DGA, 2012b             |
| Bello                | 33°31'       | 69°56'  | 138                | 2012            | DGA, 2012b             |
| Yeso                 | 33°32'       | 69°55'  | 128                | 2012            | DGA, 2012b             |
| Echaurren Norte      | 33°35'       | 70°08'  | 89                 | 2009            | DGA, 2009              |
| Mesón Alto           | 33°41'       | 70°02'  | 116                | 2012            | DGA, 2012b             |
| San Francisco        | 33°45'       | 70°04'  | 90                 | 2012            | DGA, 2012b             |
| Cipreses Norte       | 34°31'       | 70°21'  | 205                | 2012            | DGA, 2012b             |
| Palomo               | 34°35'       | 70°18'  | 222                | 2011            | DGA, 2011b             |
| Cipreses             | 34°35'       | 70°21'  | 257                | 2011            | DGA, 2011b             |
| Cortaderal           | 34°38'       | 70°18'  | 261                | 2011            | DGA, 2011b             |
| Universidad          | 34°40'       | 70°20'  | 324                | 2012            | DGA, 2012b             |
| Nevado de Sollipulli | 38°59'       | 71°31'  | 650                | 1992            | Gilbert et al., 1996   |
| Volcán Villarrica    | 39°25'       | 71°56'  | 195                | 2005            | Rivera et al., 2006b   |
| Volcán Mocho         | 39°55'       | 72°01'  | 270                | 2005            | Rivera et al., 2006b   |
| Casa Pangué          | 41°07'       | 71°51'  | 170                | 2000            | Rivera et al., 2001    |
| San Rafael           | 46°43'       | 73°31'  | 842                | 2012            | DGA, 2012a             |
| Nef                  | 46°58'       | 73°19'  | 620                | 2012            | DGA, 2012a             |
| Colonia              | 47°10'       | 73°26'  | 726                | 2012            | DGA, 2012a             |
| Glaciar Chico        | 49°15'       | 72°20'  | 813                | 1997            | Rivera y Casassa, 2002 |
| Tyndall              | 51°15'       | 73°15'  | 670                | 2006            | Zamora et al., 2009    |

**Tabla 2.** Mediciones de RES (Radio Echo Sounding) en Chile. “s/i”: sin información.  
**Table 2.** RES (Radio Echo Sounding) measurements in Chile. “s/i”: without information.

Luego, se utilizó radares usando antenas colgantes transportadas por aviones o helicópteros. Estos sistemas habían sido probados con éxito en Noruega, donde, por ejemplo, Kennet et al. (1993) midieron 300 m de hielo temperado mediante una antena transportada por helicóptero. Este sistema consistía en un transmisor de impulso con una frecuencia central de 6 MHz y antenas de medio dipolo de 8 m. Otro sistema de 150 MHz aerotransportado fue probado con éxito en Antártica, donde se midió un máximo de 3643 m de hielo frío (Steinhage et al., 1999). Este mismo sistema fue utilizado en hielo temperado de Patagonia y Chile Central en 1999, constituyendo la primera medición con radar aerotransportado por helicóptero (Casassa et al., 2001). Los resultados obtenidos fueron desfavorables, dado que en el glaciar Tyndall, sólo se pudo detectar retornos subglaciares en un 5% de las mediciones (máximo medido de 800 m), mientras que en los glaciares Olivares Alfa, Olivares Beta, Juncal Sur y Echaurren Norte de Chile Central, prácticamente no se pudo detectar espesor de hielo (Casassa et al., 2001). La principal razón fue la presencia de aguas de derretimiento, lo que acompañado de una

frecuencia de operación alta (150 MHz), produjo abundante *scattering* en la señal. Estas mediciones demostraron empíricamente que frecuencias altas no son adecuadas para hielo temperado. Por ello, el uso de un sistema de radar con frecuencias de 1 MHz transportado por un avión Casa 212, fue empleado con éxito para medir el Glaciar Tyndall, donde se logró un máximo de cerca de 670 m (Zamora et al., 2009).

En algunos volcanes de la zona sur de Chile también se han realizado mediciones de RES, como las realizadas el año 2005, donde Rivera et al. (2006b) midieron exitosamente el espesor de hielo en los glaciares de los volcanes Villarrica y Mocho (Tabla 2), alcanzando 195 y 270 m de espesor máximo, respectivamente. Para el volcán Mocho se utilizó un sistema de perfilaje arrastrado por motos de nieve, con un transmisor de amplitud de voltaje de 1600 Vpp., una antena de medio dipolo de 20 m resultando en una frecuencia central de 2 MHz. En el Volcán Villarrica, se usó un sistema RES portátil transportado por tres personas, con un transmisor de 800 Vpp, una antena de medio dipolo de 8 m, lo cual resultó en una frecuencia central de 5 MHz.

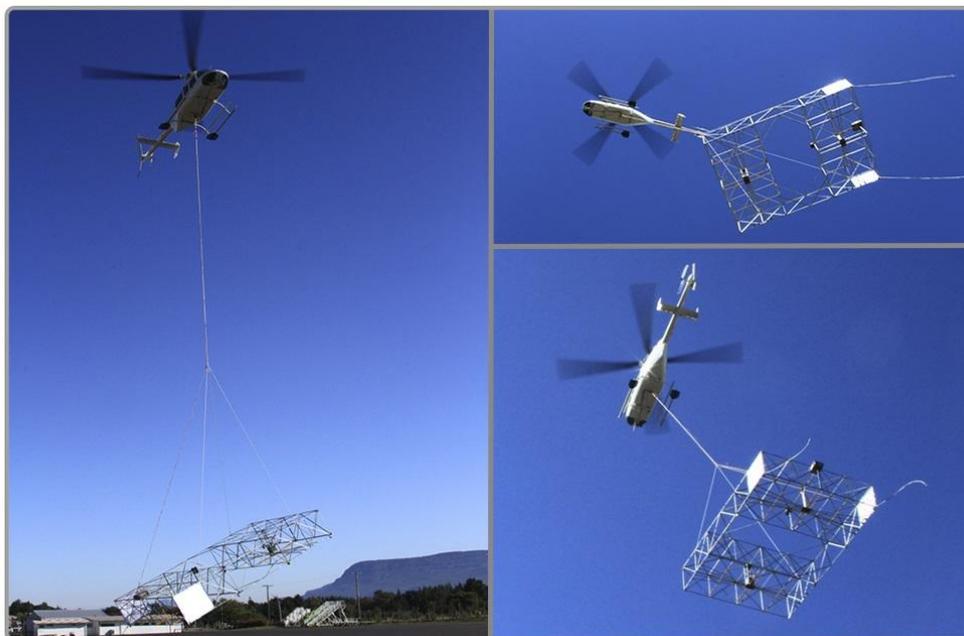
Actualmente, el uso de sistemas RES aerotransportados ha adquirido mayor relevancia para la medición de espesor de hielo, ya que permite acceder a lugares donde antes era muy difícil llegar por presencia de grietas o elevada pendiente. El uso de helicóptero ha permitido, entre otras cosas, abarcar una mayor área de medición, lo cual ha sido beneficioso en términos de los cálculos de volúmenes de hielo. Al existir mayor densidad de datos de espesor de hielo en un glaciar, mejor es la calidad de la interpolación del espesor y más preciso es el cálculo del volumen de hielo y de agua almacenada.

### Mediciones aerotransportadas de espesor de hielo en glaciares de Chile Central

En el 2011, el Centro de Estudios Científicos (CECs) midió espesor de hielo en los glaciares Monos de Agua, Olivares Alfa, Olivares Beta, Olivares Gamma y Juncal Sur, los cuales se ubican en la cuenca de Maipo y Aconcagua, y en los glaciares Cipreses, Palomo y Cortaderal, ubicados en la cuenca del Rapel (Tabla 2). Para estas mediciones se utilizó un radar de 25 MHz (BGR-P30), diseñado, construido y probado por el Dr. Norbert Blindow. El radar estaba compuesto por una antena colgante (antenas dipolo tipo bow-tie) de 4 m de ancho por 6 m de largo, con una masa de 300 kg, que se sostenía 20 m bajo el helicóptero.

Las mediciones fueron exitosas, lográndose detectar la interfaz hielo/roca en la mayoría de los casos. El máximo espesor detectado se midió en el Glaciar Cortaderal con 261 m de profundidad (DGA, 2011b).

A principios del año 2012 se desarrolló en el CECs un radar de impulso de 20 MHz (ver Figura 3). La estructura de la antena y toda la electrónica del receptor fueron diseñadas y construidas en Valdivia, Chile, y están basados en la experiencia obtenida con el BGR-P30, descrito anteriormente.



**Figura 3.** Radar de impulso de frecuencia central 20 MHz utilizada en mediciones durante el 2012.

**Figure 3.** 20-MHz impulse radar utilized during surveys in 2012.

Este sistema RES de 20 MHz aerotransportado fue probado en abril de 2012 en un levantamiento aéreo en los volcanes Villarrica y Sollipulli, donde se obtuvieron espesores de hielo que alcanzaron 190 y 500 m,

respectivamente. Más tarde, en abril y mayo del mismo año se realizaron mediciones con este radar en los glaciares Colonia, Nef y San Rafael (ver Tabla 2), del Campo de Hielo patagónico Norte (CHN), donde se logró penetrar un máximo de 842 m de hielo temperado en el glaciar San Rafael, 726 m en el glaciar Colonia y 620 m en el glaciar Nef (DGA, 2012a).

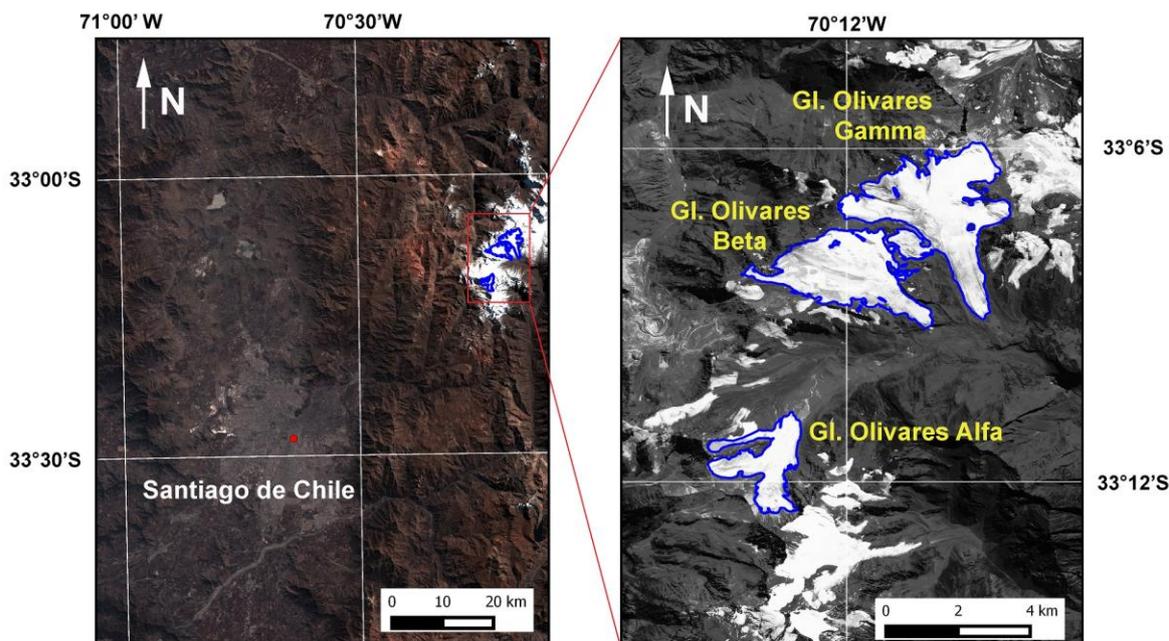
Posteriormente, en agosto de 2012 el CECs realizó mediciones en los glaciares Cipreses Norte y Universidad (Tabla 2), ubicados en la cuenca del Rapel utilizando el radar de 20 MHz (DGA, 2012b). Las mediciones realizadas fueron exitosas, registrando un máximo de 342 m en el glaciar Universidad. Estos glaciares son de carácter temperado, lo cual indica que el sistema de frecuencia central de 20 MHz es adecuado para este caso. A partir de las mediciones de espesor se realizó una interpolación de este parámetro. Luego, se estimó que el volumen equivalente de agua del glaciar Universidad fue de 1.67 km<sup>3</sup> (DGA, 2012b).

El sistema RES más reciente utilizado por el CECs es un radar de frecuencia central 50 MHz con un ancho de banda de 50 MHz. Está formado por antenas del tipo bow-tie que miden aproximadamente 2 m de ancho por 3 m de largo y tiene una masa de 150 Kg. Durante el típico sondeo, la antena cuelga a unos 20 m por debajo del helicóptero. Una de las ventajas que tiene esta antena es el menor peso y espacio que ocupa, lo cual facilita su traslado y aumenta la eficiencia durante el vuelo del helicóptero.

En julio de 2012, se realizaron mediciones de espesor de hielo con el radar de 50 MHz en los glaciares Esmeralda, la Paloma, del Rincón, Cerro El Plomo, Yeso, Bello, Yeso 2, Echaurren, Mesón Alto y San Francisco (Tabla 2), ubicados en la cuenca del río Maipo. Los resultados obtenidos fueron satisfactorios, ya que a pesar del carácter temperado del hielo, se pudo detectar el espesor máximo y calcular volúmenes de hielo en la mayoría de los glaciares estudiados. Si bien la frecuencia central utilizada es superior a la de los radares ocupados anteriormente, el amplio ancho de banda de esta antena permitió capturar los retornos en las componentes de baja frecuencia de la señal. Este sistema de radar, al ser de frecuencia más alta, reduce las dimensiones y peso de la antena colgante, lo que le permite al helicóptero operar a mayor altura y con mayor control de vuelo sobre el glaciar. Sin embargo, en el glaciar Echaurren se dificultó la interpretación de la interfaz hielo/roca debido al excesivo *scattering* y atenuación que sufrió la señal por la presencia de abundante agua a nivel supra e intraglacial. El espesor máximo que se detectó fue de 151 m en el glaciar Esmeralda donde se logró estimar un volumen equivalente de agua de 0.218 km<sup>3</sup> (DGA, 2012b).

#### ESTUDIO DE CASO: Mediciones recientes de RES en el Glaciar Olivares Alfa

En mayo de 2013 se realizó una medición de espesor de hielo en el Glaciar Olivares Alfa (Tabla 3) utilizando la antena de 50 MHz aerotransportada por helicóptero, la que fue descrita en la sección anterior.

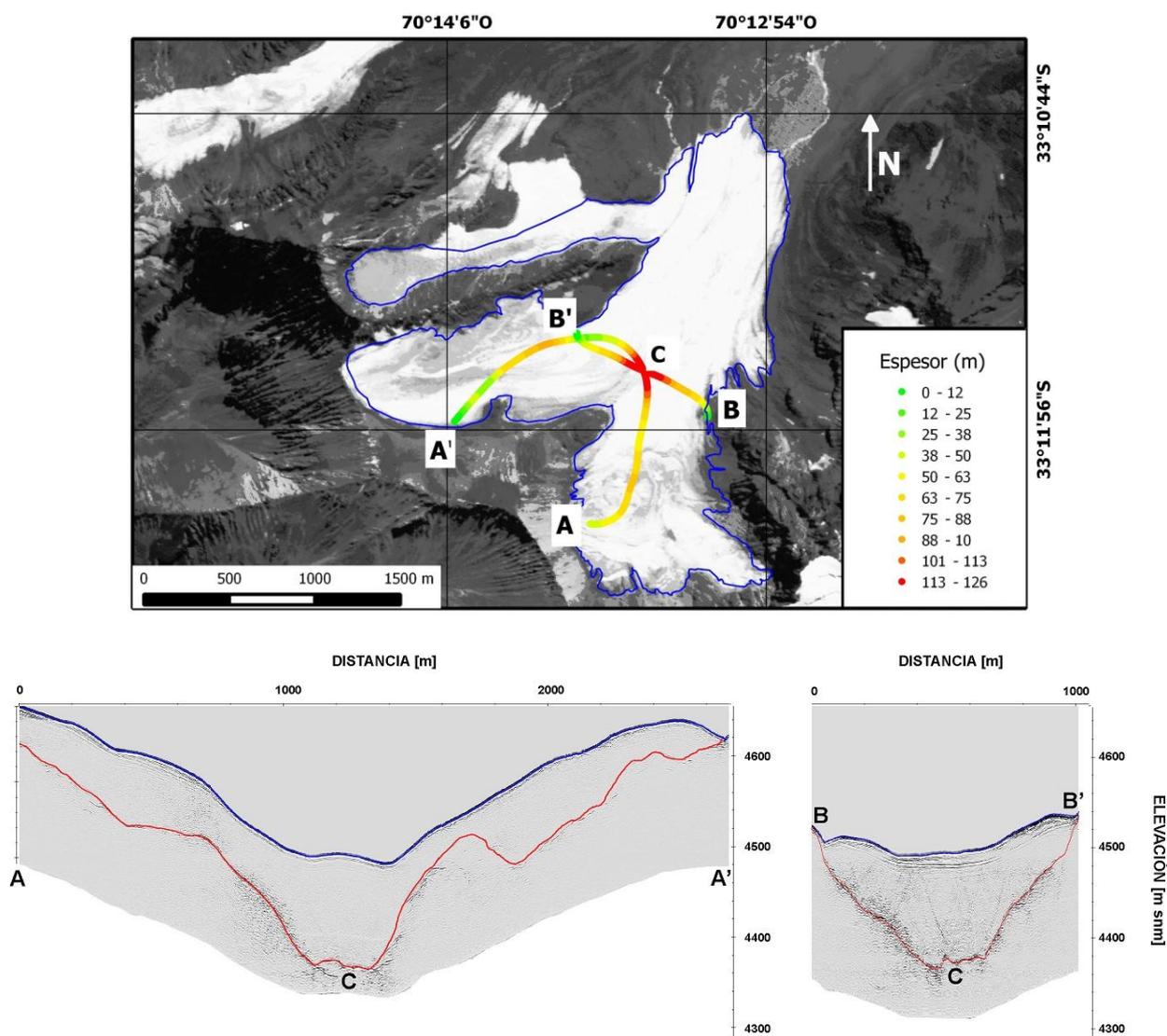


**Figura 4.** Ubicación de la zona de estudio. (izquierda) El Glaciar Olivares Alfa está ubicado 50 km al noreste de Santiago de Chile. Imagen de fondo: Landsat. (derecha) Glaciares Olivares Alfa, Beta y Gamma delimitados con color azul. Imagen de fondo: Rapid Eye, 25 de marzo de 2011.

**Figure 4.** Location of the area of interest. (left) Olivares Alfa Glacier is situated 50 km northeast of Santiago de Chile. Background image: Landsat. (right) Olivares Alfa, Beta and Gamma Glaciers bounded by a blue line. Background image: Rapid Eye, March 25th, 2011.

En la Figura 4 se observan imágenes satelitales del Glaciar Olivares Alfa, situado a 50 km al noreste de Santiago de Chile (Figura 4, izquierda). Al noreste de este glaciar se sitúan los glaciares Olivares Beta y Olivares Gamma (Figura 4, derecha). En el transcurso de este trabajo, se han realizado estudios glaciológicos en el Glaciar Olivares Alfa, los cuales se encuentran detallados en la Tabla 3.

En la Figura 5 se observan algunos resultados de la medición de espesor de hielo realizada en el glaciar Olivares Alfa con el sistema de 50 MHz. En la imagen superior se muestran las ubicaciones de dos perfiles con la profundidad medida en escala de colores para intervalos de aproximadamente 13 m cada uno, uno que recorre la rama sur y oeste del glaciar (AA'), de 2700 m de largo, y otro transversal al flujo del hielo (BB'), de 1000 m de largo de este a oeste. La profundidad máxima medida en estos perfiles fue de 126 m. El contorno de color azul representa el borde del glaciar. En la imagen inferior, se observan los radargramas migrados y corregidos por topografía de los perfiles AA' y BB', donde se ha delimitado la superficie (color azul), y la topografía subglacial (rojo). Ambos perfiles se cruzan en el punto C. En ambos radargramas (AA' y BB'), se puede apreciar de forma clara el retorno de la onda electromagnética proveniente de la interfaz hielo-roca.



**Figura 5.** (superior) Ubicación de los perfiles AA' y BB' en el Glaciar Olivares Alfa, delimitado con línea color azul. Escala de profundidad va de 0 a 126 m en diez intervalos. (Inferior) Radargramas migrados con corrección topográfica. Se observa la topografía superficial y subglacial, y se ha delimitado con colores la superficie (azul), y la base rocosa (rojo). C es el punto de intersección entre AA' y BB'. Fuente imagen de fondo: Rapid Eye, 25 de marzo de 2011.

**Figure 5.** (top) Location of profiles AA' and BB' at Olivares Alfa Glacier, which is delimited by a blue line. The depth scale varies from 0 to 126 m divided by ten intervals. (bottom) Migrated and topographically corrected radargram. Here the surface and subglacial topography can be observed. The surface of the glacier and bedrock were colored blue and red, respectively. C is the intersection between AA' and BB'. Background image source: Rapid Eye, March 25th, 2011.

A partir de las mediciones de espesor de hielo realizadas en 2011 y 2013 en el Glaciar Olivares Alfa, se obtuvo una interpolación del espesor, para lo cual se probaron distintos métodos, seleccionándose finalmente el IDW (Inverse Distance Weighting), el que tenía un menor error asociado (Jackknifing). En la Figura 6 se muestra la grilla de interpolación de espesor de hielo, con una resolución (tamaño de píxel) de 20 m x 20 m, en la zona donde existen datos de espesor. El espesor de hielo se representa en una escala de colores, donde el mínimo está dado en color rojo (5 m) y el máximo en color verde (129 m). En tanto, el espesor medio obtenido de la interpolación es de 53 m. El volumen equivalente de agua se calculó de acuerdo a la ecuación (7).

$$V = d * \sum_{p=1}^n E_p * a \quad (7)$$

Donde:  $V$ : volumen eq. de agua. ( $\text{km}^3$ ),  $d$ : densidad media empleada (%),  $p$ : es cada píxel con espesor,  $E$ : es el espesor (km) para cada píxel  $p$ , y  $a$  el área del píxel ( $4 \times 10^{-04} \text{ km}^2$ ).

Considerando el área de interpolación ( $3.01 \text{ km}^2$ ) se obtiene un volumen de hielo en esa zona de  $0.160 \text{ km}^3$  (zona coloreada de la Figura 6). Asumiendo una densidad promedio del hielo de  $0.8 \text{ gr/cm}^3$  se puede estimar un volumen equivalente de agua de  $0.128 \text{ km}^3$ . Asumiendo linealidad entre área y volumen, tenemos que para el área total ( $3.91 \text{ km}^2$ ), se obtiene un volumen de hielo y agua de  $0.207$  y  $0.166 \text{ km}^3$ , respectivamente. La densidad utilizada de  $0.8 \text{ gr/cm}^3$ , aproximadamente un 10% inferior a la teórica del hielo, se usó para incluir el efectos de la cobertura de nieve temporal, y neviza en profundidad, debido a que las mediciones se realizaron en el mes de mayo. Se estima que este volumen equivalente de agua tiene un error de aproximadamente un 10%, debido principalmente al error combinado del espesor medido, la densidad empleada, la resolución espacial del modelo interpolado y los errores de la interpolación entre los datos medidos. Por lo tanto, el volumen equivalente de agua total del glaciar, asumiendo linealidad entre área y volumen, es de  $0.166 \pm 0.017 \text{ km}^3$ .

|  |                   |
|--|-------------------|
| Nombre                                       | Olivares Alfa     |
| Lat  | 33°11' S          |
| Lon  | 70°14' W          |
| Cuenca/subcuenca                             | Maipo/Olivares    |
| Área en $\text{km}^2$ (año)                  | 3.91 (2013)       |
| Altura máxima (msnm)                         | 5015              |
| Altura mínima (msnm)                         | 4238              |
| Largo (km)                                   | 3.45              |
| Exposición media                             | NE                |
| Pendiente promedio (°)                       | 13.5              |
| Delta frontal (km) años 1967-2013            | -1.8              |
| Delta areal ( $\text{km}^2$ ) años 1967-2013 | -2.9              |
| Velocidad media 2012-2013 (m/a)              | 2.75 (Azimut 33°) |
| Espesor máximo (m)                           | 129               |
| Espesor mínimo (m)                           | 5                 |
| Espesor medio (m)                            | 53                |
| Volumen eq. de agua* ( $\text{km}^3$ )       | 0.128             |
| Volumen eq. De agua total ( $\text{km}^3$ )  | 0.166             |

\*: Volumen eq. de agua en el área donde se hizo la interpolación. Corresponde a una subestimación del volumen total.

**Tabla 3.** Características del Glaciar Olivares Alfa.  
**Table 3.** Characteristics of Glaciar Olivares Alfa.

## DISCUSIÓN

Con el fin de comparar el volumen equivalente de agua aquí determinado con modelos globales, se analizó el volumen del Glaciar Olivares Alfa con Grinsted (2013), quien propone tres funciones para glaciares cuyas áreas son inferiores a  $25 \text{ km}^2$  de hielo, ecuaciones (8), (9) y (10), donde  $V$ : Volumen de equivalente de agua en  $\text{km}^3$ ;  $A$ : área en  $\text{km}^2$ ;  $R$ : rango de elevación en km y  $L$ : largo del glaciar en km.

$$V = 0.0385R^{-0.2}A^{1.29} \quad (8)$$

$$V = 0.0434A^{1.24}L^{-0.0042} \quad (9)$$

$$V = 0.0435A^{1.23} \quad (10)$$

Para efectos de comparación, se usará la densidad de hielo utilizada por Grinsted (2013) de  $0.9 \text{ gr/cm}^3$ . Si consideramos el área donde hay datos de espesor en el Glaciar Olivares Alfa ( $3.01 \text{ km}^2$ ), ya se calculó un volumen de hielo de  $0.160 \text{ km}^3$ , lo que genera un volumen equivalente de agua de  $0.144 \text{ km}^3$  con densidad de  $0.9 \text{ gr/cm}^3$ .

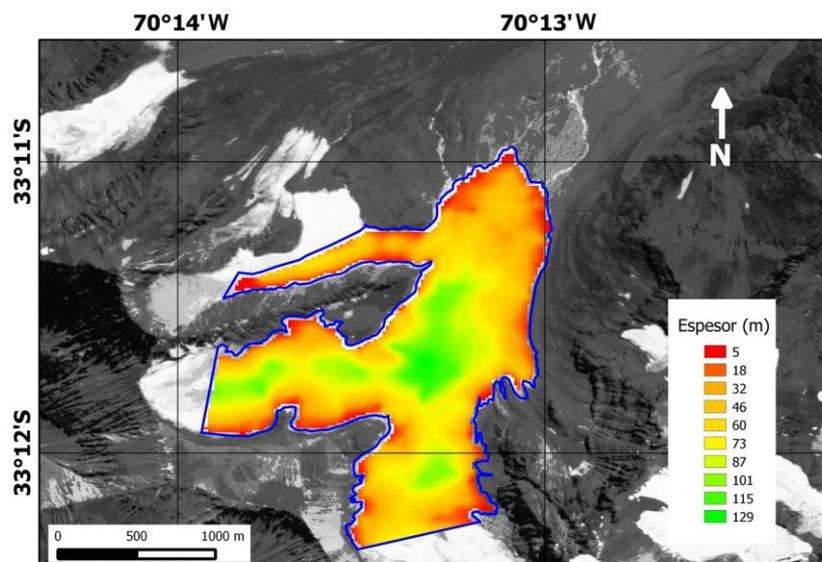
Aplicando las ecuaciones de Grinsted (2013) a los datos del párrafo anterior, se obtienen volúmenes de agua de  $0.168$ ,  $0.169$  y  $0.169 \text{ km}^3$  para las ecuaciones (8), (9) y (10), respectivamente. Estos valores son un 17-18% mayor al valor estimado anteriormente con nuestras mediciones ( $0.144 \text{ km}^3$ ). Las diferencias entre el modelo de Grinsted (2013) y los resultados medidos son esperables cuando se comparan datos puntuales con funciones estadísticas globales, y sirven para ilustrar la necesidad de más mediciones precisas para el ajuste de estos modelos, que al menos a nivel regional pueden ser mejorados, con el fin de determinar el volumen equivalente del nivel del mar acumulado en los glaciares, por ejemplo, de Los Andes.

Por otra parte, Huss y Farinotti (2012), plantearon un modelo regional para Los Andes, donde predicen el espesor medio de un glaciar,  $h$ , ecuación (11), a partir del área glaciar,  $A$ , en  $\text{m}^2$ .

$$h = 0.310A^{0.327} \quad (11)$$

Utilizando el área de interpolación ( $3.01 \text{ km}^2$ ) se obtiene un espesor de hielo medio de  $40.7 \text{ m}$ , lo que equivale a un 23% menos que el espesor medio obtenido con nuestras mediciones interpoladas. Esta diferencia, al igual que las obtenidas con los modelos de Grinsted (2013), hace pensar en la necesidad de obtener más mediciones de espesor de hielo en Chile para la generación de modelos de escalamiento área volumen (u otro parámetro) más precisos que los actuales.

Con respecto a los distintos sistemas de radar utilizados en Chile en el último tiempo, sin duda el radar aerotransportado por helicóptero de impulso de banda ancha ha entregado buenos resultados en casi todos los glaciares de Chile central. Con una frecuencia central de  $50 \text{ MHz}$  se pudo identificar el fondo rocoso en la mayoría de los glaciares con altitud media superior a los  $4000 \text{ m snm}$  de la cuenca del Maipo. Para glaciares de menor altura (más agua de fusión), se recomienda usar antenas más grandes, es decir, de frecuencias menores, como la de  $20 \text{ MHz}$ . Para glaciares de la Patagonia (CHN y CHS) es indispensable el uso de radares de menor frecuencia (menores a  $30 \text{ MHz}$ ) por las características temperadas del hielo allí existente. Aquí es donde comienzan las complicaciones logísticas, ya que frecuencias menores implican antenas de mayores dimensiones, haciendo más complejo el transporte y las operaciones asociadas.



**Figura 6.** Interpolación IDW del espesor de hielo en el glaciar Olivares Alfa. Área interpolada (en colores):  $3.01 \text{ km}^2$ , Volumen equivalente de agua medido:  $0.128 \text{ km}^3$ . Fuente imagen de fondo: Rapid Eye, 25 de marzo de 2011.

**Figure 6.** IDW ice thickness interpolation of Olivares Alfa Glacier. Interpolated (colored) area:  $3.01 \text{ km}^2$ , measured water equivalent volume:  $0.128 \text{ km}^3$ . Background image source: Rapid Eye, March 25th, 2011.

## CONCLUSIONES

En Chile se han realizado una gran cantidad de mediciones de espesor de hielo, especialmente en los glaciares de Chile Central y en los Campos de Hielo Patagónicos. Estas mediciones han permitido determinar las topografías subglaciales y los volúmenes equivalentes de agua almacenados en los glaciares, datos fundamentales para definir una línea base glaciológica, cambios recientes de glaciares y posibles tendencias a futuro en respuesta a cambios climáticos, en particular por la importancia del hielo para la escorrentía en Chile Centro-Sur, y al aumento eustático del nivel del mar, principalmente en Patagonia.

Las mediciones de radar comenzaron con sistemas análogos transportados a pie en la década de 1990, hasta llegar en la actualidad al método de radio eco sondaje aerotransportado. Se ha demostrado empíricamente que las antenas aerotransportadas con frecuencias centrales en el rango 20-50 MHz son una alternativa de baja incertidumbre (5% del espesor total) para medir hielo temperado. Este requerimiento no es necesario en hielo frío, ya que pueden utilizarse frecuencias más altas para conseguir los mismos resultados.

Las últimas mediciones de espesor de hielo en el Glaciar Olivares Alfa, realizadas con un sistema aerotransportado de 50 MHz resultó ser exitoso dado que se pudo identificar sin problemas la interfaz hielo-roca, lo cual permitió obtener el volumen equivalente de agua existente en el glaciar que totalizó  $0.166 \pm 0.017 \text{ km}^3$ . Este valor es muy inferior a estimaciones previas para este glaciar, las que tenían de altas incertidumbres por la falta de validación con datos de terreno.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha contado con el apoyo y colaboración de numerosas instituciones y personas, en especial el Centro de Estudios Científicos (CECs), la Dirección General de Aguas, University of California, Irvine (UCI), Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR) y Unmanned. Especiales agradecimientos a Norbert Blindow, Gino Casassa, Sebastián Cisternas y David Ulloa. CECs es financiado por el programa de financiamiento basal de CONICYT. Esta investigación ha sido financiada en parte por las empresas Anglo American y Codelco Chile.

## REFERENCIAS

- Annan, A., (1998). Ground penetrating radar workshop notes, sensors and software Inc. Mississauga, Ontario.
- Annan, A., (2009). Ground penetrating radar (GPR) principles. En: Harris Jol (editor), Ground penetrating radar: theory and applications: 3-40. Elsevier Science, Amsterdam.
- Berthling, I. y Melvold, K., (2008). Ground-penetrating radar. En: Applied Geophysics in Periglacial Environments. Hauck, C. y Kneisel, C. (eds). Cambridge University Press.
- Bogorodsky, V., Bentley, C., Gudmansen, P., (1985). Radioglaciología, Dordrecht, D. Reidel Publishing Co. 254 p.
- Bown, F., Rivera, A., Acuña, C., (2008). Recent glaciers variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 48: 43-48.
- Carrasco, J., Casassa, G., Quintana, J., (2005). Changes of the 0° C isotherm and the equilibrium line in altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrological Sciences Journal -Journal Des Sciences Hydrologiques*, 50 (6): 933-948.
- Carrasco, J., Osorio, R., Casassa, G., (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54 (186): 538-550.
- Casassa, G., (1992). Radio-echo sounding of Tyndall Glacier, Southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10: 69-74.
- Casassa, G. y Rivera, A. (1998). Digital Radio-Echo Sounding at Tyndall Glacier, Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 26: 129-135.
- Casassa, G., Damm, V., Eisenburger, D., Jenett, M., Cárdenas, C., Acuña, C., Rivera, A., Lange, H., (2001). Estudios glaciológicos en Patagonia y Chile Central utilizando un sistema aerotransportado de radio eco sondaje. *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 29: 25-44.
- CECs, (2013). Línea de base glaciológica para glaciares de la cuenca alta del río Olivares y otras cuencas aledañas. Informe Final. Centro de Estudios Científicos. Valdivia. 370 p.
- Conway, H., Smith, B., Vaswani, P., Matsuoka, K., Rignot, E., Claus, P., (2009). A low-frequency ice-penetrating radar system adapted for use from an airplane: test results from Bering and Malaspina Glaciers, Alaska, USA. *Annals of Glaciology*, 51: 93-97.
- DGA, (2009). Radio eco-sondaje en la cuenca del Río Maipo y mediciones glaciológicas en el Glaciar Tyndall, Campo de Hielo Sur. Realizado por Universidad de Magallanes para DGA. S.I.T. 204, 95 p.
- DGA, (2010). Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte temporadas 1997-1998 a 2008-2009. Dirección General de Aguas, 32 p.
- DGA, (2011a). Variaciones recientes de glaciares de Chile, según principales zonas glaciológicas. Elaborado por CECs para DGA. Dirección General de Aguas, S.I.T. 261, 143 p.

- DGA, (2011b). Estimación de volúmenes de hielo en glaciares de Chile central. Elaborado por CECs para DGA. Dirección General de Aguas, S.I.T. 264. 155 p.
- DGA, (2012a). Variaciones recientes de glaciares en respuesta al cambio climático: características glaciológicas de los glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte. Elaborado por CECs para DGA. Dirección General de Aguas, S.I.T. 302. 237 p.
- DGA, (2012b). Estimación de volúmenes de hielo mediante radio eco sondaje en Chile central. Elaborado por CECs para DGA. Dirección General de Aguas, S.I.T. 288. 173 pp.
- DGA, (2013). Inventario publico de glaciares. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, <http://www.dga.cl/productosyservicios/mapas/Paginas/default.aspx> (consultado el 23 de mayo de 2014).
- Falvey, M. y Garreaud, R., (2009). Regional cooling in a warming world: recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *Journal of Geophysical Research*, 114, D04102, doi:10.1029/2008JD010519.
- Grinsted, A., (2013). An estimate of global glacier volume. *The Cryosphere*, 7: 141-151.
- Gilbert, J., Stasiuk, M., Lane, S., Adam, C., Murphy, M., Sparks, S., Naranjo, J., (1996). Non-explosive, Construccional Evolution of the Ice-filled Caldera at Volcán Sollipulli, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 58: 67-83.
- Glen, J. y Paren, J., (1975). The electrical properties of snow and ice. *Journal of Glaciology*, 15 (73):15-38.
- Huss, M., y Farinotti, D., (2012). Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research*, 117; F04010, doi:10.1029/2012JF002523.
- Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W., Swenson, S., (2012). Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature* 582: 514-518.
- Kennet, M., Laumann, T., Lund, C., (1993). Helicopter-borne radio-echo sounding of Svaritsen, Norway. *Annals of Glaciology*, 17: 23-26.
- Macharet, Y., Moskalovsky, M., Vasilenko, E., (1993). Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime. *Journal of Glaciology*, 29 (132): 373-384.
- Masiokas, M., Rivera, A., Espizúa, L., Villalba, R., Delgado S., Aravena, J., (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281: 242-268.
- Meza, F., Wilks, D., Gurovich, L., Bambach, N., (2012). Impacts of climate change on irrigated agriculture in the Maipo Basin, Chile: reliability of water rights and changes in the demand for irrigation. *Journal of water resources planning and management*, DOI: 10.1061/(ASCE)WR.1943-5452.0000216:421-430.
- Pellicciotti, F., Burlando, P., van Vliet, K., (2007). Recent trends in precipitation and streamflow in the Aconcagua river basin, central Chile. *International Association of Hydrological Sciences*, 318: 17-38.
- Peña, H. y Nazarala, N., (1987). Snowmelt-runoff Simulation Model of a Central Chile Andean Basin with Relevant Orographic Effects. En: *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover (Proceedings of the Vancouver Symposium)* IAHS Publ. 166: 161-172.
- Plewes, A. y Hubbard, B., (2001). A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress in Physical Geography*, 25 (2): 203-236.
- Reynolds, J., (1997). *An introduction to applied and environmental geophysics*. Chichester: Wiley.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., Lange, H., (2000a). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Invest. Geogr. Chile*, 34: 29-60.
- Rivera, A., Giannini, A., Quinteros, J., Schwikowski, M., (2000b). Ice thickness measurements on the glacier of Cerro Tapado, Norte Chico, Chile. En: *Annual Report 1999, Labor für Radio- Und Umweltchemie der Universität Bern and des Paul Scherrer Instituts, Switzerland*, Villigen: 38.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., (2001). Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur. *Invest. Geogr. Chile*, 35: 67-100.
- Rivera, A. y Casassa, G., (2002). Detection of Ice Thickness using radio echo sounding on the Southern Patagonia Icefield. En: G. Casassa, F. Sepúlveda, Sinclair, R. (eds) *The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, 101-115.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., Bown, F., (2002). Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology*, 34: 29-60.
- Rivera, A., Acuña, C., Casassa, G., (2006a). Glacier variations in central Chile (32°S-41°S). En: Knight, P.G. (Ed). *Glacier Science and Environmental Change*, Blackwell, Oxford, UK, 246-247.
- Rivera, A., Bown, F., Mella, R., Wendt, J., Casassa, G., Acuña, C., Rignot, E., Clavero, J., Brock, B., (2006b). Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile. *Annals of Glaciology*, 43: 111-122.
- Rivera, A., Bown, F., Carrión, D., Zenteno, P., (2012). Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile. *Environmental Research Letters*, 7, doi:10.1088/1748-9326/7/014036.
- Rivera, A. y Bown, F., (2013). Recent glacier variations on active ice capped volcanoes in the Southern Volcanic Zone (37°-46°S), Chilean Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 345-356.
- Sheriff, R. y Geldart, L., (1995). *Exploration seismology*. Cambridge. Cambridge University Press.
- Slater, L. y Comas, X., (2009). The contribution of ground penetrating radar to water resource research. En: *Ground penetrating radar theory and applications*: 203-246, Elsevier.

- Steinhage, D., Nixdorf, U., Meyer, U., Miller, H., (1999). New maps of the ice thickness and subglacial topography in Dronning Maud Land, Antarctica, determined by means of airborne radio-echo sounding. *Annals of Glaciology*, 29: 267-272.
- Topp, G., Davis, J., Annan, A., (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16 (3): 574-582.
- Zamora, R., Ulloa, D., García, G., Mella, R., Uribe, J., Wendt, J., Rivera, A., Gacitúa, G., Casassa, G., (2009). Airborne radar sounder for temperate ice: initial results from Patagonia. *Journal of Glaciology*, 55 (191): 507-512.

Recibido: 2-7-2013  
Aceptado: 3-1-2014

## EL PERMAFROST REPTANTE, INVENTARIO Y VERIFICACIÓN EN LAS CABECERAS DEL RÍO BERMEJO

### PERMAFROST CREEPING, INVENTORY AND VERIFICATION IN THE UPPER BASIN OF BERMEJO RIVER

Ana Lía Ahumada<sup>1,2</sup>, Gloria P. Ibáñez Palacios<sup>1</sup>, Mario A. Toledo<sup>1</sup>, Julieta Carilla<sup>2</sup> y Silvia V. Páez<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Fundación Miguel Lillo. Miguel Lillo 251. San Miguel de Tucumán. Argentina.

<sup>2</sup>CONICET. Argentina.

E-mail: [anaa.gavri@gmail.com](mailto:anaa.gavri@gmail.com)

#### RESUMEN

Los glaciares de escombros son reservorios de agua dulce congelados en las altas montañas del mundo y son claves para la vida de la población local y sus economías. La presencia de glaciares de escombros es usada comúnmente como indicador directo de condiciones de permafrost de montaña.

En las cabeceras de la alta cuenca del río Bermejo se han localizado glaciares de escombros, mediante técnicas de interpretación visual en distintos tipos de imágenes satelitales e identificación en terreno de las geoformas. Esta región de los Andes Áridos es particularmente vulnerable al calentamiento global: por la fragilidad de los ecosistemas y por la alta vulnerabilidad de la población.

Este estudio tiene por objeto proveer observaciones preliminares de la distribución de los glaciares de escombros y de las geoformas periglaciales asociadas a nivel regional. Además, es un aporte al conocimiento de la hidrología de la región ya que se ha generado información de base para la adaptación a los procesos de cambio que sobrevendrán.

Los resultados, también ponen en evidencia las ventajas de usar técnicas geomáticas en áreas de accesibilidad dificultosa, con reducción de costos y tiempo de trabajo.

**Palabras Claves:** permafrost de montaña, glaciares de escombros, alta cuenca del río Bermejo, Geomática.

#### ABSTRACT

Rock glaciers are frozen water reservoirs in the mountain areas of the world. Water resources are important for the local habitants and economies. The presence of rock glaciers is commonly used as a direct indicator of mountain permafrost conditions.

In the headwaters of the upper basin of Bermejo river rock glaciers have been located using visual interpretation techniques in different types of satellite imagery and field identification.

Ecosystems and their population in the Dry Andes are particularly fragile to any change caused by global warming.

This study aims to provide preliminary observations of rock glaciers and associated periglacial geoforms. This is a contribution to the knowledge of the hydrology of the region to generate baseline information for adapting to possible future changes. Results put in evidence the advantages of using geomatics tools in areas of difficult accessibility, with reduced costs and work time.

**Key words:** mountain permafrost, rock glaciers, upper basin of the Bermejo river, Geomatics.

#### INTRODUCCIÓN

El río Bermejo tiene sus nacientes en Bolivia (Tarija) y en el NO Argentino, en el límite de las provincias de Salta y Jujuy, en los Andes Áridos, en Cordillera Oriental, sierra de Santa Victoria por lo que es un cauce de incumbencia internacional, con importantes recursos naturales y económicos en sus zonas de influencia (COBINABE, 1995). En la alta cuenca del río Bermejo (entre los 3600 m s.n.m.

y más de 5000 m s.n.m.), se han localizado glaciares de escombros en 3 de las subcuencas de altura que la constituyen: la del río Condado, la del río Iruya y la del río Los Toldos–Lipeo.

Los glaciares de escombros son geofomas criogénicas meso-escalares de alta montaña constituidos por una mezcla de hielo y materiales no consolidados moviéndose pendiente abajo. Tienen un contenido de hielo menor que los glaciares descubiertos, estimado entre el 40 y 60% y una capa activa de un espesor variable en función de la altura (Barsch, 1996; Trombotto y Ahumada, 2005; Trombotto y Borzotta, 2009), con marcadas diferencias geomorfológicas. Generalmente, presentan forma de lóbulo o lengua y en algunos casos, sistemas complejos superpuestos polimórficos, originados por el aporte o ingreso de rocas provenientes de taludes o incorporadas del detrito morénico. En la superficie muestran algún grado de selección, arrugas y surcos, productos de la deformación de la mezcla de hielo y detrito que son indicadores de mecanismos de flujo.

Haerberli (1985) y Trombotto (1991), entre otros, los caracterizan como la mayor expresión geomorfológica del permafrost reptante. El permafrost es definido como suelo que permanece con temperaturas por/o debajo de 0°C por dos o más años consecutivos (van Everdingen, 1998). La presencia de glaciares de escombros es usada comúnmente como indicador directo de condiciones de permafrost de montaña. Para los Andes Centrales, Trombotto et al. (1999) indican que es posible localizar permafrost de montaña próximo a la altura de la isoterma media anual de 0°C, o incluso en emplazamientos con temperaturas positivas en función del balance de energía superficial. Brenning (2005) a su vez, determina valores de 0.5°C para el nivel de 3500 m s.n.m. con la mayor concentración de glaciares de escombros de los Andes Centrales chilenos; además, reconoce la ocurrencia de glaciares de escombros intactos (activos e inactivos: ambas categorías contienen hielo, Barsch 1996) a una altura de 3000 m s.n.m., donde se encuentra la isoterma de 4°C.

Los glaciares de escombros son particularmente frecuentes y bien desarrollados en regiones montañosas continentales áridas a semi-áridas poseedoras de una importante producción de material detrítico y constituyen un reservorio o almacén de recursos hídricos congelados que contribuyen al régimen hidrológico en las altas montañas del mundo (Corte, 1976, 1978; Gorbunov, 1978; Burger et al. 1999; Trombotto, 2000; Brenning, 2005, entre otros autores). Su condición de acuífero potencial es demostrada por los arroyos que fluyen desde sus frentes. Son las geofomas de permafrost más visibles y representables por mapeo.

El reconocimiento de permafrost es de importancia crucial ante las transformaciones generadas por el cambio climático, ya que se trata de un fenómeno térmico que reacciona sensiblemente a las modificaciones de la temperatura media anual del aire. Su distribución en la alta montaña de la región intratropical de Argentina es aún poco conocida. El calentamiento global ha incidido marcadamente en las regiones glaciales y periglaciales de alta montaña del mundo, con tasas aceleradas de cambio (Haerberli y Beniston, 1998). Mientras los glaciares descubiertos retroceden y se predice su descongelamiento durante el siglo XXI, el agua contenida en el hielo de los glaciares de escombros está protegida de los cambios térmicos por su capa rocosa aislante (capa activa), que les permite permanecer congelados más tiempo, no obstante estar en desequilibrio con el régimen térmico actual y con los rápidos cambios del clima en el presente (Brenning, 2005).

Con el incremento de la población mundial, la provisión de agua dulce constituye un problema global que se manifiesta con una demanda creciente y un suministro decreciente, agravado por el efecto del calentamiento global sobre las reservas congeladas.

En la Cordillera de los Andes las temperaturas se han incrementado en 0.62°C entre 1901 y 1997, superando en 0.4°C lo esperado durante los 90 (IPCC, 2001). Recientemente se informó que el cambio de temperatura global de la superficie terrestre para el final del siglo XXI es probable que exceda 1.5°C con respecto a los calculados previamente para 1950/2000 en la mayoría de los escenarios planteados por el IPCC (IPCC, 2013). Estos fenómenos, generarán grandes cambios en las comunidades de montaña afectando sus economías de subsistencia y alimentarias. Por ello la identificación de estos recursos hídricos congelados ha tomado una trascendencia significativa en nuestro país (IANIGLA, 2010).

Este estudio tiene por objeto realizar, en esta primera etapa, un inventario sobre la distribución, localización y morfometría de los glaciares de escombros activos e inactivos (reservas hídricas congeladas) y de geofomas que acompañan a los mismos en la alta cuenca del Río Bermejo, poniendo énfasis en su reconocimiento mediante el uso de imágenes satelitales, Modelo Digital de Elevación (MDE) y Sistema de Información Geográfica (SIG). El inventario realizado a partir de los métodos indirectos de detección, fue corroborado mediante el control de campo.

Los resultados alcanzados permitirán además, contribuir a la obtención de una línea de base ambiental necesaria para la planificación territorial en los organismos gubernamentales de manejo de recursos hídricos, desarrollo sustentable y prevención de riesgos, vulnerabilidad y adaptación de la población.

## CLASIFICACIÓN DE LOS GLACIARES DE ESCOMBROS

En función de su estado termodinámico y su contenido de hielo, se pueden reconocer tres tipos de glaciares de escombros (Wahrhaftig y Cox, 1959; Barsch, 1996; entre otros):

- *Glaciares de escombros activos*: sus frentes carecen de vegetación, tienen una inclinación pronunciada, que supera el ángulo de reposo de los materiales, más de 32° y manifiestan en su superficie una deformación significativa (crestas y surcos transversales) e inestabilidad en su cobertura rocosa, características morfológicas diagnósticas de movimiento producto de su contenido de hielo. En el terreno los glaciares de escombros activos muestran superficies latero-frontales frescas (las rocas se encuentran casi sin alteración o pátinas), bordes agudos y caídas de bloques en el frente, indicadoras de movimiento.

- *Glaciares de escombros inactivos*: sus frentes tienen pendientes menos elevadas y han sido invadidos por vegetación parcialmente, tienen sus bordes suavizados o redondeados, no presentan movimiento y aún contienen hielo. Evidencian pendientes frontales y marginales oscuras con poco contraste de color.

- *Glaciares de escombros relícticos o fósiles*: han perdido su contenido de hielo y carecen de movimiento. Han sido cubiertos por vegetación totalmente y tienen una topografía muy irregular producto de la desaparición del hielo.

## ÁREA DE ESTUDIO

La sierra de Santa Victoria constituye el límite interprovincial entre Jujuy y Salta y la cadena montañosa más septentrional de la provincia geológica de la Cordillera Oriental. La sierra de Santa Victoria se extiende entre los 22°08' S y los 23°00' S (Trópico de Capricornio) y entre 65° y 65°30' O (Figura 1). Su altura máxima es de 5055 m snm y su altura media de 3000 m s.n.m. Sus laderas orientales, en territorio salteño, contienen las cabeceras del río Bermejo Superior con una topografía muy accidentada e inaccesible.

Conforma un cordón longitudinal angosto orientado en dirección norte-sur en su tramo septentrional y en su parte austral posee una variación en su dirección pasando a ser nornordeste-sudsudoeste como consecuencia de sucesivos desplazamientos estructurales hacia el oeste. Con alturas superiores a 5000 m s.n.m., sus alturas máximas son el Cerro Azul Casa (5009 m s.n.m.), el C° Fundación (5050 m s.n.m.), C° Negro (5029 m s.n.m.) y el C° Campanario (4730 m s.n.m.). El área de estudio se localiza en su ladera oriental, desde los 3800-4000 m s.n.m. hasta los 5000 m s.n.m. o más, donde se desarrolla la red de avenamiento que constituyen las cuencas de cabecera del río Bermejo superior.

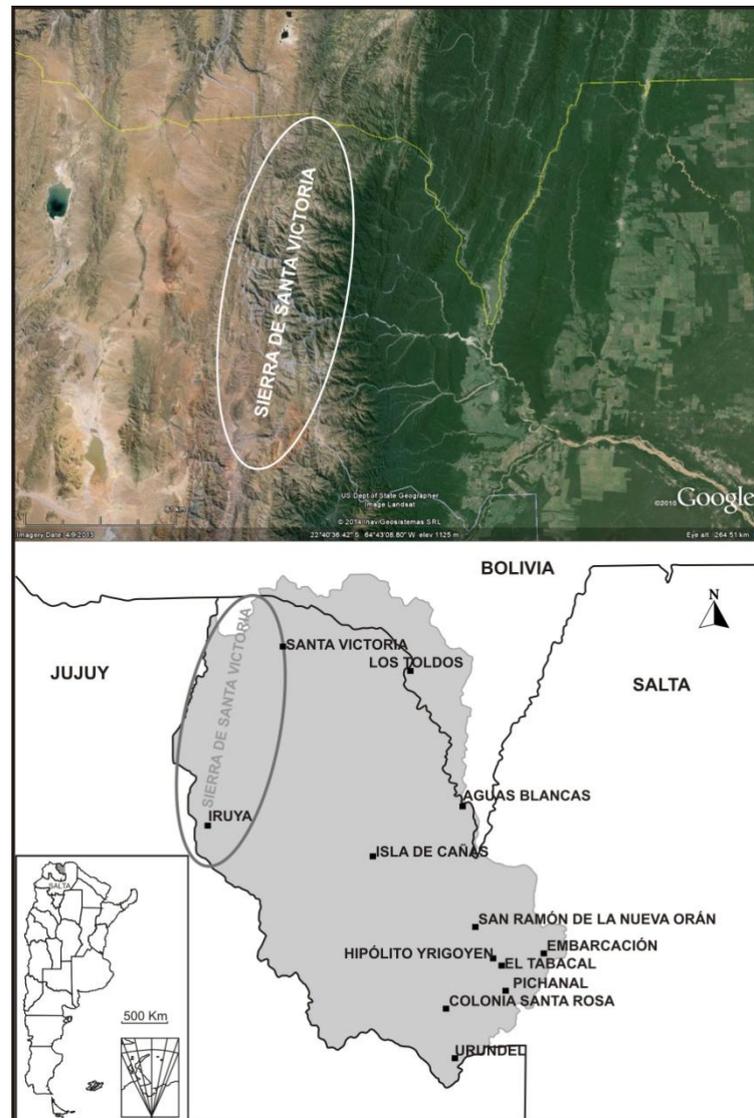
En su conformación geológica se destacan afloramientos del basamento representados por la Formación Puncoviscana (de edad precámbrica–eocámbrica), el Grupo Mesón (areniscas cámblicas), depósitos de lutitas y areniscas del Grupo Santa Victoria, (de edad ordovícica) a las que se superponen acumulaciones clásticas del Pleistoceno superior y Holoceno.

El estilo estructural marcado por la tectónica Neógena, en la Cordillera Oriental es de fallamiento y plegamiento, representando una comarca elevada que se desplaza hacia el este sobre Sierras Subandinas.

Los rasgos geomorfológicos más destacados corresponden a la actividad glaciaria y periglacial. En el pasado acontecieron ocho eventos glaciarios evidenciados por sus depósitos morénicos y tres ciclos de generación de glaciares de escombros que fueron datados en base a determinaciones de C<sup>14</sup> en muestras de turba y en horizontes fósiles A y Ck. (Zipprich et al., 2000). Las morenas más antiguas que se preservaron por su mayor desarrollo y extensión, son anteriores al último máximo glacial (M1 a M3). Los glaciares de escombros RG1 (relícticos o fósiles actualmente) serían productos de eventos periglaciales posteriores al depósito de M3; las morenas M4 y M5 corresponden al Tardiglacial. La depositación de las morenas M6 aconteció durante el Holoceno temprano. La sedimentación de las morenas M7 ha sido datada con una edad máxima de 5280±200 C<sup>14</sup> años A.P. Los glaciares de escombros inactivos RG2 estuvieron activos en este ciclo. Cambios en las condiciones climáticas facilitaron posteriormente la acumulación de las morenas M8.

Las condiciones actuales del clima se establecen alrededor del 1500 C<sup>14</sup> años A.P., con actividad de glaciares de escombros (RG3) en los circos. En el presente no existen cuerpos de hielo descubierto debido a las características semi-áridas del clima actual. Su existencia pasada fue relacionada a modificaciones climáticas que implicaron mayores precipitaciones, producto de aumento en el flujo de humedad del NE, que se interpretó como una intensificación o traslación al Sur del sistema tropical de circulación atmosférica (Zipprich et al., 2000; Schäbitz et al. 2001).

En cuanto al clima actual de la región, durante la estación estival, los vientos alisios procedentes del Atlántico, descargan su humedad en las Sierras Subandinas y la Cordillera Oriental de la provincia de Salta con los mayores niveles de precipitación, unos 1200 mm en promedio, en alturas inferiores a los 3000 m s.n.m. correspondientes a la cuenca baja. Estos vientos al ascender a la región de trabajo, llegan poco cargados de humedad, con alrededor de 390 mm (Kull et al., 2003). En contraste, el invierno es la estación seca debido a la instauración del anticiclón del Atlántico Sur en la región chaco-salteña, como consecuencia de las bajas temperaturas reinantes. En la zona de trabajo, los vientos son considerablemente fuertes.



**Figura 1.** Ubicación geográfica de: a). La sierra de Santa Victoria (óvalo blanco), b). Cuenca del Rio Bermejo, y c) en mapa de Argentina.

**Figure 1.** Geographic location of: a). Sierra de Santa Victoria (white oval), b). Bermejo river Basin, and c) in Argentinean map.

La Estación Meteorológica La Quiaca S.M.N. (3459 m s.n.m.) ubicada a la sombra de la Sierra de Santa Victoria, recibe solo 322 mm/año de precipitación y registra una temperatura media anual del aire de 9.4°C (promedio periodo 1908–1990, Bianchi y Yañez 1992). La Quiaca, registra poca variación climática estacional pero con una amplitud térmica diaria muy marcada. Los días son cálidos con temperaturas máxima media anual de 19 a 20°C y las noches son frías con temperaturas mínima media anual de 0 a -2°C (Minetti, 2005). Teniendo en cuenta el gradiente altitudinal de 0.8°C/100 m (ajustado por Kull et al., 2003) y en base a los datos de la estación meteorológica La Quiaca, calculamos por extrapolación, la temperatura media anual del aire para una altura promedio

de 4400 m s.n.m., que resultó de unos 1.9°C aproximadamente y para los 4600 m s.n.m. de 0.3°C aproximadamente.

Estas condiciones meteorológicas generan fenómenos de congelamiento y descongelamiento diario y estacional. Estos procesos favorecen la conformación de paisajes periglaciales e imponen severas limitaciones al desarrollo de la vida vegetal, y por ende a los cultivos. La orografía juega un rol primordial en el clima para esta región de altura. A su vez, el clima y la exposición de las laderas, son decisivos en la características morfocriogénicas del sector (Masaguer, 2009).

La radiación solar que incide en la región es elevada, al igual que en todas las regiones andinas de altura, sumada a sublimación durante el invierno y evaporación, fundamentalmente en el verano. Minetti (2005) calcula una radiación global para la región de 140 Kcal/cm<sup>2</sup>. Esta radiación influye de manera considerable en las geofformas y procesos criogénicos que allí se generan, al igual que en las características de los sistemas hídricos (Schrott, 1994).

La región pertenece al dominio fitogeográfico andino- patagónico representado por las provincias Punoña y Altoandina. La provincia Altoandina, entre 4000 a 4800 m s.n.m., contiene pastizales altoandinos puros, con arbustos y vegas de altura como unidades azonales, entre pedregales y roquedales. (Ruthsatz y Movia, 1975).

Los habitantes de estas regiones se agrupan en pequeños pueblos o caseríos (rodeos) y en puestos dispersos por los cerros en sitios escabrosos y alejados. La ganadería y la agricultura representan la actividad productiva de la región, tratándose de una economía de subsistencia. Toda la zona posee una tradición antigua con valiosas expresiones culturales mestizas e indígenas de los grupos denominado *collas*. Su condición de habitabilidad hace que los indicadores sociales muestren valores de desventajas para este grupo socio-cultural que por otro lado cumple un rol fundamental en la ocupación y utilización del territorio.

## METODOLOGÍA

Para la realización del inventario se siguió la metodología estandarizada por el grupo del IANIGLA (Castro, et al., 2012). En la región de trabajo no existen glaciares descubiertos ni manchones de nieve, solo existen glaciares de escombros. Los mismos sólo pueden ser mapeados por digitalización manual (Stokes et al., 2007), utilizando software de código abierto o libre.

### Delimitación de cuencas hidrográficas a partir de modelos de elevación

La delimitación de cuencas hidrográficas se efectuó con el objetivo de extraer la red de drenaje y sus respectivas cuencas para poder separar las áreas clasificadas como glaciares de escombros en cuerpos independientes. Este es un paso fundamental para la realización de un inventario de glaciares en montañas (Castro et al. 2012). Se utilizó el software Quantum GIS-GRASS (<http://qgis.org/>) para el procesamiento del Modelo Digital de Elevación GDEM2, con una resolución espacial de 30 m (<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>).

Las herramientas de GRASS están ordenadas en una serie de pasos sucesivos a seguir, a través de instrucciones y reglas bien definidas, determinadas en una lista de Módulos. El procedimiento comienza con el Módulo “r. fill. dir”, con el cual se realizó el pre-procesamiento del GDEM2, este paso es necesario para asignarle valores altimétricos a todos los sumideros que no los poseen y que pueden generar errores en la capa de salida, con este procedimiento se obtuvo un GDEM2 con todos los sumideros llenos. Posteriormente se utilizó el Módulo “r. watershed” sobre el GDEM2 creado en el paso anterior, el tamaño mínimo de cuenca elegido fue de 100 km<sup>2</sup>. Finalizado el proceso se obtuvieron mapas de cuencas, de segmentos de corriente y de dirección de drenaje. Con el módulo “r.to.vect.area” se procedió a vectorizar los mapas obtenidos y con el Módulo “v.out.ogr” fueron convertidos al formato shape (.shp). La capa de cuencas fue corregida luego por digitalización manual con el software libre KOSMO (<http://www.openSIG.es/>), dado que no siempre hay coincidencia entre el límite de una cuenca obtenida de un MDE y el límite de la misma cuenca en una imagen satelital, cuando se superponen ambas capas y se realiza una observación directa.

### Selección de imágenes satelitales y georreferenciación

Para realizar el inventario de glaciares de la cuenca río Bermejo se usaron las imágenes Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) del satélite TERRA (obtenidas por el convenio IANIGLA-GLIMS), China Brazil Earth Resource Satellite (CBERS) 2B (sensor High Resolution Panchromatic Camera –HRC-) LANDSAT Thematic Mapper (TM) y Google Earth como herramienta complementaria, útil dada la alta resolución espacial de sus imágenes, y la posibilidad de

observar con distintos ángulos e inclinaciones los rasgos superficiales de las geoformas a inventariar, basados en la experiencia de Bajracharya y Shrestha (2011), en el inventario de glaciares del Himalaya.

Las imágenes LANDSAT 5 TM, fueron provistas del sitio USGS (United States Geological Survey), aceptadas con base de referencia (Tucker et al., 2004). La selección de las imágenes utilizadas se muestra en la Tabla 1.

| ID imagen  | Fecha      | Nivel de procesamiento                      | Objetivo                                     |
|--|------------|---|--|
| <i>Landsat TM:</i><br>LT52310762009221COA01                          | 09/08/2009 | Georeferenciada y ortorectificada en origen | Base georeferenciación                       |
| <i>Landsat TM:</i><br>LT52310752009221COA01                          | 09/08/2009 | Georeferenciada y ortorectificada en origen | Base georeferenciación                       |
| <i>ASTER:</i><br>AST14OTH_003_0507200114<br>4530_20120705080807_3852 | 07/05/2001 | Georreferenciada referencia (LANDSAT5 TM)   | Apoyo delimitación de glaciares de escombros |
| <i>ASTER:</i><br>AST14OTH_003_0713201114<br>4134_20120705080807_3849 | 13/07/2001 | Georreferenciada referencia (LANDSAT5 TM)   | Apoyo delimitación de glaciares de escombros |
| <i>CBERS_2B_HRC_2009083</i><br>0_173_B_126_1_L2_BAND1                | 30/08/2009 | Georreferenciada referencia (LANDSAT5 TM)   | Apoyo delimitación de glaciares de escombros |
| <i>CBERS_2B_HRC_2009083</i><br>0_173_B_126_2_L2_BAND1                | 30/08/2009 | Georreferenciada referencia (LANDSAT5 TM)   | Apoyo delimitación de glaciares de escombros |
| <i>CBERS_2B_HRC_2009082</i><br>2_173_A_125_2_L2_BAND1                | 22/08/2009 | Georreferenciada referencia (LANDSAT5 TM)   | Apoyo delimitación de glaciares de escombros |
| <i>CBERS_2B_HRC_2009082</i><br>2_173_A_125_3_L2_BAND1                | 22/08/2009 | Georreferenciada referencia (LANDSAT5 TM)   | Apoyo delimitación de glaciares de escombros |
| <i>CBERS_2B_HRC_2009082</i><br>2_173_A_125_4_L2_BAND1                | 22/08/2009 | Georreferenciada referencia (LANDSAT5 TM)   | Apoyo delimitación de glaciares de escombros |

**Tabla 1.** Imágenes Satelitales seleccionadas para el inventario de glaciares de escombros en la alta cuenca del río Bermejo.

**Table 1.** Selected Satellite Images to the inventory of rock glaciers in the High Bermejo river basin.

Para minimizar posibles errores que introduce la cobertura nubosa en la digitalización de las geoformas, se eligieron imágenes de la época del año con menores precipitaciones, abril a octubre, dado que en las montañas del NOA el 80% de las precipitaciones están concentradas durante los meses estivales, diciembre a febrero, con menos frecuencia en los invernales, junio a agosto (Minetti, 2005).

Las imágenes LANDSAT TM se utilizaron como base de georreferenciación y se realizó con el software libre gvSIG. Las imágenes ASTER y CBERS 2B, de 15 y 2.7 m de resolución geométrica respectivamente, fueron utilizadas para la identificación visual, digitalización y mapeo de los glaciares de escombros y cubiertos. Las coordenadas fueron referidas al sistema de referencia global WGS84 y proyectadas en el sistema Universal Transverse Mercator (UTM), zona 19S. Este sistema de referencia y proyección es utilizado internacionalmente, lo que permitirá comparar los resultados obtenidos en este trabajo con la información de otros países. Las superficies están expresadas en km<sup>2</sup> y las alturas en metros sobre nivel del mar (s.n.m.). El GDEM2 (ASTGTM2\_S27W067), se usó para delimitar las cuencas y para calcular las curvas de nivel (cada 500 m).

### Digitalización de los glaciares de escombros

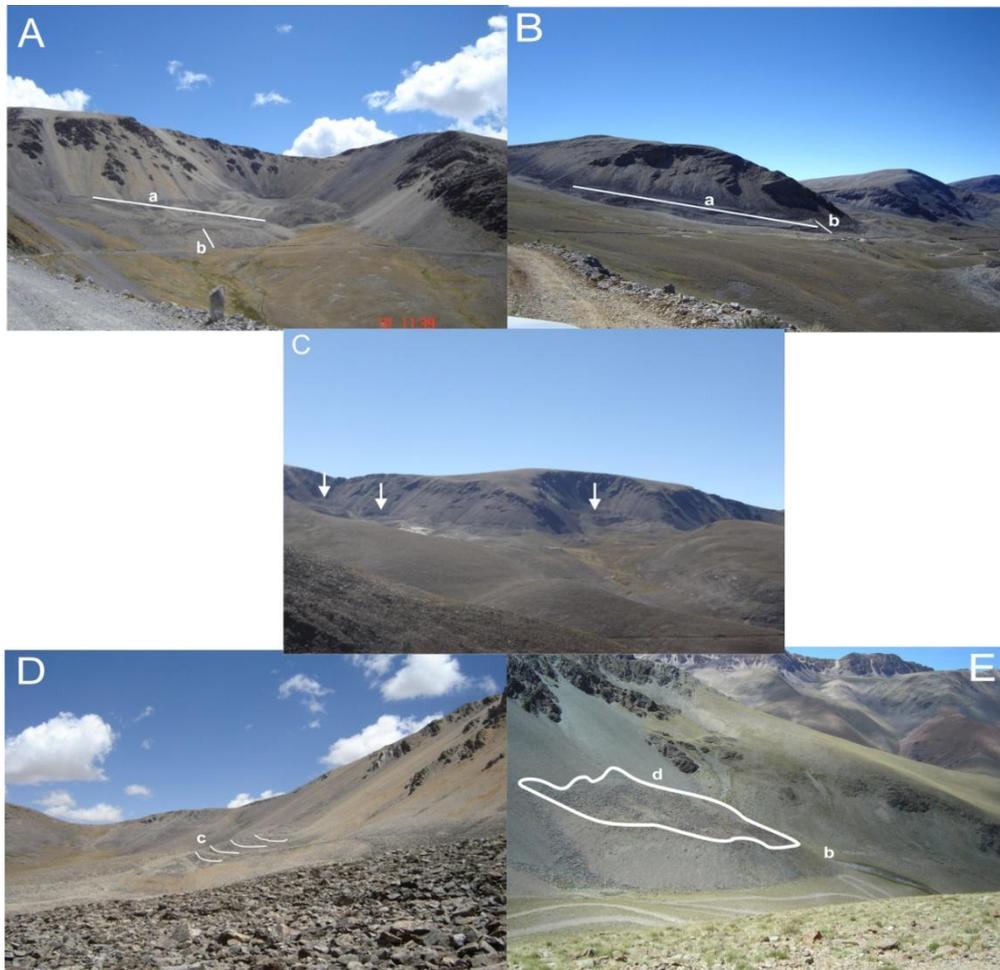
La base de datos del inventario de glaciares y ambiente periglacial de la cuenca del río Bermejo incluye la identificación de cada uno de los glaciares, su clasificación morfológica, y parámetros de índole física tales como área, altura máxima, media, mínima, orientación, pendiente, largo total, etc. Estas bases de datos fueron armadas mediante el software KOSMO.

Para clasificar los glaciares se usaron las normativas internacionales en uso (principalmente del WGMS, 2008, Racoviteanu et al 2009 y GLIMS, <http://www.glims.org/>), con adaptaciones debido a las particularidades de las geformas de los Andes del NOA. Se identificaron glaciares de escombros activos e inactivos y se incluyeron geformas con áreas mayores a 0.01 km<sup>2</sup>.

Cabe destacar, que en algunos casos las geformas periglaciales que detectamos pueden estar compuestas por secciones de glaciares de escombros activos e inactivos formando parte de una sola unidad glaciaria con un código de identificación único (ID). El código de identificación o ID de un glaciar fue generado a partir de las coordenadas geográficas de un punto ubicado en el interior del mismo expresadas en longitud y latitud. Por ejemplo, el glaciar identificado con el ID igual a G662233O261641S corresponde al glaciar que contiene un punto situado 66.2233° O y 26.1641° S.

### Control de inventario en terreno

Los resultados obtenidos según la metodología descrita, fueron validados en campañas llevadas a cabo en sectores accesibles de la cuenca, en las cuales se realizó el reconocimiento y examen de los glaciares de escombros, con el fin de comprobar su localización, estado actual y clasificación primaria.



**Figura 2.** Glaciares de escombros: A). glaciar complejo con desarrollo de vegas, B). Glaciar multiraíz, C). Glaciares complejos, circos glaciarios, morenas, D). glaciar de talud, e-glaciar de escombros de talud con vega. a). longitud del glaciar de escombros. b). espesor del frente del glaciar. c). crestas, indicadoras de movimiento. d). perímetro de la superficie superior del glaciar.

**Figure 2.** Rock glaciers: A). Complex rock glaciers with bog, B). Multiroot rock glacier, C). Complex rock glaciers, glacial cirques, moraines; D). talus rock glacier, E-talus rock glaciers with bog. a). Rock glacier length. b). Thickness of the rock glacier front. c). Ridges, indicative of movement. d) Perimeter of the top surface of rock glacier.

Para ello, se realizaron mediciones de pendiente de los frentes mediante inclinómetro marca Suunto. La posición geográfica de la superficie superior de las geoformas fue medida con navegador GPS marca Garmin-Etrex VISTA (error de lectura en la horizontal <10 m, en vertical puede ser mayor). Las mediciones de longitudes, aproximadas, fueron realizadas con cinta métrica metálica de 50m, jalones y nivel de mano, mediante el procedimiento rápido de uso tradicional y se realizaron estimaciones porcentuales de superficie cubierta por vegetación en los frentes. Se constató la caída de rocas en el frente o la acumulación de bloques en la base de la nariz de las geoformas (Figura 2).

Asimismo se realizaron observaciones in-situ de procesos periglaciales activos de congelamiento estacional, los que pueden observarse en la Figura 3 y del comportamiento de geoformas asociadas a los glaciares de escombros, lagunas y vegas.



**Figura 3.** Procesos periglaciales: A). hielo lenticular en el suelo; B). hielo lenticular en el suelo; C). perfil de suelo descongelado; D). estructura sacarosa; E). suelo estructurado, F). extrusión.

**Figure 3.** Periglacial processes: A). lenticular ice in soil; B). lenticular ice in soil; C). thawed soil profile, D). saccharose structure; E). structured soil; F). extrusion.

#### **Medición del caudal utilizando molinete hidráulico y cinta métrica**

Se identificaron los canales de desagüe de los glaciares de escombros y se definieron los sitios de medición. Estos sitios deben tener las siguientes características:

- El canal donde se realiza la medición debe ser recto.
- La sección transversal y la pendiente deben ser uniformes.
- La profundidad debe ser suficiente para que el molinete quede inmerso en el agua.
- El canal debe estar limpio y libre de obstrucciones.

Para medir la velocidad de la corriente se utilizó un molinete hidráulico marca Seedmech- Global Water, modelo: FP111. La velocidad media se determinó al 60% de la profundidad del flujo, con 5 lecturas en cada punto, el error aproximado de este método es del 3%. El tiempo de medición de cada lectura se consideró entre 30 a 60 segundos, según la velocidad de la corriente.

Se procedió luego a calcular el área de la sección hidráulica transversal del canal, que por tratarse de cauces naturales presentan forma irregular. Para ello se midió meticulosamente, utilizando una cinta métrica, el ancho del canal y las profundidades en sentido transversal al flujo de la corriente, en tramos fijos cada 5 cm. La forma irregular del área transversal obtenida fue dividida en formas regulares para el cálculo de las áreas parciales. La sumatoria de las mismas dio como resultado las áreas de las secciones hidráulicas transversales en los puntos de medición.

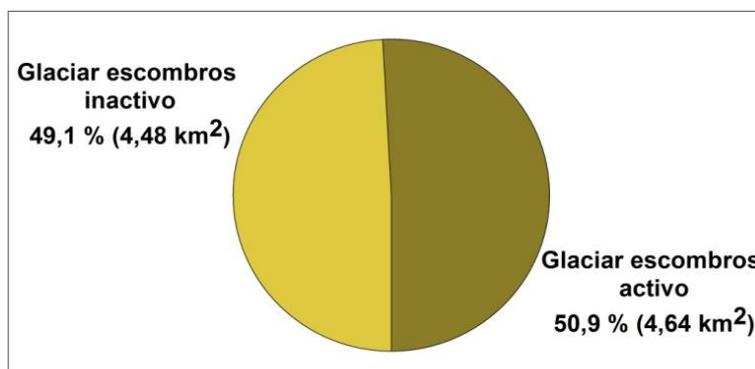
Con la aplicación de la fórmula:  $Q$  (caudal) =  $V$  (velocidad)  $\times$   $A$  (área), se obtuvieron los caudales correspondientes a cada sitio de muestreo.

Estos caudales fueron tomados en las proximidades de sistemas periglaciales complejos con glaciares de escombros de los que pequeños arroyos. En algunos casos se descendió hasta 600 m debajo del frente de las geoformas, para realizar la medición en la confluencia de la mayor cantidad de corrientes vinculadas al sistema medido. Las temperaturas fueron tomadas con un termómetro digital modelo CTH 6200 con sonda.

Se realizaron controles de terreno en cada sub-cuenca. Las campañas a la región se efectuaron en los meses de mayo y setiembre (el 1º año) y en abril y diciembre (el 2º año). Fueron 4 campañas de 5 días cada una.

## RESULTADOS

La cuenca del Río Bermejo ocupa una superficie de 14535.8 km<sup>2</sup>. En tres de sus subcuencas: ríos Iruya, Condado y Los Toldos–Lipeo, se encuentran geoformas periglaciales, que fueron inventariadas y cubren una superficie de 9.12 km<sup>2</sup>. En total se inventariaron 253 geoformas (más 33 geoformas < 0.01 km<sup>2</sup>, protalus, que suman 0.1 km<sup>2</sup>). De las 253 geoformas inventariadas, 13 unidades están formadas por más de 1 polígono, correspondientes a un glaciar de escombros activo asociado con otro inactivo, cuyos límites están poco definidos, formando en total 238 unidades mapeadas (Figura 5).



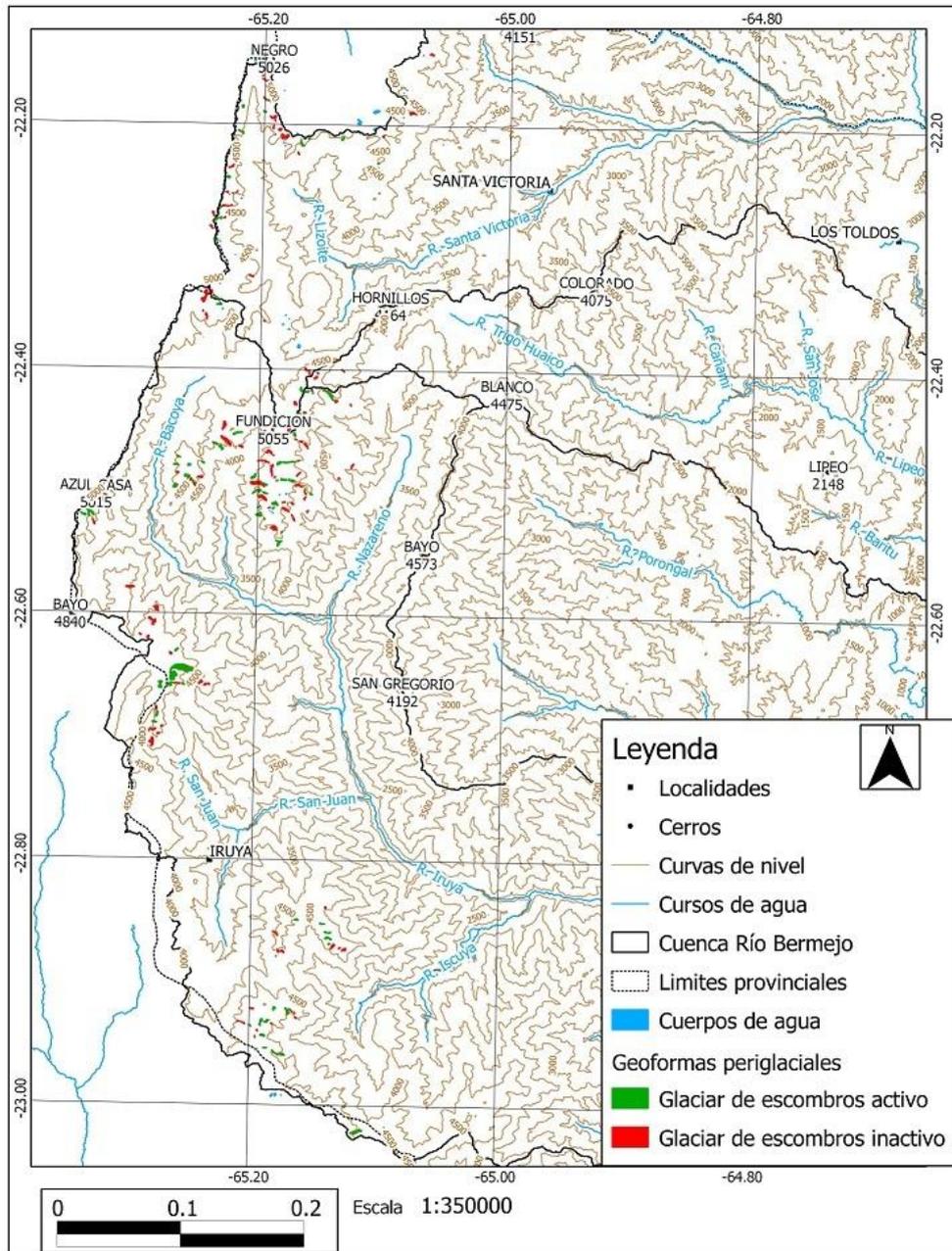
**Figura 4.** Distribución porcentual según actividad de las geoformas inventariadas en la alta cuenca del río Bermejo.

**Figure 4.** Percentage distribution according to activity landforms inventoried in the high Bermejo river basin.

Se han determinado desde el punto de vista de su geometría, glaciares de escombros en forma de lengua, lobulados o equidimensionales simples o complejos. En el caso de los sistemas de glaciares de escombros complejos encontramos del tipo multiraíz, multiunidad y multilobulados. Los dos últimos tipos han sido adjudicados a sucesivas reactivaciones (Haeberli, 1985; Trombotto y Borzotta, 2009) pudiendo identificar hasta tres ciclos (Figura 2).

Los glaciares de escombros de talud, son los más frecuentes y estos a su vez, se presentan asociados generando otro tipo de formas complejas. El mayor número de glaciares de escombros de talud en la región está relacionado con valores de pendiente superiores a 20°. Los mismos generalmente se desarrollan en las paredes de los antiguos circos glaciares contando con una fuerte provisión de detrito desde los taludes o de las paredes. Los glaciares de escombros también suelen ocupar el fondo de valle glaciar, desarrollando en estas situaciones formas espatuladas y/o lobuladas.

De las 238 unidades inventariadas, 97 (4.64 km<sup>2</sup>) se identificaron como glaciares de escombros activos y 141 (4.48 km<sup>2</sup>) como glaciares de escombros inactivos (Figura 4).

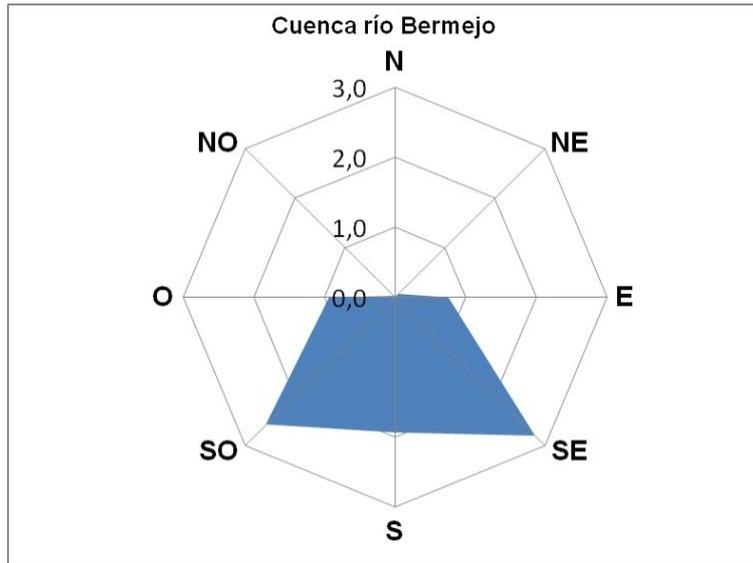


**Figura 5.** Mapa de localización y distribución de glaciares de escombros en las subcuencas río Condado, río Toldos-Lipeo y río Iruya.

**Figure 5.** Location and distribution map of rock glaciers in Condado river, Los Toldos-Lipeo river and Iruya river sub basins.

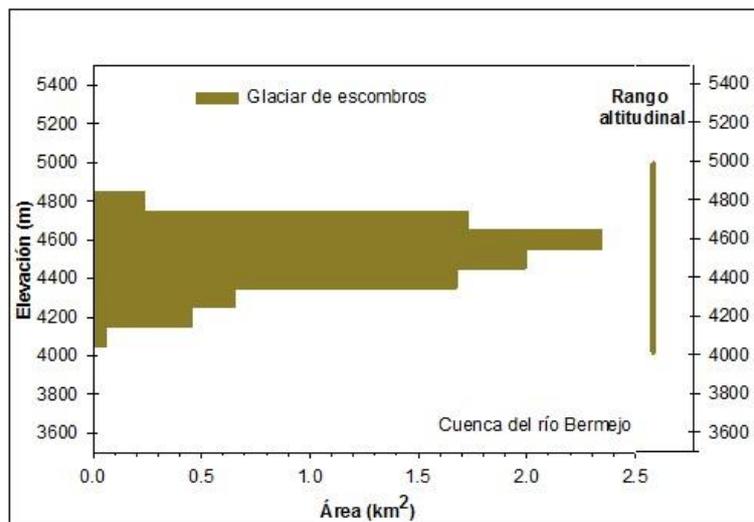
El estado de actividad de los glaciares de escombros ha sido validado en terreno en función de sus atributos geomorfológicos. En este sentido las condiciones de actividad de estas geformas en la región, hasta tanto se realicen estudios de determinación de estructura interna y de movimiento, tendrían características transicionales entre los tres tipos de actividad conocidos. Se han observado sistemas complejos de glaciares de escombros con sectores activos, inactivos y relícticos.

La orientación predominante de las geformas inventariadas es S (29%, n=62), SO (27%, n=64), SE (26%, n=62) y en menor medida O (11%, n=25), (Figura 6) indicando dependencia con la radiación solar.



**Figura 6.** Orientación de las geoformas inventariadas, en términos de su área (km<sup>2</sup>).  
**Figure 6.** Orientation landforms inventoried, in terms of their area (km<sup>2</sup>) in the high Bermejo river basin.

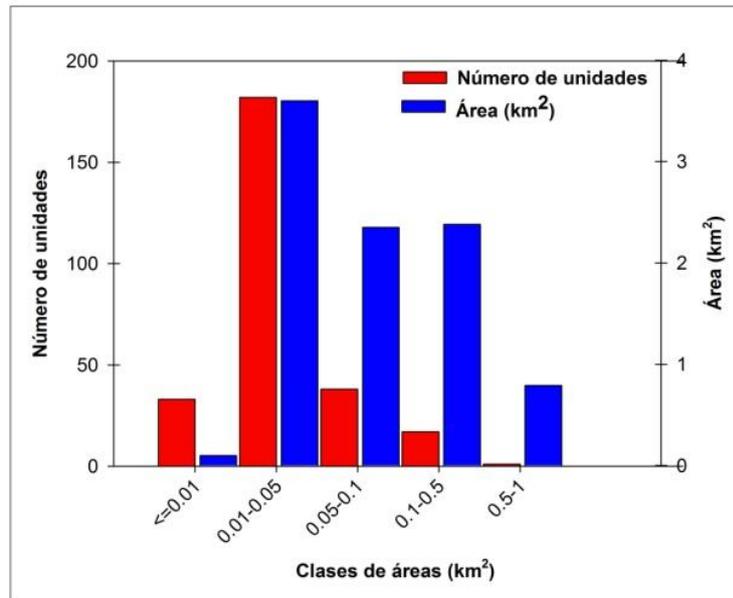
El tamaño de las geoformas varía entre 0.01 y 0.8 km<sup>2</sup>; la mayoría (76%) tiene entre 0.01 y 0.05 km<sup>2</sup>, cubriendo una superficie de 3.6 km<sup>2</sup>, el 16 % tiene entre 0.05 y 0.1 km<sup>2</sup>, alcanzando 2.35 km<sup>2</sup>, el 7% entre 0.1 y 0.5 km<sup>2</sup> con un área de 2.38 km<sup>2</sup> y el 0.4%, entre 0.5 y 1 km<sup>2</sup> y solo una unidad de 0.8 km<sup>2</sup> (Figura 7).



**Figura 7.** Distribución del número y superficie de los glaciares de escombros inventariados, cuenca alta del río Bermejo.  
**Figure 7.** Distribution of the number and area of rock glaciers inventoried, high Bermejo river basin.

Los glaciares de escombros se localizan por encima de los 4000 m s.n.m., con un rango de altura que va desde los 4010 a 4896 m s.n.m. y de 4128 a 4861 m s.n.m. para los activos, presentando la mayor concentración areal (2.35 km<sup>2</sup>) de geoformas alrededor de los 4600 m s.n.m. (Figura 8).

Los glaciares de escombros activos se encuentran a partir de 4128 m s.n.m. y sus frentes presentan pendientes superiores al ángulo de reposo (Figura 2D y E). Los glaciares de escombros inactivos aparecen a 4010 m s.n.m., tienen hundimientos pronunciados y frentes deteriorados con menores pendientes. Los sistemas de glaciares de escombros multilobulados por superposición de eventos (Figura 2A) y multiraíz (Figura 2C) tienen desarrollos superficiales importantes.



**Figura 8.** Hipsometría de los glaciares de escombros, cuenca río Bermejo (subcuencas Iruya, Condado y Los Toldos-Lipeo).

**Figure 8.** Rock glaciers hypsometry, Bermejo River basin (sub basins: Iruya, Condado- Los Toldos and Lipeo).

La validación en terreno de las geoformas fue relevante, con un 90% de eficacia. Se controlaron en total 27 unidades de las geoformas mapeadas.

Se identificaron otras geoformas asociadas hidrológicamente a los glaciares de escombros: vegas que crecen a expensas de estas geoformas (Figura 2A y E) indicando su integración y dependencia del sistema hídrico vinculado al permafrost de montaña. Evidencian formas menores adjudicadas al congelamiento estacional y son indispensables para la conservación de la biodiversidad de altura.

En la misma relación se reconocieron lagunas someras que crecen en el borde de glaciares de escombros y presentan variaciones estacionales en sus contenidos hídricos (Figura 9). Durante el período estival alcanzan su máxima extensión y durante el invierno decrecen o se secan. Las vegas y las lagunas son utilizadas por los pobladores como aguadas y zonas de pastoreo en el verano.

Se informan algunos datos de caudales obtenidos durante la primavera (Tabla 2). El mayor caudal fue registrado a los 4087 m s.n.m., coincidente con las mayores temperaturas del aire y del agua registrada. En tanto que el menor caudal se registró a los 4211 m s.n.m. Las menores temperaturas del aire y del agua se registraron a mayor altura (4384 m s.n.m.).

Los procesos periglaciales estacionales son activos en la región. En la Figura 3A y B se puede observar hielo lenticular en el suelo. En la Figura 3C y D se observa estructura sacarosa producto de la formación de lentículas de hielo (Figura 3B).

En el frente de los glaciares de escombros en la capa superior, se observa selección vertical o gradación inversa. En los niveles inferiores aparecen nidos de rodados, (open work gravels), producto de los fenómenos de crecimiento de hielo de segregación.

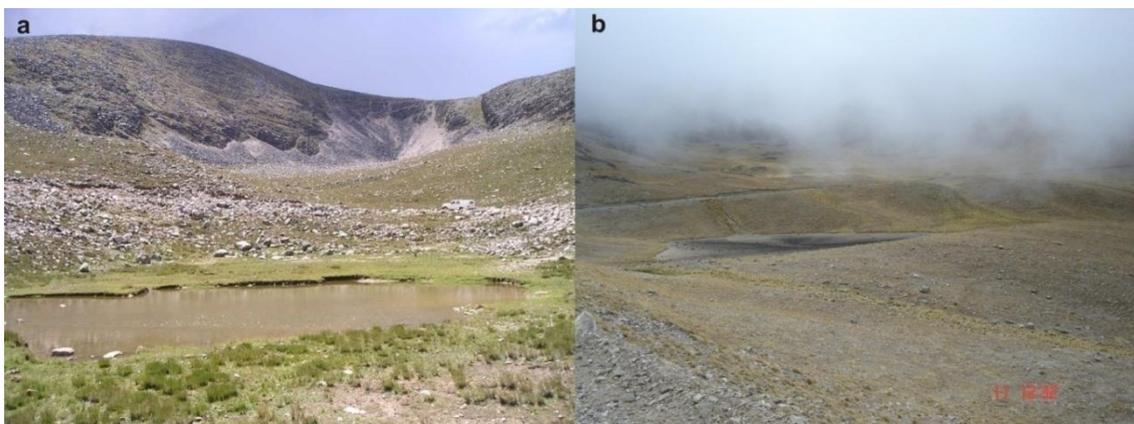
| Latitud       | Longitud      | Altura (m snm) | T° Aire (°C) | T° Agua (°C) | Caudal (L/Seg) | Fecha      |
|---------------|---------------|----------------|--------------|--------------|----------------|------------|
| 22° 24' 07.2" | 65° 14' 40.0" | 4087           | 10.0         | 9.3          | 25             | 06/10/2011 |
| 22° 23' 34.9" | 65° 16' 13.7" | 4211           | 6.6          | 5            | 2              | 06/10/2011 |
| 22° 12.5'     | 65° 19.93'    | 4365           | 10.1         | 8            | 4              | 25/11/2011 |
| 22° 12' 52.9" | 65° 11' 14.8" | 4384           | 2.5          | 4.6          | 19             | 06/10/2011 |

**Tabla 2.** Localización de lecturas y datos de caudal en cuencas periglaciales.

**Table 2.** Measurements location and flow data in periglacial basins.

En sectores de la superficie superior de los glaciares de escombros se producen suelos estructurados con extrusión en algunos casos, procesos activos actuales de la capa activa (Figura 3E

y F). En otros glaciares de escombros se pueden observar crestas indicadoras de movimiento de la geoforma (Figura 2D).



**Figura 9.** Lagunas: a). laguna en verano; b). laguna en invierno.  
**Figure 9.** Lagoons: a). pond in summer; b). pond in winter.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se ha aplicado el uso de herramientas geomáticas y técnicas geomorfológicas para la obtención del inventario de glaciares de escombros (permafrost reptante) en la alta cuenca del río Bermejo. A la vista de los resultados, la utilización de imágenes satelitales de mayor resolución y MDE al alcance de los usuarios, tienen que ser considerados de fundamental importancia para estudios de recursos estratégicos detallados y regionales. En este caso, demostraron no ser sólo una herramienta complementaria de actividades de campo y optimización de tiempo con racionalización de recursos (humanos y económicos) sino también aportar a las mejoras en la interpretación y obtención de información específica a nivel regional. Las bases de datos generadas permitirán hacer un seguimiento para evaluar las modificaciones o no de los recursos aquí inventariados.

El inventario de glaciares de escombros activos e inactivos localizados en la alta cuenca del río Bermejo arrojó la identificación en la región de 253 glaciares de escombros activos e inactivos (intactos), que contienen permafrost y cubren una superficie de 9.12 km<sup>2</sup>. Esta información permite registrar la ubicación y estado de reservas congeladas de agua dulce en la alta cuenca del río Bermejo.

Los datos fueron ajustados a un mapa a escala 1:35000, para mejorar la visualización de las geoformas inventariadas que en su mayoría tiene superficies que van entre 0.01 km<sup>2</sup> a 0.05 km<sup>2</sup>. Esto se logró mediante la propiedad específica del programa QGIS.

Trombotto et al. (1999) establecen para los Andes de Mendoza la presencia de permafrost de montaña en las cercanías de la isoterma de 0°C y también en ubicaciones con temperaturas positivas. Brenning (2005) lo determina a valores 0.5°C y una altura de 3500 m s.n.m., coincidente con la mayor concentración de glaciares de escombros en los Andes Centrales chilenos y reconoce la ocurrencia de glaciares de escombros intactos a 3000 m s.n.m. donde se instala la isoterma actual de 4°C. En los Andes intratropicales, Bodin et al. (2010) informa para Caquella, glaciar de escombros tropical (21.5°S) con 20 años de monitoreo, localizado a 5250 m s.n.m., coincidente aproximadamente con la isoterma de 0°C, un estado de degradación potencial del permafrost con la presencia de permafrost cálido.

La isoterma de temperatura media anual del aire se encuentra a 4600 m s.n.m. en la región de trabajo. La distribución hipsométrica muestra la mayor concentración de áreas (2.35 km<sup>2</sup>) de glaciares de escombros a los 4600 m s.n.m., en concordancia con los valores calculados de temperatura media anual del aire, lo que nos permite estimar el límite inferior del permafrost a una altura de 4600m s.n.m.

Los glaciares de escombros ubicados por debajo de los 4600 m s.n.m. hasta los 4010 m s.n.m., se encuentran en el marco de temperaturas medias anuales del aire positivas: 5.1°C es la temperatura media anual del aire extrapolada para 4000 m s.n.m. Esto indicaría que este grupo de glaciares de escombros activos e inactivos (4.57 km<sup>2</sup>), aproximadamente 50% del área total inventariada) estarían

en desequilibrio con las condiciones climáticas presentes, con permafrost de tipo templado o azonal, con altas probabilidades de degradación.

La presencia de fenómenos de congelamiento de suelos en la región constituye la manifestación de procesos periglaciales activos actualmente.

Las temperaturas del agua pueden estar influenciadas por la distancia entre la salida del agua y el punto de lecturas o evidenciar un proceso de descongelamiento de las geoformas de origen (inactividad). Los caudales medidos reflejan parcialmente, la importancia local de la contribución del sistema periglacial a las cuencas. Es necesario realizar monitoreo a largo plazo para obtener bases de datos que permitan establecer con precisión los aportes de caudal de estas geoformas a la cuenca.

Aunque el permafrost reacciona a las modificaciones climáticas más lentamente que los glaciares descubiertos, el piso altitudinal entre los 4000 y 4600 m s.n.m. debería ser monitoreado instrumentalmente para prevención de riesgo. Este nivel es utilizado habitualmente por las comunidades indígenas para pastoreo y alberga una gran biodiversidad asociada a vegas y lagunas vinculadas hidrológicamente a los glaciares de escombros.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido posible gracias al apoyo logístico, instrumental y financiero de la Fundación Miguel Lillo y del IANIGLA. Agradecemos la lectura crítica del manuscrito a dos árbitros y las sugerencias editoriales de los editores invitados (Dr. Charles K. Toth y Dra. María Gabriela Lenzano). Los autores agradecen a los técnicos Sr. Ricardo Brizuela y la Srta. Natalia González Díaz.

## REFERENCIAS

- Bajracharya S.R. y Shrestha, B., (2011). The status of glaciers in the Hindu Kush Himalayan region. ICIMOD, Kathmandú, 130 p.
- Barsch, D. (1996). Rockglaciers. Springer, Berlin, 331 p.
- Bianchi, A.R. y Yañez, C.E., (1992). Las Precipitaciones en el Noroeste Argentino. Segunda edición. INTA, Salta, Argentina.
- Brenning A., 2005. Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33°-35°). Permafrost Periglacial Processes, 16: 231-240.
- Bodin, X., Francou, B., Arnaud, Y., Fabre, D., (2010). State and dynamics of a tropical rock glacier on the Altiplano (Bolivia, 21.5°S) during the last two decades. Ice and Climate Change: A View from the South (VICC 2010), Valdivia (Chile): 62.
- Burger, K.C., Degendhart J.J Jr., Giardino, R., (1999). Engineering geomorphology of rock glaciers. Geomorphology, 31: 93-132.
- Castro, M., Delgado, S., Ferri-Hidalgo, L., Salazar, L., Falaschi, D., Lenzano, G., Masiokas, M., Pitté, P., Ruiz, L., (2012). Manual para la realización del Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial. IANIGLA-CONICET. Inédito, 139 pp.
- COBINABE, (1995). Comisión Binacional para el desarrollo de la Alta cuenca del Río Bermejo y el Río Grande de Tarija.
- Corte, A., (1976). The hydrological significance of rock glaciers. Journal of Glaciology, 17: 157-158.
- Corte, A., (1978). Rock glaciers as permafrost bodies with debris cover as an active layer. A hydrological approach. Andes of Mendoza, Argentina. Proceedings of the Third International Conference on Permafrost, Edmonton, Alberta, Canadá: 262-269.
- Gorbunov, A.P., (1978). Permafrost investigation in high- mountain regions. Arctic and Alpine Research, 10 (2): 283-294.
- Haeberli, W., (1985). Creep of mountain permafrost, internal structure and flow of Alpine Rock Glaciers. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie 77 Zurich, Switzerland, 142 p.
- Haeberli, W. y Beniston, M., (1998). Climate Change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. Ambio, 27(4): 258-265.
- IANIGLA, (2010). Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial. Fundamentos y Cronograma de Ejecución. <http://www.glaciares.org.ar/upload/CronogramalInventarioGlaciaresIANIGLA.pdf>.
- IPCC, (2001). Cambio climático 2001: la base científica. Parte de la contribución del Grupo de trabajo I al Tercer Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC). J. T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden y D. Xiaosu (Eds.). <http://www.ipcc.ch>.
- IPCC, (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the IPCC 5<sup>th</sup> Assessment Report. <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>.

- Kull, C., Hanni, F., Grosjean, M., Veit, H., (2003). Evidence of an LGM cooling in NW Argentina (22° S) derived from a glacier climate model. *Quaternary International*, 108: 3–11.
- Masaguer, G., (2009). Determinación e inventario de geofomas de permafrost andino en una cuenca de la Sierra de Santa Victoria. Seminario de la Carrera de Geología para optar al título de Geólogo. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. Inédito, 120 p.
- Minetti, J.L., (2005). El clima del Noroeste Argentino. Laboratorio Climatológico Sudamericano. Fundación Carl C. zon Caldenius, Tucumán, 350 p.
- Racoviteanu, A.E., Paul, F., Raup, B., Khalsa, S.J.S., Armstrong, R., (2009). Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space, results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. *Annals of Glaciology*, 53: 53-69.
- Ruthsatz, B. y Movia, C. (1975). Relevamiento de las estepas altoandinas del noroeste de la provincia de Jujuy, República Argentina. Fundación Educación, Ciencia, Cultura. Buenos aires, 127 p.
- Schäbitz, F., Lupo, L., Kulenmeyer, J.A., Kulenmeyer, J.J., (2001). Variaciones en la vegetación, el clima y la presencia humana en los últimos 15.000 años en el borde oriental de la Puna, provincias de Jujuy y Salta, noroeste argentino. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación especial 8, XI Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología*: 155-162.
- Schrott, L., (1994). Die Solarstrahlung als steuernder Factor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden, Agua Negra, San Juan, Argentinien. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, 94, 199 p.
- Stokes, C.R., Popovnin, V., Aleynikov, A., Gurney, S.D., Shahgedanova, M., (2007). Recent glacier retreat in Caucasus Mountains, Russia, and associated increase in supraglacial debris cover and supra-proglacial lake development. *Annals of Glaciology*, 46: 95-213.
- Trombotto, D., (1991). Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der "Lagunita del Plata", Mendoza, Argentinien. *Heidelberger Geographische Arbeiten* 90, 171 p.
- Trombotto D., (2000). Survey of cryogenic processes, periglacial forms and permafrost conditions in South America. *Revista de Instituto Geológico São Paulo* 21(1/2): 33-55.
- Trombotto, D.T. y Ahumada, A.L., (2005). Los fenómenos periglaciales. Identificación, determinación y aplicación. *Opera Lilloana* 45, 131 p.
- Trombotto, D.T. y Borzotta, E., (2007). Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rock glacier, Central Andes of Mendoza, Argentina. *Cold Regions Science and Technology*, 55: 321-330.
- Trombotto, D., Buk, E., Hernández, J., (1999). Rock glaciers in the Southern Central Andes (appr. 33° S.L.), Mendoza, Argentina: a review. *Bamberger Geographische Schriften*, 19: 145-173.
- Tucker, C.J., Grant, D.M., Dykstra J.D., (2004). NASA's global orthorectified Landsat data set. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 70(3): 313-322.
- Van Everdingen, R. ed., (1998). Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. The University of Calgary-Boulder, CO, National Snow and Ice Data Center/ World data Center for Glaciology, 207 p.
- Wahrhaftig, C. y Cox, A., (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin*, 70: 383-436.
- WGMS, (2008). Fluctuations of glaciers 2000-2005, Vol. IX. ICSU (FAGS)/IUGG (IACS)/UNEP/UNESCO/WMO. Zurich. 285 p.
- Zipprich M., Reizner, B., Veit, H., Zech, W., Stingl, H., (2000). Upper Quaternary landscape and climate evolution in the Sierra de Santa Victoria (northwestern Argentina) deduced from geomorphologic and pedologic evidence. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 7/8: 997-1012.

Recibido: 23-7-2013  
Aceptado: 13-3-2014

## SENSORAMIENTO REMOTO Y MAGNETISMO APLICADO AL ESTUDIO DE TERRENOS PALEOZOICOS EN LA PRECORDILLERA OCCIDENTAL (31°20' S), SAN JUAN, ARGENTINA

### REMOTE SENSING AND MAGNETISM APPLIED TO STUDY LAND PALEOZOIC IN CENTRAL ANDES, SAN JUAN, ARGENTINA

Juan P. Ariza<sup>1,2</sup>, Myriam P. Martinez<sup>1,2</sup>, Graciela I. Vujovich<sup>1,3</sup>, Florencia L. Boedo<sup>2,3</sup>, Orlando Álvarez<sup>1,3</sup>, Marcos A. Sanchez<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. Volponi" – Universidad Nacional de San Juan. San Juan, República Argentina.

<sup>2</sup>Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup>CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas). Argentina.

E-mail: [jpariza@conicet.gov.ar](mailto:jpariza@conicet.gov.ar)

#### RESUMEN

En el presente trabajo se realizaron cocientes de bandas y se ensayaron técnicas de clasificación supervisada y no supervisada en imágenes satelitales Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper (ETM+), correspondientes a un sector de la Precordillera occidental argentina. Con el objetivo de arrojar luz sobre los aspectos estratigráficos y estructurales de las zonas aledañas a las nacientes del río San Juan, se aplicó el cociente de bandas RGB (7/5, 5/4, 3/1). Los resultados obtenidos de la información digital sumados al control de campo permiten postular que los tonos pardos rojizos y pardos amarillentos representan niveles sedimentarios silicoclásticos, mientras que las tonalidades verde y verde claro corresponden a niveles donde predominan las rocas ígneas básicas. Por otra parte, las clasificaciones supervisadas y no-supervisadas no han realizado aportes significativamente al presente estudio, debido a que presentan serias limitaciones para diferenciar unidades geológicas. Tal limitación, podría estar relacionada con la variabilidad espectral de las rocas del área de estudio. De manera complementaria, se estableció la trama estructural de la región mediante el procesamiento de un Modelo Digital de Elevación (MDE) del terreno, cuyos resultados permitieron interpretar la existencia de tres sistemas de fracturación, que en orden de importancia son: NO-SE, N-S y E-O. Se realizó un relevamiento de campo de las estructuras, en el cual se corroboró la veracidad de la interpretación estructural obtenida mediante el procesamiento. El estudio de la susceptibilidad magnética de las rocas proporcionó una herramienta de mapeo muy significativa para el trabajo de campo y se estableció el rango de variación de este parámetro para cada grupo litológico. El análisis conjunto de evidencias multidisciplinarias expuesto precedentemente permite ratificar que la zona es el resultado de una compleja y polifásica historia de deformación y que la estructuración moderna de la Precordillera occidental ha sido controlada por antiguos lineamientos que resultan de su compleja evolución. La aplicación de técnicas alternativas de mapeo como el procesamiento de imágenes satelitales y de modelos de elevación digital en adición al estudio de propiedades magnéticas, constituye una poderosa herramienta para utilizar en estudios geológico- estructurales de detalle.

**Palabras claves:** teledetección, modelo de elevación digital, susceptibilidad magnética, cociente de bandas.

#### ABSTRACT

Remote sensing and magnetism as applied to the study of Paleozoic terranes in the western Precordillera (31°20' S), San Juan, Argentina are examined. In this contribution, RGB band ratios and supervised and non-supervised classification techniques were performed on Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper (ETM+) satellite images. The study area corresponds to a part of the Argentine western Precordillera. In order to shed light on the stratigraphic and structural issues in the surroundings of the upper course of the San Juan River, the RGB band ratio (7/5, 5/4, 3/1) was applied. The results of digital processing in combination with field controls allowed us to postulate that the reddish-brown and yellowish-brown shades represent silicoclastic sedimentary levels, while light green and green colors correspond to levels where basic igneous rocks predominate. Moreover, supervised and

non-supervised classifications have not contributed significantly to the present study due to their serious limitations regarding the differentiation of geological units. This limitation could be related to the spectral variability of the rocks from the study area. To complement this, the regional structural fabric was established by processing a Digital Elevation Model (DEM) and the obtained results allowed us to interpret three sets of fractures that, in order of importance, are: a NW-SE system, a N-S system and an E-O system. A survey of field structures was performed in order to control the accuracy of the structural interpretation made by the DEM processing. The study of the magnetic susceptibility of the rocks provided a very significant tool for field work and the range of variation of this parameter for each lithologic group was established. The combined analysis of the above-mentioned multidisciplinary evidence allowed us to reassert that the area is the result of a complex and polyphase deformation history and that the modern structure of the western Precordillera has been controlled by ancient lineaments that result from its complex evolution. The application of alternative mapping techniques and satellite imagery and DEM processing in addition to the study of magnetic properties constitute a powerful tool to use in detailed geologic-structural studies.

**Key words:** remote sensing, digital elevation model, magnetic susceptibility, band ratio.

## INTRODUCCION

El área de estudio del presente trabajo se ubica en el ámbito occidental de la Precordillera, sobre la región centro-oeste de Argentina (Figura 1). A la latitud de los Andes Centrales, la Precordillera constituye las estribaciones orientales del frente orogénico andino. En general, la estratigrafía de la Precordillera occidental en la zona de estudio, está constituida predominantemente por asociaciones de facies silicoclásticas marinas de talud y fondo oceánico del Paleozoico inferior (Quartino et al., 1971; Furque y Caballé, 1986; Sessarego, 1988). Estas secuencias, asignadas al Eopaleozoico, se encuentran intensamente deformadas y poseen un metamorfismo de grado bajo a muy bajo devónico tardío (Cucchi, 1971; Buggisch et al., 1994; Davis et al., 1999). En discordancia se apoyan sedimentitas continentales y marinas del Neopaleozoico. La sucesión estratigráfica culmina con rocas volcanosedimentarias de edad triásica, de ambiente netamente continental (Barredo y Ramos, 2010; y otros allí mencionados) que conforman los asomos noroccidentales de la Cuenca Cuyana, de amplia distribución hacia el sector sureste de la Precordillera (Kokogian et al., 1999; y otros allí mencionados).

Estructuralmente la Precordillera Occidental se caracteriza por una gran complejidad, típica de terrenos que han experimentado varias fases de deformación a lo largo del tiempo geológico. Este fenómeno ha propiciado que las relaciones de contacto entre las distintas unidades formacionales no sean claras, ya que en la mayoría de los casos son de carácter tectónico.

Los antecedentes vinculados a la aplicación de técnicas de sensores remotos y procesamiento de imágenes satelitales en la zona de estudio son escasos y se remiten a trabajos de licenciatura inéditos y a contribuciones orientadas a la prospección minera (Marquetti et al., 2005). La aplicación de técnicas de sensoramiento remoto al estudio de problemas geológicos está ampliamente difundida en la literatura (Sultan et al., 1986, 1987; Drury, 1987; Sabins, 1999; Gad y Kusky, 2006; Raharimahefa y Kusky, 2006; entre otros), ya que en la mayoría de los casos constituyen una poderosa herramienta para discriminar litologías y resaltar rasgos estructurales.

El presente estudio tiene por objeto evaluar la aplicabilidad de herramientas alternativas de mapeo, destinadas a la caracterización estructural y estratigráfica de los afloramientos presentes en esta región. Se procesaron imágenes satelitales Landsat 7 ETM+, siguiendo diferentes técnicas de discriminación de unidades. Entre las aplicaciones realizadas en esta contribución se destacan las clasificaciones supervisadas y no-supervisadas de los diferentes espectros electromagnéticos de la imagen. Tales clasificaciones permiten categorizar los píxeles de una imagen y agruparlos en diferentes clases con colores particulares, lo cual posibilita obtener un mapa temático del área de estudio (Lillesand y Kiefer, 1994). Trabajos similares fueron realizados por Inzana et al. (2003) en la región central de Madagascar con muy buenos resultados en la discriminación estructural y estratigráfica.

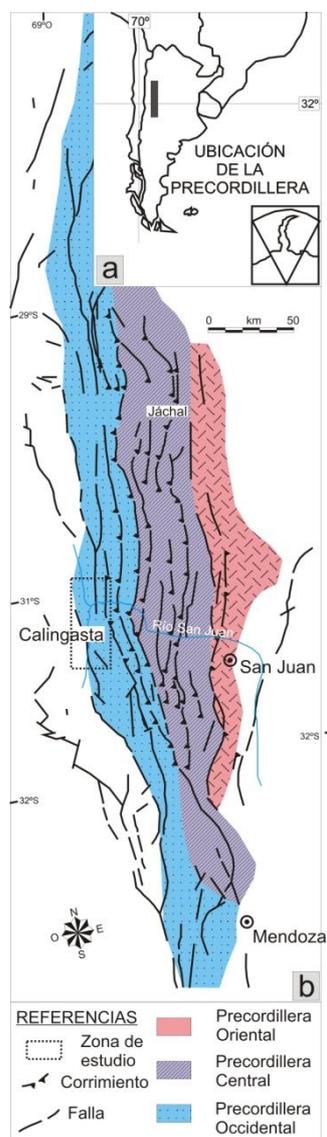
A partir de los resultados obtenidos se elaboraron una serie de mapas de detalle de determinadas regiones sobre las cuales se volcaron las interpretaciones obtenidas de las diferentes imágenes procesadas. De manera complementaria y mediante la aplicación del software Microdem, se procesó un MDE ASTER GDEM, a los fines de obtener la trama geológica-estructural del área. Finalmente, se midieron valores de susceptibilidad magnética de las diferentes unidades geológicas del Paleozoico inferior a lo largo de varias secciones. A partir de estas mediciones, se logró establecer el rango de variación de esta propiedad para cada grupo litológico.

## MARCO GEOLÓGICO

### Estratigrafía

La unidad geológica más antigua y de amplia distribución en la zona de estudio (Figura 2), correspondería a las grauvacas y pelitas laminadas de la Formación Don Polo (Quartino et al., 1971). La presencia de probables restos de crinoideos (Turco Greco y Zardini, 1984) permitiría asignar con reservas una edad ordovícica para esta formación. La Formación Alcaparrosa (Harrington y Leanza, 1957) se desarrollaría estratigráficamente por encima

de la Formación Don Polo, con la que guarda en todos los casos una relación tectónica. Litológicamente, esta unidad está constituida por una alternancia rítmica de areniscas y pelitas entre las cuales se alojan diques/filonés capa y lavas almohadilladas básicas con afinidad de rift oceánico (Kay et al., 1984). La edad ordovícica tardía (ashgilliana- hiraniana) de la Formación Alcaparrosa está bien documentada sobre la base de su graptofauna (Brussa et al., 1999; 2003). Ascendiendo en la columna estratigráfica, se desarrolla la Formación Calingasta (Harrington y Leanza, 1957) formada por lutitas verdes y moradas. La edad silúrica de esta unidad es actualmente cuestionada (Cingolani et al., 1987; Peralta, 1990; Stephens et al., 1995) por carecer de registro fósil comprobable.



**Figura 1.** a). Mapa de ubicación de la Precordillera en el contexto geográfico sudamericano. b). División tripartita de la Precordillera argentina (basada en Ortiz y Zambrano, 1981; Baldis y Chebli, 1969; Baldis et al., 1982).

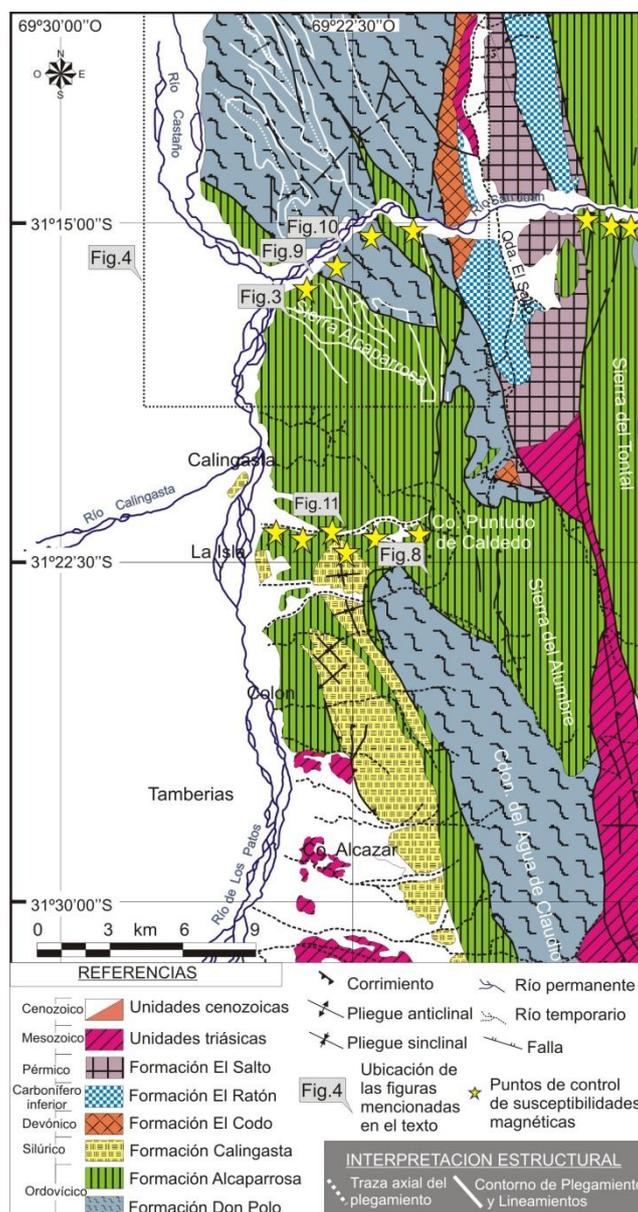
**Figure 1.** a). Location map of the Argentina Precordillera in the South American geographical context. b). Division of the Argentina Precordillera (modified of Ortiz and Zambrano, 1981; Baldis and Chebli, 1969; Baldis et al., 1982).

Las rocas del Devónico están representadas por las areniscas y pelitas de la Formación El Codo (Guerstein et al., 1965). Esta unidad ha sido asignada al Devónico por su contenido palinológico (Sessarego, 1988; Baldis y Peralta, 1999) y sobre la base de su relación discordante angular con la suprayacente Formación El Ratón.

El Paleozoico superior está representado por rocas continentales fluviales de edad carbonífera temprana (Formación El Ratón) ricas en elementos paleoflorísticos (Carrizo, 1998). Sedimentitas marinas y litorales (Formación El Salto) de edad pérmica (Manceñido y Sabattini, 1974; Manceñido et al., 1976; Sessarego et al., 1986) coronan la sucesión neopaleozoica. En la sierra de Alcaparrosa (Figura1), el neopaleozoico está representado por un pórfido de edad pérmica media (Sillitoe, 1977), que se aloja en las rocas del Paleozoico

inferior (Formación Alcaparrosa). Los fenómenos de intrusividad pérmica se ven reflejados por un extenso halo de alteración elongado en sentido NO-SE (Figura 3).

El Mesozoico está representado por rocas de edad triásica; son depósitos principalmente continentales fluvio-lacustres con intercalaciones de material volcánico-sedimentario (Barredo y Ramos, 2010; y otros allí mencionados). La nomenclatura estratigráfica de estas unidades es variada, en respuesta a la presencia de diferentes depocentros o sub-cuencas en la región estudiada. Un enfoque estratigráfico detallado de las unidades triásicas excede el objetivo de este trabajo razón por la cual las mencionadas unidades serán tratadas de manera conjunta en el texto bajo la denominación de unidades triásicas, sin efectuar diferenciación alguna.



**Figura 2.** Mapa geológico regional de la comarca estudiada, basado en Quartino et al. (1971), Sessarego (1988), Ramos (1995), Alonso et al. (2008) y el presente trabajo.

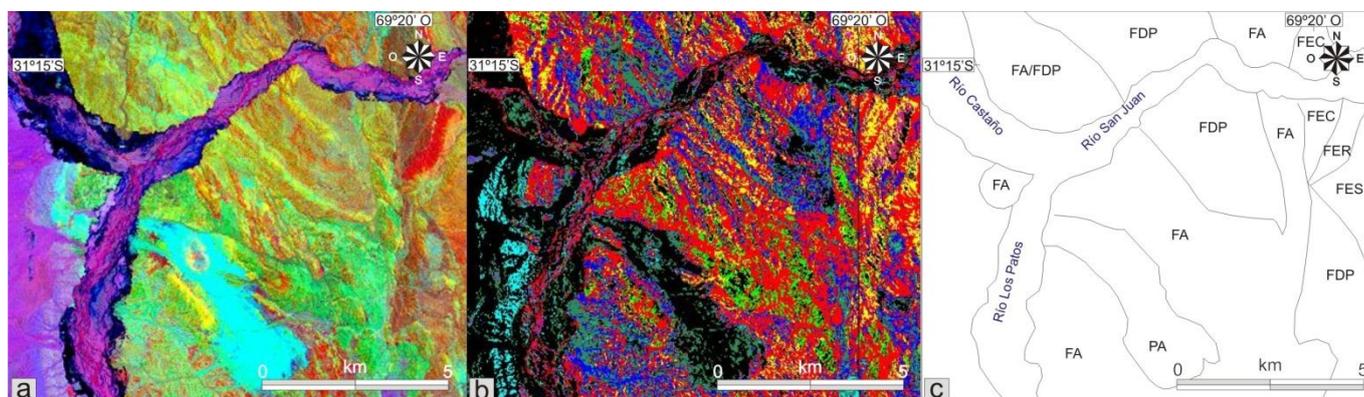
**Figure 2.** Regional geological map of the region studied (based on Quartino et al. (1971), Sessarego (1988), Ramos (1995), Alonso et al. (2008) and this work).

### Estructura General

El sector analizado se ubica íntegramente en el ámbito de Precordillera Occidental. Estructuralmente esta unidad se caracteriza el desarrollo de una faja plegada y corrida de piel fina y vergencia oriental (von Gosen, 1992; Ramos, 1995; Cristalini y Ramos, 2010). Sin embargo, en la región central y sur de esta unidad morfoestructural numerosos autores (Baldis et al., 1982; Ramos, 1995; Alonso et al., 2008; entre otros) citan la presencia de un

segundo sistema de fracturación de carácter antitético al primero (Figura 2), que se localiza principalmente en la zona occidental de la sierra del Tontal. La vergencia occidental del segundo sistema de fracturación sería el resultado de fenómenos de inversión tectónica de fracturas extensionales mesozoicas (Legarreta et al., 1993; Cortés et al., 2006) correspondientes al desarrollo de la cuenca Cuyana de edad triásica, de amplia difusión en el área centro-sur de la Precordillera Occidental (Kokogian et al., 1999).

La deformación previamente descrita corresponde a un nivel estructural superior (Mattauer, 1976) y de ello deviene el carácter frágil de la misma. La estructura interna de las láminas de corrimiento, en contraste con la anterior, es el resultado de una deformación típica de niveles estructurales más profundos. Las rocas afectadas por esta deformación, han experimentado un metamorfismo de bajo grado, con desarrollo de clivaje penetrativo, alcanzando incluso el equilibrio en facies de esquistos verdes (von Gosen, 1992; 1995). El evento de deformación y metamorfismo asignado al Devónico medio (Cucchi, 1971; Buggisch et al., 1994; Davis et al., 1999; 2000; Willner et al., 2011), ha sido interpretado genéticamente como el resultado de la colisión del terreno alóctono Chilenia contra el borde occidental del terreno de Cuyania (Ramos et al., 1984; 1986; Astini et al., 1996; Davis et al., 1999; entre otros).



**Figura 3.** Interpretación de imágenes. a). Imagen procesada según cocientes entre bandas 7/5, 5/4, 3/1. b). Resultado de la clasificación supervisada según el método de la mínima distancia, sobre un sector del área de estudio. c). Agrupación de afloramientos de similar respuesta espectral basados en el resultado de cocientes entre bandas de la Figura (a). FDP: Formación Don Polo, FA: Formación Alcaparrosa, FEC: Formación El Codo, FER: Formación El Ratón. PA: Halo de alteración hidrotermal asociado al Pórfido de Alcaparrosa.

**Figure 3.** Interpretation of satellite images. a). Image processed according to the band ratios 7/5, 5/4, 3/1. b). Result of supervised classification (method of minimum distance) of an image corresponding to the study area. c). On this image the outcrops have been grouped by its similar spectral response, based on band ratios of Figure (a). FDP: Don Polo Formation, FA: Alcaparrosa Formation, FEC: El Codo Formation, FER: El Raton Formation. PA: hydrothermal alteration zone associated with the porphyry Alcaparrosa.

## DATOS Y MÉTODOS

### Sensores remotos

La información satelital Landsat 7 ETM+ con la cual se desarrolló este trabajo fue adquirida en el sitio web Global Land Cover Facility (<http://glcf.umiacs.umd.edu>) perteneciente a la Universidad de Maryland y a la NASA (National Aeronautics and Spatial Administration). La fecha de adquisición de la imagen seleccionada (path: 232, row: 082) corresponde al 3 de diciembre de 1999. El programa Landsat recolecta información acerca de la Tierra generando un registro continuo de su superficie. Posee dos tipos de sensores: Thematic Mapper (TM) y Enhanced Thematic Mapper (ETM). Las imágenes utilizadas, pertenecen al último sistema mencionado. Posee alta resolución espacial, alto rango espectral y calibración radiométrica. Proporcionan información en los canales visible e infrarrojo cercano (NIR), infrarrojo medio o de onda corta (SWIR), infrarrojo termal (TIR) y pancromático en imágenes de 183 km de ancho y 705 km de altitud. La resolución espacial es de 28.5 m en las bandas 1 a 5 y 7; 15 m en la banda 8; y 60 m en la banda 6 (Tabla 1).

El software utilizado para el procesamiento de dichas imágenes fue ENVI 4.5, ejecutado en una plataforma PC. Con dicho programa, se han aplicado técnicas de clasificación supervisada y no supervisada de rangos espectrales y se realizaron operaciones de cocientes entre bandas siguiendo metodologías propuestas por diversos autores (Lillesand y Kiefer, 1994; Inzana et al., 2003; Gad y Kusky, 2006).

Se realizaron dos recortes de la escena original para obtener sub-escenas de la zona de estudio, las cuales se enmarcan entre los 31°14' S - 31° 19' S y los 69°19' W - 69° 26' W (Figura 3) y 31°06' S - 31°20' S y los 69°30' W -

69°15' W (Figura 4). Posteriormente y teniendo en cuenta los aspectos geológicos de la zona aquí analizada, se efectuaron clasificaciones (supervisada y no-supervisada) y cocientes entre bandas (Figuras 3 y 4).

| Banda | Rango espectral ( $\mu\text{m}$ ) | Resolución espacial (m) | Región del espectro EM |
|-------|-----------------------------------|-------------------------|------------------------|
| 1     | 0.45-0.52                         | 28.5                    | Azul (Visible)         |
| 2     | 0.52-0.60                         |                         | Verde (Visible)        |
| 3     | 0.63-0.69                         |                         | Rojo (Visible)         |
| 4     | 0.76-0.90                         |                         | NIR                    |
| 5     | 1.55-1.75                         |                         | SWIR                   |
| 7     | 2.08-2.35                         |                         |                        |
| 8     | Pancromática                      | 15                      |                        |
| 6     | 10.4-12.5                         | 60                      | TIR                    |

**Tabla 1.** Características del sensor Landsat 7 ETM+. Referencias: EM: electromagnético; NIR: infrarrojo cercano; SWIR: infrarrojo medio o de onda corta; TIR: infrarrojo termal.

**Table 1.** Features Landsat 7 ETM+ sensor. References: EM: electromagnetic; NIR: near infrared, SWIR: mid infrared or shortwave; TIR thermal infrared.

Clasificación de imágenes satelitales. Estas técnicas permiten establecer los criterios de clasificación mediante los cuales se diferenciarán las respuestas espectrales de los diferentes materiales de la superficie estudiada. Las clasificaciones supervisadas, permiten relacionar el valor de la respuesta espectral de algún punto conocido del terreno (Richards, 1999), con una característica geológica particular (litología, composición química), mediante la delimitación de las denominadas RDI (regiones de interés). Cada RDI así determinada es diferenciada de otras con un color particular. De esta manera el software procesa la imagen seleccionada asignando el color correspondiente a aquellas zonas que presentan respuestas espectrales similares a las definidas para cada RDI. Las clasificaciones no-supervisadas a diferencia de las anteriores son ejecutadas por el software (Richards, 1999), restringiendo al usuario la posibilidad de controlar únicamente los parámetros estadísticos de discriminación (numero de categorías o clases de clasificación, varianza de la estimación, entre otros). Ambas técnicas permiten extrapolar información a aquellos sectores en los cuales no se conoce la naturaleza de los materiales que generan una determinada respuesta espectral.

#### *Clasificaciones supervisadas*

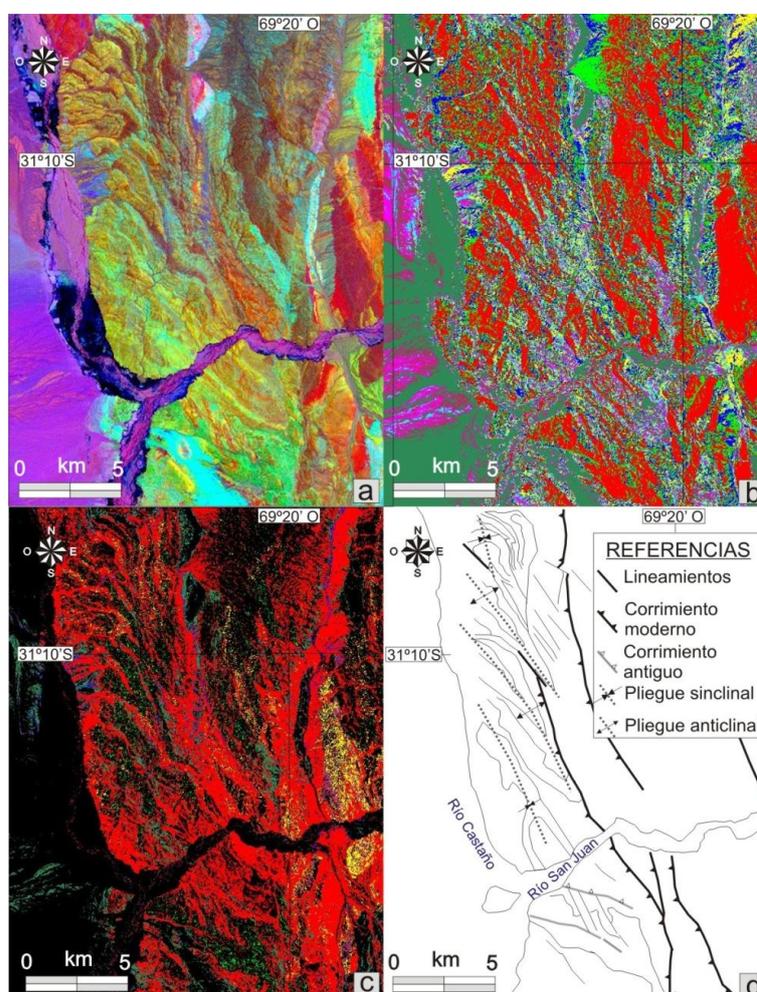
Las clasificaciones supervisadas se han llevado a cabo según dos métodos estadísticos Método de la Mínima Distancia y Método del Paralelepípedo (Figuras 3b y 4c, respectivamente). Mediante el Método del Paralelepípedo cada clase queda delimitada por un paralelepípedo que encierra un rango de valores de reflectancia dentro de los cuales se agrupará o rechazará cada pixel. La característica más importante de este método es que puede un mismo pixel formar parte de dos clases diferentes, al mismo tiempo que pueden quedar en la imagen pixeles que no pertenezcan a ninguna categoría. Por otra parte, el Método de la mínima distancia, agrupa los espectros ponderando la relativa cercanía espectral entre el valor de la clase establecida y el valor espectral medio correspondiente al pixel. A diferencia del anterior, este método no deja ningún pixel sin clasificar situación que puede ser favorable o desfavorable dependiendo de los objetivos del procesamiento. Se establecieron nueve regiones de interés (RDI), cada una de las cuales corresponde a una unidad geológica presente en el área de estudio. En el caso de la Formación El Salto se tomaron dos RDI debido al gran contraste espectral que presentan las rocas de esta misma unidad. En líneas generales, el tamaño de los polígonos que definen a cada RDI es del orden de 25 pixeles con algunas variaciones en función de la diversidad espectral de las diferentes unidades geológicas. En la Tabla 2, se enumeran los aspectos descriptivos de cada RDI así como los parámetros estadísticos de cada método aplicado.

Las clasificaciones supervisadas obtenidas en este trabajo han permitido discriminar los diferentes dominios litológicos, los cuales se presentan realzados con diferentes colores (Figura 3). Al mismo tiempo que han proporcionado información a la interpretación estructural de imágenes (Figura 4). La distribución de las distintas litologías interpretadas a partir del procesamiento varía de acuerdo con el método estadístico empleado. La Figura 3c es una interpretación de los atributos geológicos de la zona, basada en los resultados obtenidos por medio del método de clasificación supervisada (Método de la Mínima Distancia) y los cocientes entre bandas. Al comparar los resultados aportados por ambas técnicas es notable que la aplicación de cocientes entre bandas (Figura 3a) permite definir con mayor claridad los rasgos estructurales (lineamientos, fallas) y estratigráficos (contactos, distribución y extensión) de las unidades estudiadas.

| ROI | Color       | Tamaño<br>(en píxeles) | Formación           | Método / Parámetros | Paralelepípedo | Máxima Desviación Standard<br>1.00 Igual valor para todos los ROIs |
|-----|-------------|------------------------|---------------------|---------------------|----------------|--|
| 1   | Rojo        | 25                     | Fm Don Polo         |                     |                |  |
| 2   | Verde       | 29                     | Fm Alcaparrosa      | Método / Parámetros | Paralelepípedo | Máxima Desviación Standard<br>1.00 Igual valor para todos los ROIs |
| 3   | Azul        | 25                     | Fm Calingasta       |                     |                |  |
| 4   | Amarillo    | 25                     | Fm El Codo          |                     |                |  |
| 5   | Cian        | 45                     | Unidades triásicas  |                     |                |  |
| 6   | Magenta     | 25                     | Fm El Salto         |                     |                |  |
| 7   | Marrón      | 25                     | Fm El Ratón         | Min. Distancia      |                | Máxima Desviación Standard<br>2.50 Igual valor para todos los ROIs |
| 8   | Verde claro | 55                     | Fm El Salto         |                     |                |  |
| 9   | Púrpura     | 112                    | Unidades cenozoicas |                     |                |  |

**Tabla 2.** Atributos de cada región de interés (ROIs) y de los métodos estadísticos aplicados en las clasificaciones supervisadas de las diferentes respuestas espectrales obtenidas en el área de estudio.

**Table 2.** Attributes of each region of interest (ROIs) and statistical methods applied in supervised classifications of the different spectral responses obtained in the study area.



**Figure 4.** Structural Interpretation of a processed image (see location in Figure 2). a). Result of band ratios 7/5, 5/4, 3/1. b). Result of unsupervised classification (method K-means). c). Result of supervised classification (parallelepiped method). d). Geometries of lineaments, folds and thrusts on the images a, b and c.

**Figura 4.** Interpretación estructural de una imagen satelital de la zona de estudio procesada (ver ubicación en Figura 2). a). Resultado del cociente entre bandas 7/5, 5/4, 3/1. b). Resultado de la clasificación no supervisada (método de clasificación K-means). c). Resultado de clasificación supervisada (método del paralelepípedo). d). Interpretación de lineamientos, corrimientos y estructuras de plegamiento diferenciados en las imágenes a, b y c.

### Clasificaciones no-supervisadas

Las clasificaciones no-supervisadas realizadas fueron llevadas a cabo siguiendo diferentes métodos de estimación propuestos por el software. El Método K-mean (Figura 4c) fue el que brindó los mejores resultados, aunque presenta importantes limitaciones en materia de discriminación espectral. Este método efectúa la separación de los píxeles por comparación, empleando como referencia el valor espectral medio de cada clase establecida. En la Tabla 3 se enumeran los parámetros asignados al software para procesar la imagen según el método de estimación descrito precedentemente.

### Cocientes entre bandas

Los cocientes entre bandas empleados en este trabajo fueron 7/5, 5/4, 3/1, ya que los mismos son apropiados para discriminar entre granitos, rocas máficas, metavolcánicas y sedimentarias (Gad y Kusky, 2006). Los resultados obtenidos mediante esta técnica permiten reconocer claramente los límites entre las diferentes unidades litoestratigráficas de la zona (Figura 3). Además, es posible reconocer los distintos componentes litológicos que conforman cada unidad formacional. Las tonalidades pardo-rojizo y pardo-amarillento representan niveles de rocas sedimentarias clásticas de granulometría variable, mientras que los tonos verde y verde claro corresponden a niveles con predominancia de rocas ígneas básicas. Cabe destacar la importancia de estas últimas en los sectores correspondientes a la Formación Alcaparrosa (Figura 3), y la ausencia de las mismas en los afloramientos de la Formación Don Polo.

### Trama geológica-estructural

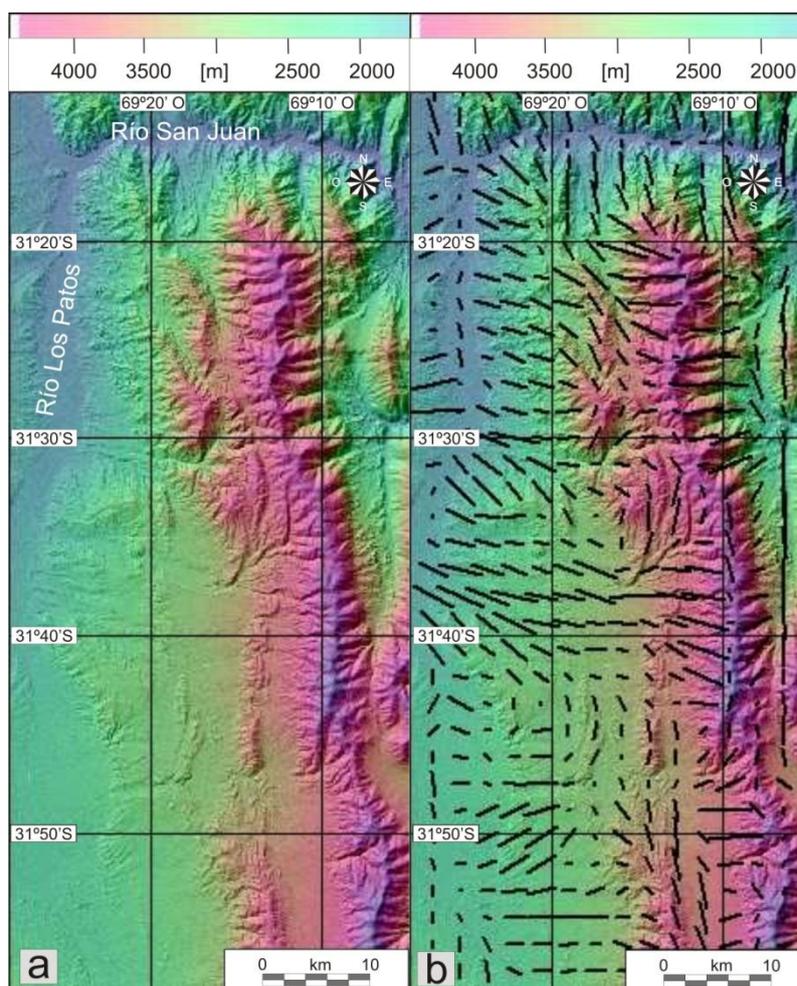
Se realizó el análisis de patrones estructurales del área a partir del procesamiento de un modelo digital de elevación del terreno (MDE) obtenido del sitio web: (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>), que depende del Ministerio de Economía, Comercio e Industria (METI) de Japón en conjunto con la Administración Espacial y Aeronáutica Nacional de los Estados Unidos (NASA). Estos MDE tienen una resolución espacial de 30 m x 30 m. La información fue procesada con el software libre Microdem (Guth, 2007), que permite obtener la fábrica topográfica del terreno, un concepto que representa la disposición de líneas de tendencia del terreno (Guth, 1995; 1999), la cual es calculada por el software a partir del MDE. Estas líneas se orientan en el terreno siguiendo el patrón estructural de la región, el cual queda definido por la orientación de crestas y valles de la superficie topográfica. Tales direcciones son materializadas a través de vectores, cuya orientación y longitud representan la tendencia en la dirección de las estructuras y su importancia relativa, respectivamente. Los parámetros bajo los cuales se realizó el cálculo estadístico se enumeran en la Tabla 4.

| Separación entre puntos (m) | Tamaño de la región (m <sup>2</sup> ) | Factor de escala | Rango de filtrado |
|-----------------------------|---------------------------------------|------------------|-------------------|
| 2500                        | 4500                                  | 12               | 8                 |

**Tabla 4.** Parámetros estadísticos bajo los cuales el software Microdem obtuvo la fábrica del terreno.  
**Table 4.** Statistical parameters used by the Microdem software to obtain the topographic fabric.

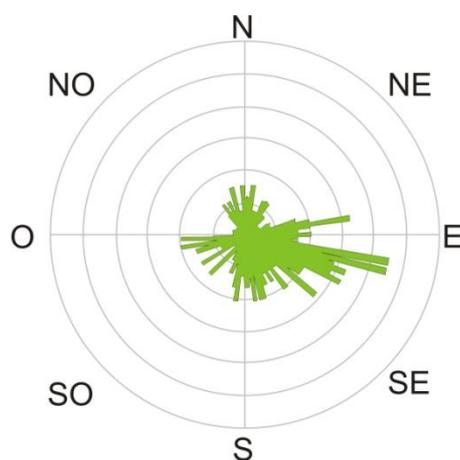
La separación entre puntos es un valor numérico en metros que expresa la separación entre los puntos del MDE que se consideraran para el cálculo de la fábrica topográfica. Este valor será mayor o menor dependiendo de la región considerada y la cantidad de información requerida por unidad de área y no podrá en ningún caso exceder el tamaño de la región considerada. El tamaño de la región es un valor expresado en metros cuadrados que representa el área donde se calculará la fábrica topográfica del terreno. Este valor no debe ser demasiado pequeño, de manera que el número de estimaciones realizadas por bloque sea estadísticamente significativo. El factor de escala representa la relación entre el largo del vector y la importancia relativa de su orientación sobre el resto de los datos. Finalmente, el rango de filtrado permite establecer el umbral de corte de los resultados, ya que por encima de este, los valores resultantes no serán representados por el software.

En el mapa de vectores obtenido (Figura 5) es posible reconocer al menos tres direcciones preferenciales. A continuación se enumeran en orden de mayor a menor predominio: 1) dirección NO-SE; 2) dirección N-S; 3) dirección ENE-OSO. La disposición espacial de las direcciones preferenciales del terreno puede visualizarse en la Figura 6.



**Figura 5.** Fábrica topográfica de la zona de estudio. a). Modelo de elevación digital del terreno y georeferencias sobre el cual se efectuaron los cálculos de la fábrica topográfica. b). Distribución y orientaciones preferenciales de los vectores resultantes del cálculo de la trama topográfica, superpuesta al MDE de la región.

**Figure 5.** Topographic fabric of study area. a). Digital elevation model (DEM) of the terrain and georeferences on which the topographic fabric computations were performed. b). Distribution and preferential orientation of the vectors resulting from the calculation of the frame topographical. The results have been overlapped to a DEM of the region.



**Figura 6.** Diagrama roseta. Este diagrama representa las orientaciones de los vectores de la fábrica topográfica de la zona de estudio. El número de datos representados en el diagrama es  $n=491$ .

**Figure 6.** Rosette diagram. On this diagram are represented the orientations of the vectors corresponding to the topographic fabric of the study area. The number of data represented in the diagram is  $n = 491$ .

### Susceptibilidades magnéticas

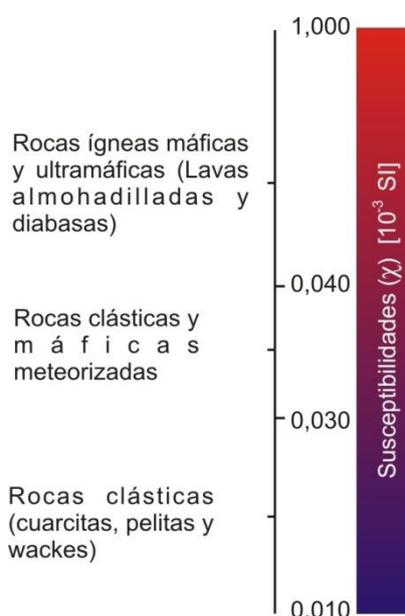
El magnetismo es una propiedad que presentan las rocas de la corteza terrestre la cual se verifica desde la superficie hasta una profundidad determinada por la isoterma de Curie, dónde las rocas pierden la magnetización (McElhinny y McFadden, 2000). Dicha propiedad está directamente relacionada con la composición química de las rocas. La magnetización de un cuerpo es el resultado de la acción de un campo magnético externo. Ambos parámetros se relacionan a través de un valor adimensional denominado susceptibilidad magnética ( $\chi$ ).

Para cuantificar esta propiedad magnética se empleó un susceptibilímetro ZH-INSTRUMENTS modelo SM30, el cual cuenta con una sensibilidad del orden de  $10^{-7}$  SI, un valor máximo de medición de  $10^{-1}$  SI y una frecuencia de operación de 9 KHz.

Las mediciones de susceptibilidad magnética se realizaron *in situ* a lo largo de varias secciones del área de estudio (Figura 2), con el objetivo de complementar las técnicas alternativas de mapeo de laboratorio descritas precedentemente con aquellas de campo. A partir de estas mediciones, se logró aproximar un rango de variación de susceptibilidades de las diferentes unidades litológicas (Figura 7).

Se encontró que los valores de susceptibilidad varían entre 0 y  $0.030 \times 10^{-3}$  SI en rocas clásticas pudiendo alcanzar en algunos casos valores negativos, mientras que los valores para rocas máficas y ultramáficas oscilan entre  $0.040$  y  $1.000 \times 10^{-3}$  SI. Es importante destacar que el rango de susceptibilidades establecido es abierto. De esta manera, es posible contemplar aquellas rocas máficas con altos valores positivos de susceptibilidad así como aquellas rocas sedimentarias que presentan valores negativos de esta propiedad. Existe un rango de transición en el cual las rocas presentan valores ambiguos dentro de la escala establecida. Este fenómeno puede corresponder a modificaciones locales del campo, como la presencia de elementos ferro-magnesianos en sedimentos que eleven el valor de susceptibilidad, compactación y orientación de elementos minerales por metamorfismo, atenuación del campo magnético asociado al desarrollo de patinas de meteorización en rocas básicas. En el área del Pórfido de Alcaparrosa, la susceptibilidad magnética de las rocas eopaleozoicas se encuentra obliterada por fenómenos de remagnetización asociada con los eventos de intrusividad neopaleozoica (Geuna y Escosteguy, 2006).

El rango de variación de la susceptibilidad magnética establecido para las diferentes unidades litológicas presentes en la zona de estudio, es consistente con mediciones efectuadas en otros sectores de la Precordillera Occidental.



**Figura 7.** Rango de susceptibilidades magnéticas ( $\chi$ ) determinados a partir de la medición directa con susceptibilímetro sobre diferentes unidades litológicas presentes en la zona de estudio. Los colores cálidos de la escala reflejan valores de susceptibilidad que superan los  $1.000 \times 10^{-3}$  SI y son característicos de rocas máficas y ultramáficas. En cambio, los colores fríos representan valores bajos cercanos a cero hasta incluso negativos y son típicos de rocas clásticas. Entre ambas categorías existe una zona de transición en la cual se incluyen rocas clásticas magnéticas y máficas meteorizadas.

**Figure 7.** Range of magnetic susceptibilities ( $MS = \chi$ ) determined from direct measurement with susceptibilimeter over different lithological units, present in the study area. The warm colors of the scale reflect values of MS exceeding  $1.000 \times 10^{-3}$  SI. These values are characteristic of mafic and ultramafic rocks. Instead, cold colors represent low values and near zero up to negative. These values are typical for clastic rocks. Between these two categories there is a transition zone in which we include magnetic clastic rocks and weathered mafic rocks.

### Control de campo

El trabajo de campo estuvo centrado en el reconocimiento de las diferentes unidades litológicas que caracterizan a cada formación. Los atributos litológicos fueron mapeados como puntos de control de la interpretación de imágenes satelitales. En estos puntos y de manera simultánea al trabajo descriptivo se obtuvieron valores de susceptibilidad magnética para cada tipo de roca (Figura 2). Finalmente, los rasgos estructurales fueron analizados mediante el control de campo de la información cartografiada por diferentes autores y a través del relevamiento de los lineamientos estructurales generales del área. En este sentido, es posible reconocer estructuras de corrimientos con dos orientaciones principales las cuales oscilan desde NO-SE a N-S (Figuras 8 y 9). La dirección de inclinación de los planos de corrimientos es tanto hacia el este como al oeste. Estos corrimientos son de gran importancia en la estructura del área ya que constituyen rasgos de extensión regional. El nivel de despegue de estos sistemas de fracturación se localiza en las unidades más antiguas, principalmente en la Formación Don Polo, que generalmente cabalga sobre las rocas de la Formación Alcaparrosa a lo largo de potentes zonas de cizalla (Figuras 8 y 9).

Existe en el área un tercer sistema de fracturación menos difundido que los anteriores, el cual está representado por estructuras de orientación aproximadamente E-O. El rasgo más representativo de este sistema lo constituye el lineamiento que coincide con la traza fluvial del río San Juan (Figuras 2 y 5). De manera complementaria, es posible reconocer en la zona de estudio diversas estructuras de plegamiento de escalas y carácter muy variado. Las estructuras que caracterizan a las unidades del Paleozoico inferior en líneas generales corresponden a pliegues anisopacos de corta longitud de onda, a escala del afloramiento, y en sectores de carácter isoclinal. A este tipo de plegamiento se asocia el desarrollo de clivaje metamórfico de plano axial. El rumbo de los planos de clivaje es predominantemente N-S con dirección de inclinación variable en forma de abanico (Figura 10). En la interpretación estructural (Figuras 2 y 4), se reconoce un sistema de plegamiento de mayor escala con un carácter anisopaco en superficie, cuya traza axial se orienta en sentido NO. Las similitudes geométricas y el carácter anisopaco de estos dos sistemas de plegamiento de diferente escala permitirían pensar que corresponden a pliegues mayores y menores de un mismo sistema. En tal caso, la diferencia de orientación entre los planos de clivaje (N-S) y la traza axial de los pliegues mayores podría responder a variaciones locales del clivaje en respuesta al abanicado que sufren estos planos a lo largo de la superficie de plegamiento.

Existe un segundo grupo de estructuras de plegamiento más moderno que el anterior y que afecta de manera indistinta a rocas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. Los pliegues de este grupo son de tipo isopaco, en los cuales se observan geometrías de amplia longitud de onda (Figuras 2 y 11) y planos axiales orientados predominantemente NNO-SSE.



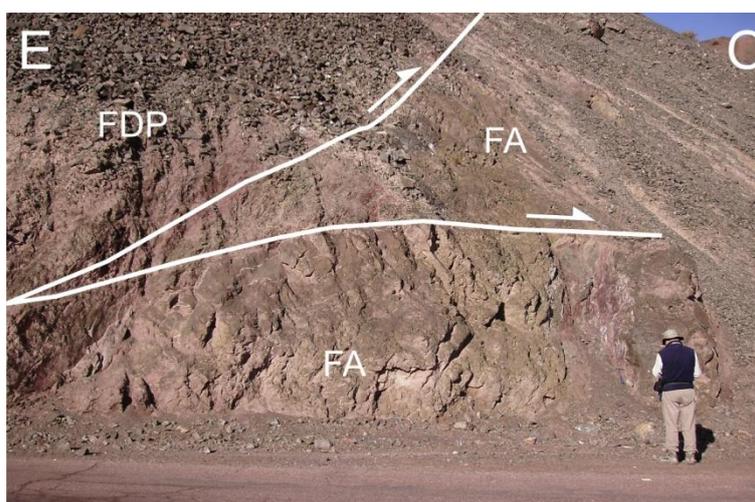
**Figura 8.** Lineamientos estructurales regionales de la zona de estudio. La imagen muestra el contacto tectónico mediante un corrimiento buzante al SO (línea blanca) entre la Formación Don Polo (FDP) y la Formación Alcaparrosa (FA), ambas de edad ordovícica.

**Figure 8.** Regional structural lineaments of the study area. This Image shows a tectonic contact, between Don Polo Formation (FDP) and Alcaparrosa Formation (FA). The contact is represented by a thrust dipping toward SW (white line).

### INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

Las clasificaciones supervisadas y no-supervisadas en las imágenes satelitales presentan importantes limitaciones al momento de abordar las temáticas estructurales y estratigráficas de la zona de estudio. Si bien, la definición de regiones de interés (RDI) permitió trabajar con criterios de clasificación sustentados en la información de campo, las limitaciones del método no permitieron realizar una separación de espectros que se ajuste a la realidad. En este contexto, la clasificación según el método de la mínima distancia fue la que proporcionó los mejores resultados para efectuar discriminaciones de índole estratigráfica. Sin embargo, la aplicación de cocientes entre bandas ha proporcionado significativa información sobre contactos interformacionales (Figura 3), estructura interna de las unidades (Figura 4) y distribución de los afloramientos. El método de cocientes entre bandas

presenta un potencial realmente superior al que proporcionan las técnicas de clasificación de imágenes satelitales. Las diferentes tonalidades permiten reconocer la distribución de los distintos elementos litológicos y de manera indirecta sus atributos estructurales. El contraste entre determinados elementos litológicos permite resaltar la geometría de las estructuras que involucran a cada formación geológica. En este aspecto, es posible reconocer estructuras de plegamiento con trazas axiales orientadas preferencialmente en sentido NO-SE (Figuras 2 y 4) como así también estructuras de fallamiento inverso de carácter regional, cuya orientación presenta al menos dos direcciones predominantes (Figuras 2, 8 y 9): un sistema de mayor predominio y orientación NO-SE con trazas de fallas de corta longitud y un sistema de menor predominio representado por trazas de fallas de gran extensión y orientación preferencialmente N-S que cortan a las anteriores.



**Figura 9.** Esquema de los corrimientos de orientación NO-SE y vergencia occidental. El bloque cabalgante está representado por rocas de la Formación Don Polo (FDP), mientras que el bloque bajo corresponde a la Formación Alcaparrosa (FA). En la imagen se destaca el desarrollo de importantes zonas de cizalla y fracturas subsidiarias menores asociadas a estos corrimientos.

**Figure 9.** Scheme of thrusts oriented NW-SE and westward vergence. The upper plate is represented by Don Polo Formation (FDP), while the lower plate corresponds to the Alcaparrosa Formation (FA). The picture shows the development of major shear zones and minor fractures associated with these thrusts.

Al contrastar esta información con la cartografía geológica de base se logró detectar que hay sectores en que los límites interformacionales interpretados coinciden estrechamente con aquellos definidos por la cartografía existente. Sin embargo, hay sectores en los cuales el límite interpretado entre formaciones varía considerablemente de aquel planteado en la cartografía.

La determinación del rango de susceptibilidades magnéticas para cada grupo de rocas presentes en el área de estudio representa una gran herramienta sobre todo en las secuencias de rocas del Paleozoico inferior y medio. En el afloramiento estas unidades presentan una tonalidad y textura similar e inclusive en numerosas ocasiones, es difícil establecer la diferencia entre filones de rocas ígneas básicas y las rocas clásticas hospedantes. En este sentido, las propiedades magnéticas brindan una excelente herramienta de mapeo, que permiten diferenciar en afloramiento cada unidad litológica y entender así la distribución y relaciones de campo existente entre las mismas. De esta manera, se logró establecer que los cuerpos de rocas básicas y rocas metasedimentarias hospedantes, guardan una relación de intrusividad concordante a modo de filones capa de espesores variables entre 3 y 10 m y acúñamientos laterales con la roca de caja (Figura 11).

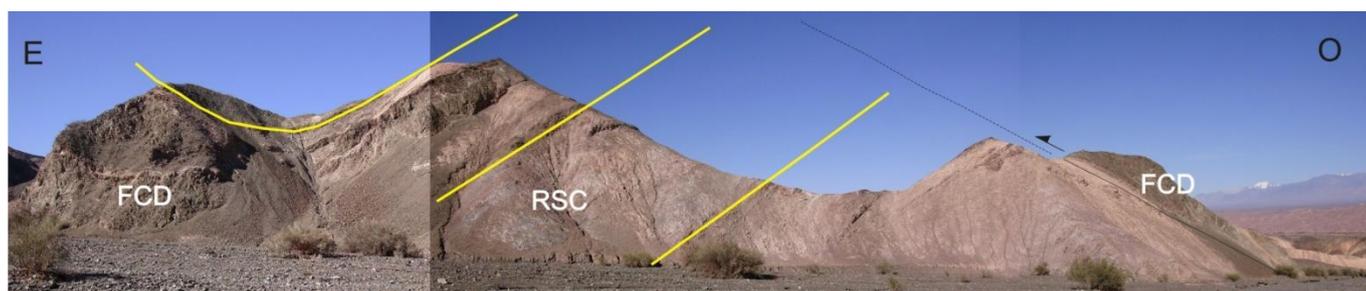
A partir del relevamiento de campo se puede advertir que en la zona de estudio coexisten varios sistemas estructurales que se superponen temporal y espacialmente unos a otros. Es posible diferenciar al menos tres sistemas de fallamiento principal. Mediante el análisis estructural del MDE, se obtuvo un mapa con los principales lineamientos de la fábrica topográfica del sector de interés. De manera auxiliar los elementos estructurales obtenidos fueron representados en un diagrama de roseta (Figura 6). Analizando la trama estructural es posible diferenciar tres sistemas estructurales que en orden de importancia son los siguientes: sistema de fracturación de orientación NO-SE, sistema de fracturación de orientación N-S y sistema de fracturación E-O. Sobre la base de las observaciones expuestas precedentemente y de acuerdo con la revisión de antecedentes, es posible postular que la estructuración de las unidades presentes se ha llevado a cabo a lo largo de varias fases de deformación las cuales han actuado en diferentes momentos de la historia geológica. En el sector andino, a estas latitudes la fase de deformación más reciente está representada por fracturación inversa de carácter regional, arrumbamiento predominantemente N-S y vergencia oriental (von Gosen, 1995; Cristallini y Ramos, 2000; entre otros). Si se

analiza el patrón estructural dominante en la zona se puede ver que el sistema de mayor predominio es aquel que se desarrolla en sentido NO-SE y de manera secundaria se presenta el sistema de fracturación con orientación N-S. Es importante destacar que el primero (sistema de estructuras NO-SE) presenta vergencia tanto oriental como occidental. Este fenómeno puede ser la respuesta de un fuerte control estructural de la deformación andina ejercida por antiguos lineamientos estructurales presentes en este sector de la corteza. Si se analiza el patrón del tercer sistema de estructuras orientadas E-O, se puede ver que existe una similitud con aquel desarrollado en vastos sectores de las sierras pampeanas (fuera de la zona estudiada en este trabajo). Esto podría dar indicios de la incidencia de tales lineamientos estructurales en esta región tal como lo proponen Baldis y Vaca (1986), al mismo tiempo que podría constituir una evidencia indirecta de la naturaleza del basamento de la Precordillera Occidental que no está expuesto.



**Figura 10.** Plegamiento anisopaco en sedimentitas del Paleozoico inferior. La línea de trazo discontinuo representa la superficie de plegamiento mientras que las trazas continuas y rectilíneas representan el clivaje pizarroso de plano axial en forma de abanico.

**Figure 10.** Non-parallel folds in sedimentary rocks of lower Paleozoic. The discontinuous line represents the folded surface, while the continuous rectilinear traces represents the planes of slaty cleavage which is parallel to the axial plane of fold.



**Figura 11.** Pliegues isopacos de gran longitud en rocas de la Formación Alcaparrosa. Las líneas amarillas representan los planos de estratificación de la roca sedimentaria clástica (RSC) que aloja a los filones capa de diabasa (FCD). Las variaciones de espesor del filón capa representan el acuñaamiento lateral de este, dentro de la roca huésped.

**Figure 11.** Parallel folds of great length in rocks of Alcaparrosa Formation. Yellow lines represent bedding planes of clastic sedimentary rock (RSC) that is hosting the sills of diabase (FCD). Variations in layer thickness of sill represent lateral wedging of this, within the host rock.

## CONCLUSIONES

Los atributos geológicos de la zona de estudio representan una compleja trama dentro de la cual es posible reconocer una importante y dinámica historia geológica. Las unidades más antiguas del área están representadas

por rocas sedimentarias de ambiente marino entre las cuales es frecuente la presencia de cuerpos básicos que se desarrollan concordantemente con las sedimentitas en lo que serían los vestigios de un cortejo ofiolítico, tal como lo proponen diferentes investigadores. Estas unidades del Paleozoico (inferior y medio) se presentan altamente deformadas con estructuras de plegamiento representativas de un nivel estructural inferior, a las cuales se asocia el desarrollo de un conspicuo metamorfismo de bajo grado. Desde una perspectiva espectral, estas unidades revisten características distintivas. Por medio del procesamiento de imágenes satelitales se ha logrado efectuar diferenciaciones de índole tanto estratigráfica como estructural. En este sentido, los cocientes entre bandas representan la técnica que mejores resultados ha aportado con la cual se ha logrado delinear aspectos de la estratigrafía de las unidades geológicas presentes en el área. Los aspectos litológicos contrastados se han puesto de manifiesto mediante diferentes respuestas espectrales las cuales han podido ser correlacionadas con datos de campo. Así, las tonalidades pardo-rojizo y pardo-amarillento representan niveles de rocas sedimentarias clásticas, mientras que las tonalidades verde y verde claro corresponden a niveles donde predominan las rocas ígneas básicas. La aplicación de técnicas de clasificación (supervisada y no-supervisada) proporcionó escasa información para discriminar entre unidades estratigráficas. Esto podría estar relacionado con las limitaciones del método y con la variabilidad espectral que presentan las rocas de la superficie estudiada. Sin embargo, si se desea evaluar la geología de una región de la cual no se cuenta con una cartografía geológica apropiada, estos métodos pueden ser efectivos ya que proporcionan una rápida imagen de las heterogeneidades litológicas de las unidades presentes, así como de los principales lineamientos estructurales. Una vez más, el objetivo y la etapa en la cual se encuentre el trabajo serán los condicionantes para emplear una u otra metodología.

Mediante el estudio y medición de las propiedades magnéticas de las diferentes rocas presentes en el área de estudio se logró agrupar cada grupo litológico en determinados rangos de susceptibilidad magnética. Las rocas metaígneas básicas son las que presentan los valores más elevados de susceptibilidad, mientras que las rocas metasedimentarias están caracterizadas por valores bajos de susceptibilidad alcanzando incluso índices negativos de esta propiedad.

A partir del procesamiento de un MDE se obtuvo la fábrica topográfica-estructural de la zona. Aunque tal concepto es un parámetro exclusivamente estadístico de las lineaciones preferenciales de crestas y valles del terreno, se puede observar que existe una muy buena correspondencia entre los patrones estructurales del terreno y aquellos determinados de manera digital. Así, es posible identificar tres sistemas de fallamiento: sistema de gran predominio orientado en sentido NO-SE; sistema secundario representado por lineamientos orientados principalmente en sentido N-S; Finalmente, se reconocen lineamientos de orientación E-O aunque con menor representatividad que los anteriores. El control de campo permitió corroborar la información proporcionada por el software de procesamiento empleado y concluir que la región ha sufrido varias fases de deformación que actualmente se presentan superpuestas en el afloramiento. La orientación preferencial de la trama estructural permite interpretar que la estructuración actual de este sector, es el resultado de un fuerte control estructural ejercido por antiguas zonas de debilidad presentes en la corteza a esta latitud.

**Agradecimientos.** Los autores desean expresar su agradecimiento a los árbitros que con sus valiosos aportes contribuyeron a mejorar sustancialmente el presente manuscrito. Esta contribución se realizó en el marco de los proyectos PIP0072 (G. Vujovich) y Jóvenes investigadores SECITI-UNSJ (J.P. Ariza - Res. 22/13-CS).

## REFERENCIAS

- Alonso, J., Gallastegui, J., García-Sansegundo, J., Farías, P., Rodríguez Fernández L., Ramos, V., (2008). Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research*, 13: 204-215.
- Astini, R., Ramos, V., Benedetto, J., Vaccari, N., Cañas, F., (1996). La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 8º Congreso Geológico Argentino, Córdoba. Actas, 5: 293-324.
- Baldis, B. y Chebli, G., (1969). Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4º Jornadas Geológicas Argentinas. Actas, 1: 47-66.
- Baldis, B. y Vaca, A., (1986). Megafacturas relacionadas con el sistema precordillerano. 1º Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan. Actas: 204-208.
- Baldis, B. y Peralta, S., (1999). Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. En *Geología Argentina*. Caminos, R. (ed.). Buenos Aires, Argentina. Anales, 29(10): 215-238.
- Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O., Vaca, A., (1982). Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas, 4: 399-445.
- Barredo, S. y Ramos, V., (2010). Características tectónicas y tectosedimentarias del hemigraben Rincón Blanco, Cuenca Cuyana: una síntesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(1-2): 133-145.
- Brussa, E., Mitchell, C., Astini, R., (1999). Ashgillian (Hirnantian?) graptolites form the western boundary of the Argentine Precordillera. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, Praga, 43: 199-202.
- Brussa, E., Toro, B., Benedetto, J., (2003). Biostratigraphy. En *Ordovician fossils of Argentina*. J.L. Benedetto (ed.). Córdoba, Argentina. 75-90.

- Buggisch, W., von Gosen, W., Henjes-Kunst, F., Krumm, S., (1994). The age of Early Paleozoic deformations and metamorphism in the Argentina Precordillera—Evidence from K-Ar Data. *Zentralblatt Geologie und Palaöologie*, (1-2): 275-286.
- Carrizo, H., (1998). Estudio de floras eocarbónicas de Argentina y su comparación con las de otras regiones relacionadas. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita). 170 p.
- Cingolani, C., Varela, R., Cuerda, A., Schauer, O., (1987). Estratigrafía y estructura de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Tucumán. *Actas*, 3: 95-98.
- Cortés, J., Casa, A., Pasini, M., Yamin, M., Terrizzano, C., (2006). Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30' - 33°30' LS): controles paleotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 639-646.
- Cristallini, E. y Ramos, V., (2000). Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). *Tectonophysics*, 317: 205–235.
- Cucchi, R., (1971). Edades radimétricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan- Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26: 503-515.
- Davis, J., Roeske, S., McClelland, W., Snee, L., (1999). Closing an ocean between the Precordillera terrane and Chileña: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana Connection before Pangea*. Geological Society of America Special Paper, 336: 115-138.
- Davis, J., Roeske, S., McClelland, W., Kay, S., (2000). Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. *Geology*, 28 (2): 171-174.
- Drury, S., (1987). *Image interpretation in geology*. Allen & Unwin, London.
- Furque, G. y Caballé, M., (1986). Descripción geológica de la Hoja 20b - Calingasta, provincia de San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito), Buenos Aires. 324 p.
- Gad, S. y Kusky, T., (2006). Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat thematic mapper (TM). *Journal of African Earth Sciences*, 44: 196–202.
- Geuna, S. y Escosteguy, L., (2006). Mineralogía magnética de la Formación Alcaparrosa (Ordovícico) y del pórfiro pérmico que la intruye, Calingasta, provincia de San Juan. 8º Congreso de Mineralogía y Metalogénia, Buenos Aires. *Actas*: 99-106.
- Guerstein, M., Laya, H., Pezzutti, N., (1965). Bosquejo Fotogeológico de la zona de Las Juntas (Depto. Calingasta, Provincia de San Juan). *Acta Geológica Lilloana*, 7: 231-242.
- Guth, P., (1995). Slope and aspect calculations on gridded digital elevation models: Examples from a geomorphometric toolbox for personal computers. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F. Supplementband*, 101: 31-52.
- Guth, P., (1999). Quantifying and visualizing terrain fabric from digital elevation models. En Diaz, J., Tynes, R., Caldwell, D., and Ehlen, J. (eds.), *International Conference on GeoComputation*, 4th, Fredericksburg VA, Mary Washington College: 25-28.
- Guth, P., (2007). MICRODEM home page: <http://www.usna.edu/Users/oceano/pguth/website/microdem.htm>, accessed 29 April 2007.
- Harrington, H. y Leanza, A., (1957). Ordovician trilobites of Argentina. Departamento de Geología, Universidad de Kansas, *Publicación*, 1: 259.
- Inzana, J., Kusky, T., Higgs, G., Tucker, R., (2003). Supervised classifications of Landsat TM band ratio images and Landsat TM band ratio image with radar for geological interpretations of central Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 59–72.
- Kay, S., Ramos, V., Kay, R., (1984). Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental; basaltos de rift oceánico temprano (?) próximo al margen continental. 9º Congreso Geológico Argentino, Río Negro. *Actas*, 2: 48-65.
- Kokogian, D., Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Martinez, R., Alcober, O., Milana, J., Zavattieri, A., Papú, O., (1999). Los depósitos continentales triásicos. En *Geología Argentina*. Caminos, R. (ed.). Buenos Aires, Argentina. *Anales*, 29(15): 377-398.
- Legarreta, L., Kokogian, D., Dellapé, D., (1993). Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿cuánto de inversión tectónica?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(1): 83-86.
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., (1994). *Remote Sensing and Image Interpretation*, third ed. John Wiley & Sons, Inc., Toronto. 721 p.
- Manceñido, M. y Sabattini, N., (1974). La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte II. *Gastropoda*. *Ameghiniana*, 10 (4): 326-338.
- Manceñido, M., Gonzales, C., Damborenea, S., (1976). La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte III. *Bivalvia*. *Ameghiniana*, 13 (2): 85-107.
- Marquetti, C., Di Tommaso, I., Herrmann, C., Nakashima, K., (2005). Datos Aster en la quebrada de Alcaparrosa, Calingasta, provincia de San Juan, Argentina. 7º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil. *Anais*, 1823-1830.

- Mattauer, M., (1976). Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Editorial Omega, Barcelona, España. 524 p.
- McElhinny, M y McFadden, P., (2000). Paleomagnetism: Continents and Oceans. International Geophisic Series. R. Dmowska, J. Holton and H. Rossby (Eds.). Academic Press, USA. 73: 1-377.
- Ortiz, A. y Zambrano, J., (1981). La Provincia Geológica de Precordillera Oriental. 8º Congreso Geológico Argentino. Actas, 3: 59-74.
- Peralta, S., (1990). Silúrico de la Precordillera de San Juan – Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan. Actas, 48-64.
- Quartino, B., Zardini, R., Amos, A., (1971). Estudio y exploración geológica de la región Barreal- Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires. Monografía N°1. 184 p.
- Raharimahefa, T. y Kusky, T., (2006). Structural and remote sensing studies of the southern Betsimisaraka Suture, Madagascar. *Gondwana Research*, 10: 186–197.
- Ramos, V., (1995). Field guide to the Geology of Precordillera Folded and Thrust Belt (Central Andes). *Andean Thrust Tectonics*, San Juan, Buenos Aires, Argentina, Universidad de Buenos Aires, Laboratorio de Tectónica Andina, Guía de campo. 64 p.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, S., Palma, M., (1984). Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, Río Negro. Actas 2: 84-106.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J., Palma, M., (1986). Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5 (6): 855-880.
- Richards, J., (1999). *Remote Sensing Digital Image Analysis*, Springer-Verlag, Berlin, 240 p.
- Sabins, F., (1999). Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14: 157–183.
- Sessarego, H., (1988). Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédito), Buenos Aires. 330 p.
- Sessarego, H., Lech, R., Amos, A., (1986). Estratigrafía y contenido paleontológico de la Formación del Salto (Pérmico) aflorante al norte del Río San Juan, cerro El Brealito, Departamento Calingasta, San Juan. 1º Jornada de Geología de Precordillera, San Juan, Argentina. 192–197.
- Sillitoe, R., (1977). Permo-Carboniferous, Late Cretaceous and Miocene porphyry cooper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72: 99-103.
- Stephen, G., Nullo, F., Hanger, R., Baldauf, P., (1995). The Calingasta Allochthon in the Western Precordillera of Argentina: A Taconic tie between North and South America, *en Geological Society of America, Annual Meeting, Abstract with Programs*.
- Sultan, M., Arvidson, R., Sturchio, N., (1986). Mapping of serpentinites in the Eastern Desert of Egypt using Landsat Thematic Mapper data. *Geology*, 14: 995–999.
- Sultan, M., Arvidson, R., Sturchio, N., Guinness, E., (1987). Lithologic mapping in arid regions with Landsat TM data: Meatiqdome, Egypt. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 748–762.
- Turco Greco, E. y Zardini, R., (1984). Un equinodermo del Paleozoico inferior en la Precordillera de San Juan, Departamento Calingasta, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (3-4): 300-333.
- Von Gosen, W., (1992). Structural evolution of the Argentine Precordillera. *Journal of Structural Geology*, 14: 643–667.
- Von Gosen, W., (1995). Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 377–404.
- Willner, A., Verdes, A., Massonne, H., Schmidt, A., Sudo, M., Thompson, S., Vujovich, G., (2011). Pressure-temperature. Time evolution of a collisional accretionary belt Guarguaraz Complex, Mendoza Province, W-Argentina: evidence for the emplacement of the Chilenia microplate. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 162 (2): 303-327.
- Sitio Web del Global Land Cover Facility: <http://glcf.umiacs.umd.edu>.
- Sitio Web del Japan Space Systems: <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>.

Recibido: 2-8-2013

Aceptado: 20-2-2014

## COMPARACIÓN DE MÉTODOS PARA ESTIMAR EL BALANCE DE MASA DEL GLACIAR DE ZONGO, BOLIVIA (16° S, 68° O)

## COMPARISON OF METHODS TO ESTIMATE THE GLACIER MASS BALANCE OF ZONGO GLACIER, BOLIVIA (S 16°, W 68°)

Álvaro Soruco<sup>1</sup>, Christian Vincent<sup>2</sup>, Bernard Francou<sup>3</sup>, Antoine Rabatel<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidad Mayor de San Andrés - UMSA, Instituto de Investigaciones Geológicas y del Medio Ambiente (IGEMA), La Paz, Bolivia.

<sup>2</sup>UJF-Grenoble 1/CNRS, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), Grenoble, France.

<sup>3</sup>IRD / UJF-Grenoble 1/CNRS / Grenoble-INP, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Grenoble, France.

E-mail : [alvaro.soruco@gmail.com](mailto:alvaro.soruco@gmail.com)

### RESUMEN

La serie más larga y continua de mediciones de balance de masa en la Zona Intertropical de Sud América corresponden al glaciar de Zongo, Bolivia. Las mediciones fueron iniciadas en 1991, empleando tanto el método glaciológico como el hidrológico. Los resultados muestran discrepancias en los balances de masa obtenidos por ambos métodos. Con el objetivo de verificar estos balances de masa, se realizó un nuevo balance de masa mediante el método fotogramétrico, que fue comparado con los métodos glaciológico e hidrológico ya existentes. Los resultados de esta comparación entre balances de masa obtenidos con el método hidrológico y fotogramétrico son equivalentes, mientras que la comparación de los resultados obtenidos entre estos y el método glaciológico, están en desacuerdo. Esta diferencia, se atribuye a la imposibilidad de realizar mediciones adecuadas con el método glaciológico en las zonas de difícil acceso del glaciar de Zongo, las cuales son simplemente interpoladas en la estimación del balance de masa neto específico. Los resultados muestran, en general, que el glaciar Zongo ha estado muy cercano a un estado de equilibrio entre 1956 y 1963; ganó masa entre 1963 y 1975 de manera significativa (3.86 m eq. agua) y a partir de 1975, los balances de masa son negativos. Por otra parte, se han extendido las observaciones del balance de masa del glaciar de Zongo para los últimos 50 años (1956-2006).

**Palabras claves:** Glaciares Tropicales, Balance de masa, Glaciar de Zongo.

### ABSTRACT

The longest and most continuous series of measurements of mass balance in the Intertropical Zone correspond to Zongo glacier, Bolivia. Measurements, which were initiated in 1991, were taken using both the hydrological and glaciological methods. Comparison of these results show discrepancies in the mass balances obtained. In order to verify the mass balances derived from both methods, a new mass balance was performed using the photogrammetric method, results of which were compared with the existing glaciological and hydrological methods. This comparison showed that the hydrological and photogrammetric methods are equivalent. However, these results disagree with the glaciological method. This difference is attributed to a lack of measurements using the glaciological method in areas of difficult access on Zongo glacier. In these areas, the glaciological method simply used interpolation to estimate the specific net mass balance. The final results of this three-method comparison show that the Zongo glacier maintained very close to a steady state of mass balance between 1956 and 1963 and then gained significant mass between 1963 and 1975 (3.86 m eq. aqua). After 1975, mass balances have been almost negative. Moreover, this research extended the range of mass balance observations on Zongo glacier to cover the past 50 years (1956-2006).

**Keywords:** Tropical Glaciers Mass Balance, Zongo Glacier.

### INTRODUCCIÓN

El balance de masa del glaciar de Zongo es medido mensualmente empleando el método glaciológico (desde 1991) y el método hidrológico (desde 1974). En la aplicación de estos métodos, se han observado importantes

diferencias (Francou et al., 1995; Sicart et al., 2007), que de acuerdo con (Francou et al., 1995) se deben al rol de la sublimación del hielo, la cual no es considerada en el cálculo del balance de masa obtenido mediante el método hidrológico. Por el contrario, Sicart et al. (2007) estima que el valor de la sublimación es demasiado reducido para poder explicar tales diferencias y concluye que estas diferencias provienen de la medición de las precipitaciones (deficiencia de los pluviómetros en la recolección de precipitaciones sólidas), así como a la ausencia de mediciones de precipitación a gran altitud (>5300 m).

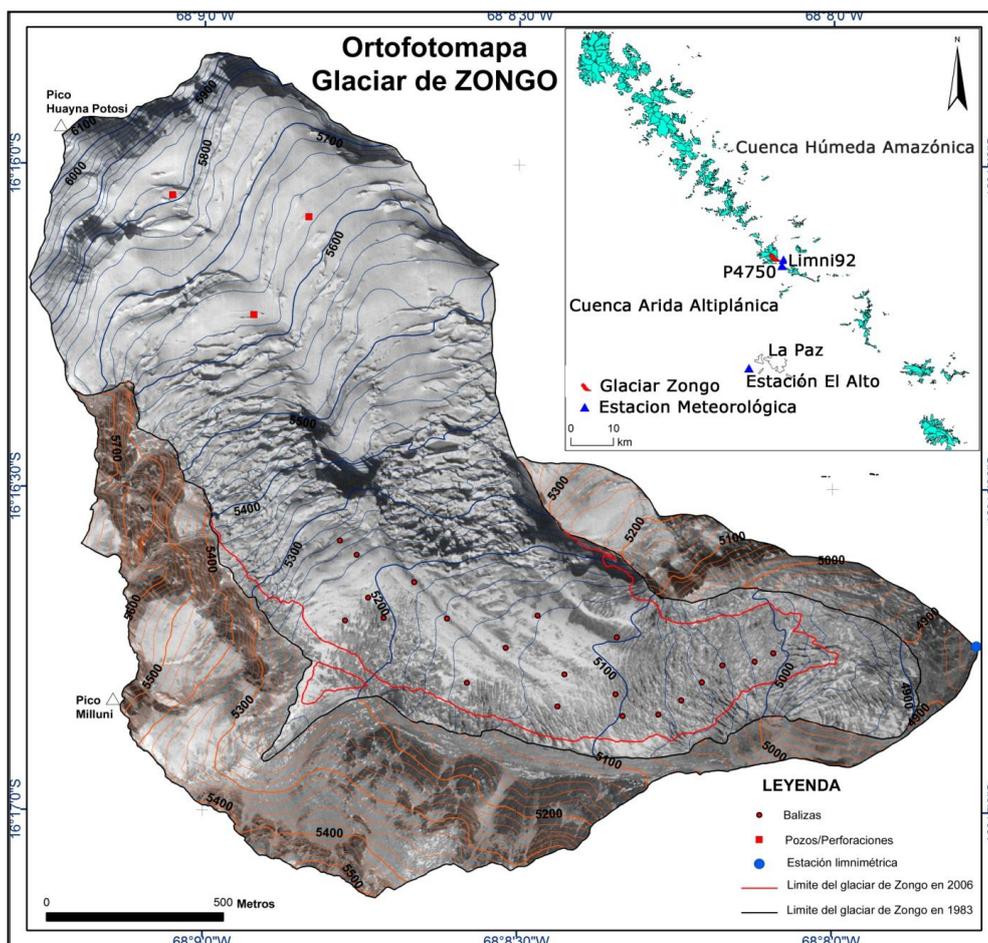
En ambos casos, los dos métodos no permiten determinar el balance de masa en forma precisa en la zona de acumulación del glaciar Zongo. Con el método glaciológico, la acumulación del glaciar de Zongo es obtenida simplemente llevando a cabo 2 o 3 pozos/perforaciones de nieve/hielo. Con el método hidrológico, no se disponen de mediciones de la precipitación por encima de los 5300 m.

Con el fin de comparar y de determinar el balance de masa en forma independiente de los métodos antes mencionados, nosotros hemos utilizado la fotogrametría aérea, método que ha sido ampliamente utilizado en la verificación/validación de series de balance de masa (Ribstein et al., 1999; Vincent, 2002; Bauder et al., 2007; Thibert et al., 2008).

Gracias a la aplicación de este método, hemos podido extender las series de mediciones a los últimos 50 años (1956-2006), dado que en Bolivia hay varios vuelos fotogramétricos desde la década del '50, constituyéndose de esta manera, en la serie de balance de masa más larga de la Cordillera de los Andes. Su aplicación ha permitido comparar los balances de masa del glaciar de Zongo obtenidos mediante el método glaciológico (1991-2006), mediante el método hidrológico (1974-2006) y mediante el método fotogramétrico (1956-2006).

### LOCALIZACION Y CARACTERISTICAS

El glaciar de Zongo está localizado en el macizo del Huayna Potosí (Cordillera Real – Bolivia, 16° S – 68° O), a 30 km al norte de la ciudad de La Paz, entre la cuenca árida Altiplánica al Oeste y la cuenca húmeda Amazónica al Este (Figura 1).

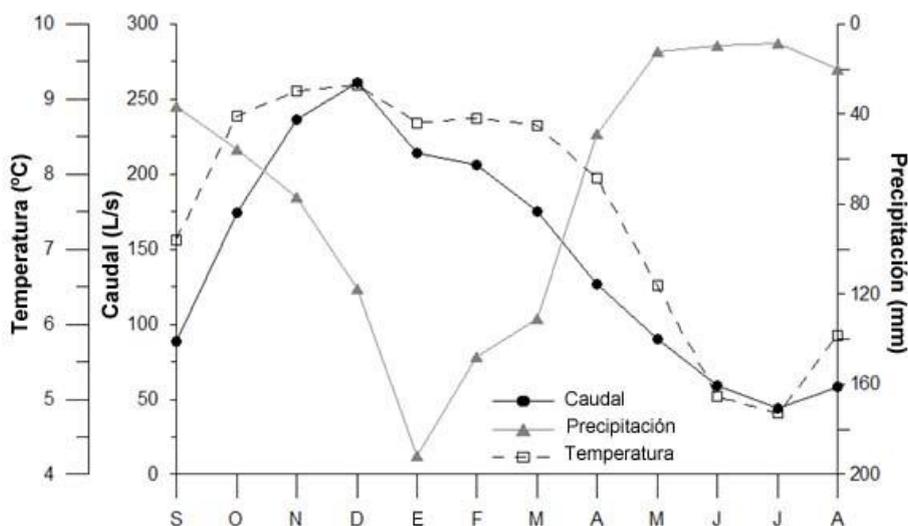


**Figura 1.** Localización del glaciar de ZONGO, Cordillera Real, La Paz–Bolivia (Ortofotomapa, vuelo IGM de 1983, Esc. 1:47000).

**Figure 1.** ZONGO Glacier location, Cordillera Real, La Paz - Bolivia (Orthophotomap constructed from the IGM 1983 flight, scale 1:47000)

El glaciar de Zongo es considerado como templado (Francou et al., 1995) y cubre un área de 1.96 km<sup>2</sup> situado sobre una cuenca hidrológica de 3.3 km<sup>2</sup>. Aproximadamente su longitud corresponde a 3000 m y su ancho a 750 m. El glaciar fluye entre los 6100 m a los 4900 m s.n.m. La velocidad promedio del glaciar es de 20 m/año entre 4900 y 5200 m s.n.m.

La mayor cantidad de precipitaciones provienen de la cuenca Amazónica. Las condiciones meteorológicas generales en el cinturón intertropical han sido ampliamente analizadas por (Kaser et al., 1996; Kaser, 2001), quienes han distinguido dos regiones: (i) los trópicos internos, sin una estacionalidad marcada en las precipitaciones y (ii) los trópicos externos, con una marcada estacionalidad en las precipitaciones. Estas diferencias climatológicas tienen un fuerte impacto en los balances de masa superficiales de los glaciares de estas regiones. En los trópicos internos, tanto la acumulación como la ablación se producen a lo largo de todo el año hidrológico. En los trópicos externos, la acumulación y la ablación se producen fundamentalmente durante el verano austral. Durante el invierno austral, la fusión de hielo/nieve es reducida, mientras que la sublimación de hielo/nieve es importante (Kaser, 2001; Favier et al., 2004). El glaciar de Zongo está localizado en los trópicos externos (Wagnon et al., 1999; Favier et al., 2004). La figura 2 presenta los promedios mensuales de las precipitaciones (Pluviómetro P4750 a 4750 m s.n.m) entre 1971 y 2006, las temperaturas (Estación El Alto a 4000 m s.n.m) entre, 1968 y 2006 y los caudales (Estación Limni92 a 4850 m s.n.m) entre 1973 y 2006, todas estas mediciones son realizadas cercanas al glaciar de Zongo (Figura 1).



**Figura 2.** Precipitaciones, temperaturas y caudales promedios mensuales del área de estudio.  
**Figure 2.** Average precipitation, temperature and flow measurement over the study area.

## DATOS Y MÉTODOS

De acuerdo a las estaciones húmeda/seca en esta región, el año hidrológico ha sido establecido entre el 1º de Septiembre y el 31 de Agosto del siguiente año (Ribstein et al., 1995).

### Método glaciológico

El método glaciológico estima la pérdida o ganancia de masa de un glaciar en un periodo de tiempo determinado a partir de mediciones de campo, balizas en la zona de ablación y pozos/perforaciones de nieve/hielo en la zona de acumulación. El balance de masa específico es obtenido empleando el método glaciológico tradicional (Paterson, 1994) (Ecuación 1):

$$\beta n_{glaciológico} = \int_{S_c} b_n dS + \int_{S_a} b_n dS + \quad (1)$$

Dónde:

- S = superficie del glaciar en m<sup>2</sup>
- S<sub>c</sub> = superficie de la zona de acumulación del glaciar en m<sup>2</sup>
- S<sub>a</sub> = superficie de la zona de ablación del glaciar en m<sup>2</sup>

Balances de masa anuales han sido obtenidos con este método, utilizando 14 balizas medidas mensualmente y 3 pozos/perforaciones de nieve/hielo medidos anualmente, estas mediciones pueden ser descargadas de internet (<http://glaciog.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAndes/index.htm>).

Las incertidumbres en la estimación del balance de masa por el método glaciológico han sido estimadas en  $\pm 0.4$  m eq. agua por año (Sicart et al., 2007).

### Método hidrológico

El segundo método empleado en la determinación del balance de masa del glaciar de Zongo constituye el método hidrológico, el cual es obtenido a partir de la medición de la precipitación (P) (P en metros por año) y la medición del caudal (D) de fusión del glaciar (D en l/s) utilizando la ecuación de continuidad (Ecuación 2):

$$\beta n_{hidrol\ ógico} = P - 1/S_g [D - (S - S_g)C_e P] \quad (2)$$

Donde:

S<sub>g</sub> = superficie del glaciar en m<sup>2</sup>

S = superficie de la cuenca hidrológica en m<sup>2</sup>, y

C<sub>e</sub> = coeficiente de escurrimiento de la superficie no cubierta por hielo

Las incertidumbres del método hidrológico sobre el glaciar de Zongo han sido ampliamente estimadas por (Sicart et al., 2007), quien no incluyó la sublimación, debido a que no existen mediciones regulares adecuadas para estos fines en la superficie del glaciar. Las únicas mediciones de sublimación sobre el glaciar de Zongo han sido efectuadas en periodos muy cortos (Wagnon, 1999; Sicart, 2002). La ablación por sublimación puede ser muy importante en los glaciares tropicales externos en época seca (Favier et al., 2004).

### Método geodésico (fotogramétrico)

El tercer método utilizado en la determinación del balance de masa del glaciar de Zongo, corresponde al método cartográfico comúnmente conocido como el método volumétrico o geodésico. El balance de masa volumétrico es calculado a partir de la diferencia entre modelos de topografía superficial de un glaciar en dos o más épocas. Se emplean Modelos Digitales de Elevación (MDE), que pueden ser obtenidos mediante la digitalización de mapas topográficos escaneados, de las restituciones fotogramétricas aéreas, a partir de una estéreo correlación satelital automática, de datos topográficos (GPS o estaciones totales) o mediante datos LiDAR (Light Detection and Ranging, por sus siglas en inglés) aerotransportados o terrestres. Para la determinación del balance de masa volumétrico entre dos MDE, es necesario conocer la topografía superficial del estado inicial del glaciar (Z<sub>1</sub>), así como la del estado final (Z<sub>2</sub>) y la función de la densidad. Debido a que no se conoce la función de densidad sobre el glaciar de Zongo se debe aplicar la ley de Sorge's (se asume una densidad constante sobre toda la superficie del glaciar, igual a 0.9 g/cm<sup>3</sup> correspondiente a la densidad del hielo) (Bader, 1954), como ha sido ampliamente descrita por Thibert et al [2008]. La ecuación para la variación de masa de un glaciar puede escribirse de la siguiente manera (Thibert et al., 2008) (Ecuación 3):

$$\Delta m_{vol} = m_2 - m_1 = \iint_{S1 \cup S2} \left[ \int_{Z_1(x,y)}^{Z_2(x,y)} \rho(x,y,z) dz \right] dx dy \quad (3)$$

Donde:  $\Delta m_{vol}$  representa la variación de masa,  $\rho$  a la densidad, S1 al estadio inicial y S2 al estadio final. Finalmente el balance de masa neto volumétrico se obtiene dividiendo la variación de masa ( $\Delta m_{vol}$ ) por la superficie promedio (S<sub>m</sub>) del glaciar entre la dos épocas (Thibert et al., 2008) (Ecuación 4):

$$b_{vol} = \frac{\Delta m_{vol}}{S_m} = \frac{\rho}{S_m} \sum_{i=1}^Q \Delta h_j S_{grid} \quad (4)$$

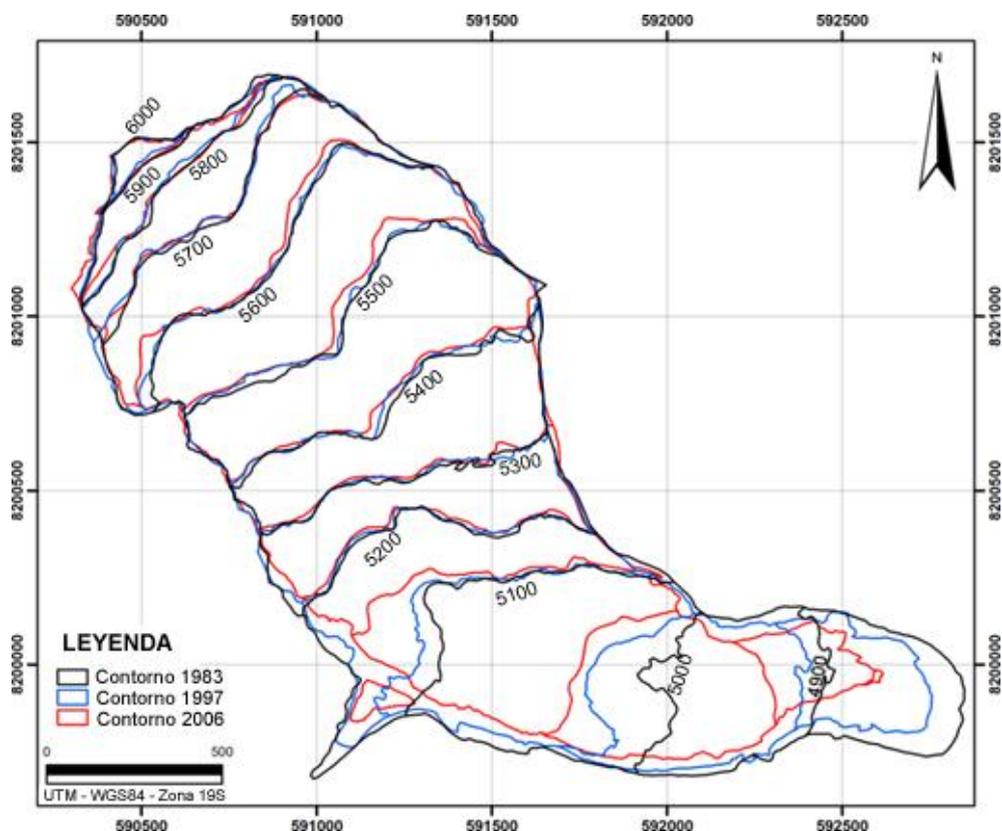
Donde: Q es el número de pixeles de la grilla,  $\Delta h_j$  es la variación de altura de cada píxel j y S<sub>grid</sub> es la superficie de cada píxel de la grilla de restitución (grilla de remuestreo de la interpolación).

## RESULTADOS

### Serie de balance de masa con el método glaciológico

En la serie de balance de masa obtenida mediante el método glaciológico sobre el Glaciar de Zongo, se han constatado dos errores sistemáticos en los cálculos. El primer error concierne la superficie de integración del balance de masa. En efecto, en los cálculos precedentes una superficie constante (estado del glaciar en 1983) ha

sido utilizada en la determinación del balance de masa del glaciar (este error también fue efectuado en la determinación del balance de masa obtenido mediante el método hidrológico). Por lo tanto, los cálculos del balance de masa del glaciar de Zongo han sido efectuados sobre una superficie constante, lo que es contradictorio con nuestras observaciones fotogramétricas (Figura 3). Este error conduce a una sobreestimación del balance de masa en 0.11 m eq. agua por año durante el periodo de 1991 al 2006 (balance promedio -0.34 m eq. agua /año). El segundo error, tiene que ver con la medición de la ablación mediante balizas. En efecto, hasta el año 2000, el espesor de las capas de nieve al pie de las balizas de ablación no era medido, simplemente la emergencia de las balizas era tomada en cuenta. Por lo tanto, otro error sistemático fue constatado, ya que la capa de nieve eventualmente presente al final del año hidrológico (septiembre) era transformada en m eq. agua utilizando la densidad del hielo. Este error, puede conducir a una variación del balance de masa anual equivalente en 0.23 m eq. agua /año sobre el balance de masa anual. Debido a estos 2 problemas, se recalcularon los balances de masa glaciológicos del glaciar de Zongo para los ciclos comprendidos entre 1991 y 2006. El primer error fue corregido tomando en cuenta la disminución de las superficies, obtenida mediante las mediciones fotogramétricas, y considerando una disminución lineal en los tramos altitudinales entre 2 periodos de mediciones fotogramétricas, en otras palabras, a medida que el glaciar pierde masa, el volumen del hielo disminuye en el frente del glaciar y por lo tanto, los rangos altitudinales de interpolación también van cambiando (Figura 3). El segundo error fue corregido considerando que si el balance de masa mensual era positivo de una medición a la sucesiva, una capa de nieve estaba presente sobre la superficie del glaciar, este espesor de nieve fue transformado utilizando una densidad de nieve igual a  $0.4 \text{ g/cm}^3$  (densidad de la nieve relativa al agua igual a  $400 \text{ kg m}^{-3}$ ). La Tabla 1 presenta los resultados obtenidos para la serie de balance de masa obtenida mediante el método glaciológico sobre el Glaciar de Zongo.



**Figura 3.** Comparación de la hipsometría del glaciar de Zongo para los años de 1983, 1997 y 2006.  
**Figure 3.** Hypsometry comparison of Zongo glacier for 1983, 1997 and 2006.

### Serie de balance de masa con el método hidrológico

En la serie de balance de masa obtenida mediante el método hidrológico sobre el Glaciar de Zongo, nosotros se recalcularon los balances de masa del glaciar de Zongo estimando la sublimación, empleando datos de re-análisis (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001) y considerando una reducción lineal de la superficie del glaciar (mismo problema identificado para los cálculos empleando el método glaciológico) (Figura 3). La precipitación y los caudales en el glaciar de Zongo han sido medidos en 2 periodos. De 1973 a 1991, la precipitación (pluviómetro

P4750, a 4750 m.s.n.m., a 1km de distancia del frente del glaciar y un área abierta de 314 cm<sup>2</sup>) y los caudales han sido medidos por la COBEE (Compañía Boliviana de Energía Eléctrica, por sus siglas en español) dos veces al día (a las 07h00 y a las 15h00). Cuando el programa glaciológico se inició en 1991, se instaló una red de 5 pluviómetros totalizadores (área abierta de 2000 cm<sup>2</sup>) alrededor de la zona de ablación del glaciar (medición mensual). La comparación entre los datos de P4750 y los de la red de los 5 pluviómetros totalizadores muestra que el pluviómetro P4750 subestima en 20% la precipitación alrededor del glaciar (Francou et al., 1995) y en 29% la precipitación sobre el glaciar (Sicart et al., 2007). Mediciones adicionales de la precipitación, obtenidas mediante un pluviómetro Geonor (pluviómetro especial para captar precipitaciones solidas) instalado en el 2003, muestran que el pluviómetro P4750 subestima la precipitación en 37%. Por consiguiente, para estimar el balance de masa hidrológico del glaciar de Zongo, nosotros hemos utilizado los valores de P4750 entre 1973 y 2006 con una corrección positiva de 37% (según comparación con el Geonor). En los cálculos se utilizó el coeficiente de escurrimiento (razón entre los caudales y las precipitaciones en áreas no cubiertas por hielo),  $ce = 0.8$  previamente determinado por (Ribstein et al., 1995). Los caudales han sido deducidos de mediciones de escalas hidrométricas realizadas desde 1973 a 1991 por COBEE y mediante una estación automática entre 1991 y 2006. La Tabla 1 presenta los resultados obtenidos para la serie de balance de masa obtenida mediante el método hidrológico sobre el Glaciar de Zongo.

### **Serie de balance de masa con el método geodésico**

En Bolivia, han sido realizados por el Instituto Geográfico Militar (IGM, Bolivia) y el Servicio Nacional de Aerofotogrametría (SNA, Bolivia), seis vuelos Aerofotogramétricos, en los años 1956, 1963, 1975, 1983, 1997 y 2006. Todos los negativos de estas fotografías fueron escaneados utilizando un escáner fotogramétrico (Vexcel UltraScan 5000) con una resolución de 14  $\mu\text{m}$ . En el año 2006, con el objetivo de orientar las fotografías, se llevaron a cabo campañas de estéreo preparación para la medición de puntos de control mediante un GPS Diferencial L1 (ASHTECH - Magellan ProMark 2), con una línea base inferior a los 20 km y con un mínimo de 1 hora de lectura para cada punto de medición. Los pares estereoscópicos de cada vuelo fotogramétrico han sido triangulados utilizando un mínimo de 25 puntos de enlace (Tie points, por sus siglas en inglés) y 10 puntos de control (GCPs por sus siglas en inglés). La restitución fotogramétrica fue llevada a cabo utilizando el software Leica Photogrammetry Suite (LPS), empleando grillas irregulares, cada 20m en regiones planas y cada 5m en regiones con pendientes fuertes. Aproximadamente 10000 puntos fueron medidos para cada vuelo fotogramétrico (área promedio del glaciar entre 1956 y 2006 igual a 2.2 km<sup>2</sup>). Los MDE fueron construidos utilizando el software Surfer, con una grilla de interpolación de 10x10 m y empleando el algoritmo de mínima curvatura. La substracción entre los diferentes MDE obtenidos de cada vuelo fotogramétrico fue transformada en equivalente agua utilizando la densidad del hielo igual a 900 kg m<sup>-3</sup>. La Tabla 1 presenta los resultados obtenidos para la serie de balance de masa obtenida mediante el método geodésico sobre el Glaciar de Zongo.

## **ANÁLISIS DE LOS DATOS**

### **Comparación de métodos**

Mediante el método geodésico fue posible obtener el balance de masa acumulado del glaciar de Zongo para los últimos 50 años gracias a los resultados de las mediciones fotogramétricas (Tabla 1 y Figura 4).

Durante el primer periodo (1956-1963), los cambios volumétricos son pequeños, mientras que durante el segundo periodo (1963-1975), podemos observar un balance de masa positivo en la parte alta del glaciar. Desde 1975 al 2006 se observa un importante cambio de volumen del glaciar en su zona de ablación. De manera global, desde 1956 al 2006, se puede observar una pérdida de volumen gradual del glaciar en su zona de ablación, y de manera opuesta, casi no se observan cambios en el mismo periodo en la parte alta o de acumulación del glaciar.

La Tabla 1 presenta, los resultados de la serie de balance de masa acumulada obtenida con el método glaciológico (-9.42 m eq. agua), hidrológico (-16.87 m eq. agua) y geodésico (-16.32 m eq. agua), sobre el Glaciar de Zongo. La diferencia entre el balance glaciológico y el hidrológico es igual a 44%, la diferencia entre el glaciológico y geodésico corresponde a 42%, y la diferencia entre el hidrológico y el geodésico corresponde a 3%.

Los balances acumulados entre el método hidrológico y glaciológico discrepan en 7.4 m eq. agua entre 1991-1992 y 2005-2006. Para llevar a cabo este análisis se han calculado los balances de masa específicos centrados (extracción del valor promedio para cada serie), tanto para la serie glaciológica como para la serie hidrológica (Figura 5).

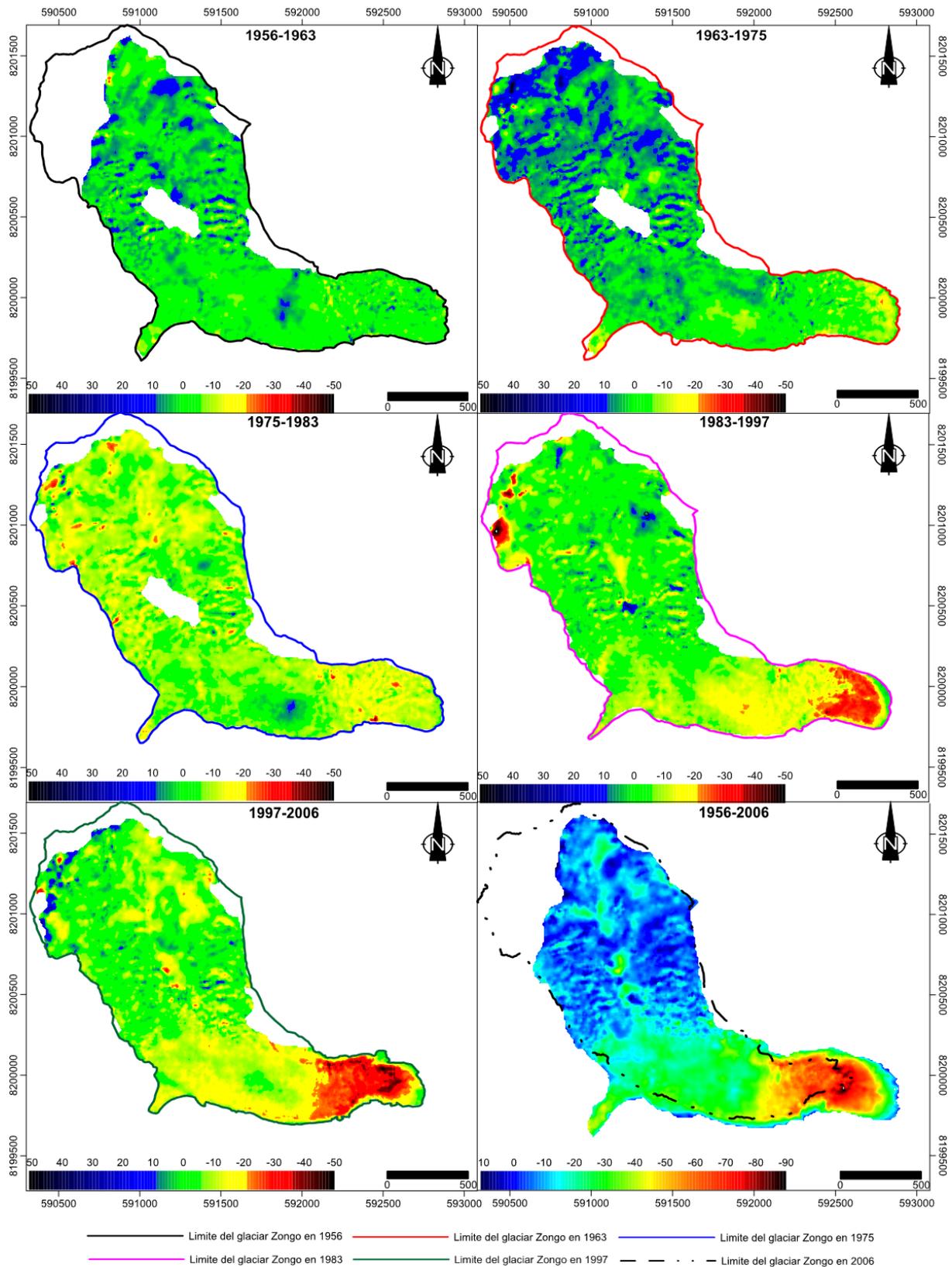
En la Figura 5 se observa, que ambos métodos concuerdan de manera satisfactoria para el conjunto de las observaciones, con la excepción del año hidrológico 1999. El coeficiente de correlación entre estas 2 series corresponde a  $r^2 = 0.80$ , lo cual muestra que las mediciones realizadas en el glaciar de Zongo empleando el método hidrológico y el método glaciológico son consistentes y que las correcciones que fueron realizadas con respecto a

las áreas para ambos métodos también son consistentes. Sin embargo, la diferencia entre los valores promedio para la serie del método glaciológico y del método hidrológico continúa. Nosotros suponemos que esta discrepancia proviene de la red de muestreo del balance glaciológico en la zona de ablación y acumulación del glaciar. Podemos concluir que los sitios donde se realizan las mediciones sobre el glaciar no son representativos de la superficie total del glaciar y que la interpolación lineal de Liboutry (1974) que se realiza entre las regiones sin ninguna observación (entre 5250 m y 5550 m), no es válida para determinar el balance de masa específico global del glaciar.

| Periodo | Balance de Masa Glaciológico [m eq.agua] | Balance de Masa Glaciológico Acumulado [m eq.agua] | Balance de Masa Hidrológico [m eq.agua] | Balance de Masa Hidrológico Acumulado [m eq.agua] | Balance de Masa Glaciológico CORREGIDO [m eq.agua] | Balance de Masa Glaciológico CORREGIDO Acumulado [m eq.agua] | Periodo   | Balance de Masa Fotogramétrico Acumulado [m eq.agua] |
|---------|--|--|---|---|--|--|-----------|--|
| 1973-74 |  |  | 3.60                                    | 3.60  |  |  |           |  |
| 1974-75 |  |  | 0.76                                    | 4.35  |  |  |           |  |
| 1975-76 |  |  | 0.00                                    | 4.35  |  |  |           |  |
| 1976-77 |  |  | -1.11                                   | 3.24  |  |  | 1956-1963 | 0.90   |
| 1977-78 |  |  | -0.52                                   | 2.72  |  |  |           |  |
| 1978-79 |  |  | -0.39                                   | 2.33  |  |  |           |  |
| 1979-80 |  |  | -1.08                                   | 1.25  |  |  |           |  |
| 1980-81 |  |  | -1.09                                   | 0.16  |  |  |           |  |
| 1981-82 |  |  | -0.93                                   | -0.77   |  |  |           |  |
| 1982-83 |  |  | -2.29                                   | -3.06   |  |  | 1963-1975 | 3.86   |
| 1983-84 |  |  | -0.73                                   | -3.78   |  |  |           |  |
| 1984-85 |  |  | -0.08                                   | -3.86   |  |  |           |  |
| 1985-86 |  |  | 2.20                                    | -1.66   |  |  |           |  |
| 1986-87 |  |  | -0.48                                   | -2.14   |  |  |           |  |
| 1987-88 |  |  | -0.89                                   | -3.02   |  |  |           |  |
| 1988-89 |  |  | -1.25                                   | -4.27   |  |  | 1975-1983 | -3.45  |
| 1989-90 |  |  | -1.07                                   | -5.34   |  |  |           |  |
| 1990-91 |  |  | -0.45                                   | -5.78   |  |  |           |  |
| 1991-92 | -1.17                                    | -6.95  | -1.34                                   | -7.13   |  |  |           |  |
| 1992-93 | 0.43                                     | -6.52  | 0.14                                    | -6.99   |  |  |           |  |
| 1993-94 | -0.33                                    | -6.85  | -0.08                                   | -7.07   |  |  |           |  |
| 1994-95 | -0.78                                    | -7.63  | -0.98                                   | -8.05   |  |  |           |  |
| 1995-96 | -0.56                                    | -8.19  | -0.99                                   | -9.04   |  |  | 1983-1997 | -8.81  |
| 1996-97 | 0.58                                     | -7.61  | 0.00                                    | -9.03   |  |  |           |  |
| 1997-98 | -1.79                                    | -9.40  | -2.55                                   | -11.58  | -2.42  | -11.45   |           |  |
| 1998-99 | -0.26                                    | -9.66  | -2.13                                   | -13.71  | -0.90  | -12.35   |           |  |
| 1999-00 | 0.29                                     | -9.37  | -0.45                                   | -14.16  | -0.34  | -12.69   |           |  |
| 2000-01 | 0.84                                     | -8.53  | -0.08                                   | -14.24  | 0.21   | -12.48   |           |  |
| 2001-02 | 0.15                                     | -8.38  | -0.73                                   | -14.97  | -0.48  | -12.97   |           |  |
| 2002-03 | -0.04                                    | -8.41  | -0.09                                   | -15.06  | -0.67  | -13.64   | 1997-2006 | -16.32   |
| 2003-04 | -0.20                                    | -8.61  | -0.49                                   | -15.55  | -0.84  | -14.47   |           |  |
| 2004-05 | -1.06                                    | -9.67  | -1.14                                   | -16.69  | -1.69  | -16.17   |           |  |
| 2005-06 | 0.25                                     | -9.42  | -0.18                                   | -16.87  | -0.38  | -16.55   |           |  |

**Tabla 1.** Balance de masa sobre el glaciar de Zongo (m eq. agua) obtenido mediante el método glaciológico (columnas 2 y 3), hidrológico (columnas 4 y 5) y geodésico (columna 9). Las columnas 6 y 7 presentan el balance de masa obtenido mediante el método glaciológico y corregido mediante el método geodésico.

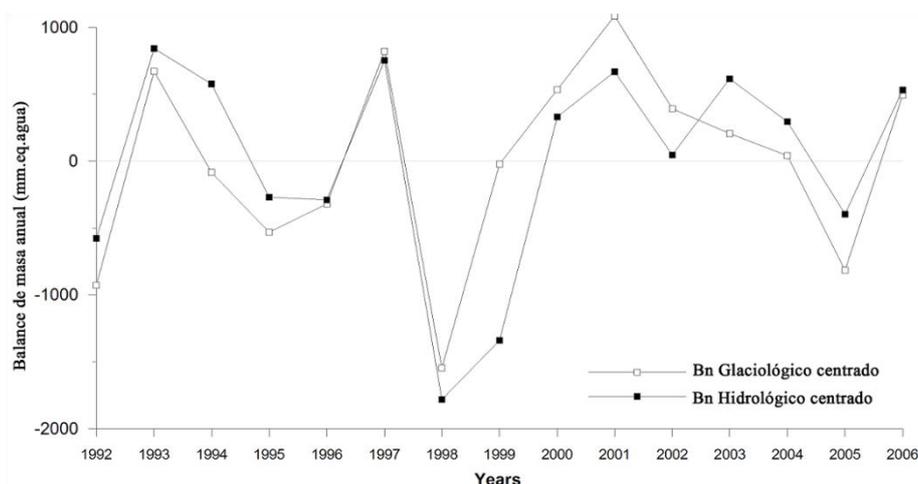
**Table 1.** Mass balance of Zongo glacier (m w. eq.) obtained from the glaciological method (columns 2 and 3), hydrological method (columns 4 and 5), and geodetic method (column 9) Columns 6 and 7 show the mass balance obtained by the glaciological method and corrected by the geodetic method.



**Figura 4.** Variaciones de espesor (m de hielo) del glaciar de Zongo durante los periodos 1956-1963, 1963-1975, 1975-1983, 1983-1997, 1997-2006 y 1956-2006. La escala de colores es la misma para cada gráfico con la excepción del último gráfico (1956-2006). Todos los mapas se encuentran en el sistema UTM- WGS84, zona 19 Sur.

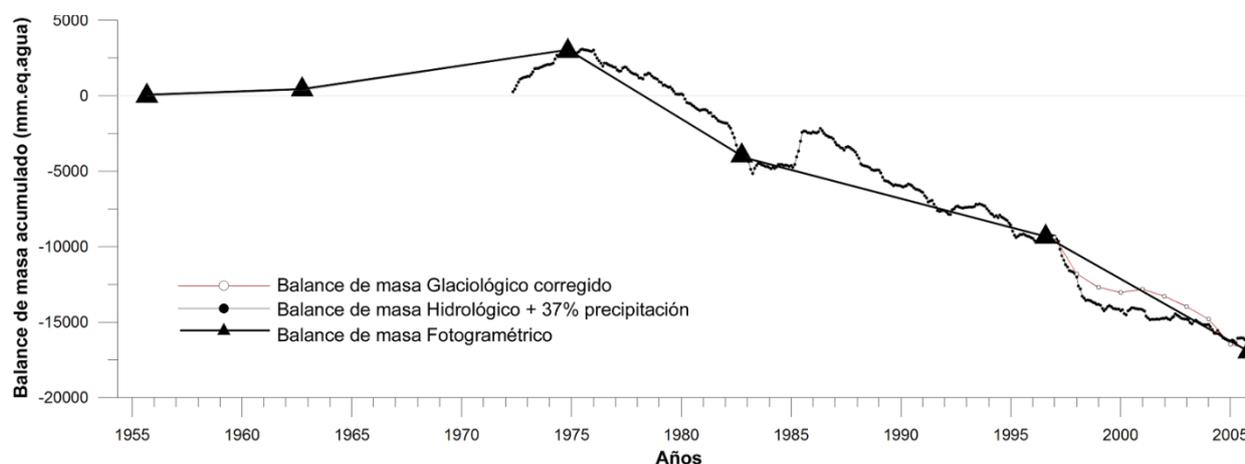
**Figure 4.** Thickness variations (m of ice) on Zongo glacier during the periods 1956-1963, 1963-1975, 1975-1983, 1983-1997, 1997-2006 and 1956-2006. The color scale is the same for each graph with the exception of the last graph (1956-2006). All maps are in UTM-WGS84, Zone 19 South.

Consecuentemente, para determinar el balance de masa específico del glaciar de Zongo empleando el método glaciológico, se debe realizar un ajuste de acuerdo a los valores provenientes de un muestreo total de la superficie del glaciar (método fotogramétrico). En este caso, los valores obtenidos mediante el método glaciológico solamente pueden ser corregidos para el periodo de 1997-2006, porque no hay más vuelos fotogramétricos en el periodo de medición con el método glaciológico. En este sentido se ha adicionado un valor constante de 0.633 m.eq.agua a cada año de la serie glaciológica entre 1997-1998 y 2005-2006 para corregir el balance de masa glaciológico. Este valor fue obtenido en función a la diferencia entre el balance de masa acumulado entre el método glaciológico y fotogramétrico (-5.7 m eq. agua) y dividido entre los periodos de observación (9 años entre 1997 y 2006).



**Figura 5.** Comparación entre los balances de masa centrados obtenidos mediante el método glaciológico (cuadrados blancos) y el método hidrológico (cuadrados negros).  
**Figure 5.** Comparison of centered mass balances obtained by the glaciological method (white squares) and the hydrological method (black squares).

Los balances de masa acumulados del glaciar de Zongo obtenidos para los últimos 50 años empleando el método fotogramétrico, el método hidrológico y el método glaciológico (datos corregidos empleando las mediciones fotogramétricas) son graficados en la Figura 6. Esta figura revela una excelente concordancia entre el método fotogramétrico y el método hidrológico entre 1975 y 2006. Sin embargo, se muestra importantes discrepancias entre los métodos hidrológico/fotogramétrico con el método glaciológico en el periodo de mediciones comunes (1991-2006 entre los métodos hidrológico y glaciológico; 1997-2006 entre los métodos fotogramétrico y glaciológico) (Tabla 1).



**Figura 6.** Balances de masa acumulados del glaciar de Zongo (mm.eq.agua) calculados a partir del método geodésico (triángulos negros y línea gris), del método hidrológico (círculos negros y línea negra) y del método glaciológico corregido (círculos blancos y línea roja).  
**Figure 6.** Cumulative mass balance of Zongo glacier (mm.w.eq) calculated from the geodetic method (black triangles and black line), the hydrological method (black circles) and the corrected glaciological method (white circles and red line).

Finalmente se ha llevado a cabo un análisis de los errores de las mediciones fotogramétricas empleando el método de (Thibert et al., 2008) (Tabla 2). El error total obtenido mediante el método fotogramétrico para el periodo comprendido entre 1956 y 2006 corresponde a 1.96 m eq. agua. El error que existe o se comete en la aplicación del método hidrológico es muy difícil de estimar con precisión. Sin embargo (Sicart et al., 2007) llevó a cabo un análisis de sensibilidad de todas las variables comprendidas en el método hidrológico (con excepción de la sublimación, ya que en los estudios precedentes esta no era tomada en cuenta). Sin embargo de una manera simplificada se puede indicar que las incertidumbres del método hidrológico provienen esencialmente de la falta de mediciones de precipitación en la parte alta del glaciar. Por lo tanto, se asume que el error de los valores del balance de masa hidrológico anual corresponden a 0.3 m eq. agua /año, lo cual equivale a un error global de 1.67 m eq. agua durante el periodo de 1975 a 2006. Por lo tanto, la excelente concordancia entre los valores acumulados del método hidrológico y los valores acumulados del método fotogramétrico confirman que los datos obtenidos en el glaciar de Zongo son consistentes. Por consiguiente, realizar evaluaciones de la variabilidad climática y los efectos del cambio climático sobre este glaciar sería conveniente.

|  | Método Geodésico |           |           |           |           |           |
|--|------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|  | 1956             | 1963      | 1975      | 1983      | 1997      | 2006      |
| errores aleatorios   |                  |           |           |           |           |           |
| rugosidad de la superficie para un punto, $\sigma_{\text{rgh}}$ (m)                      | 0.35             | 0.35      | 0.35      | 0.35      | 0.35      | 0.35      |
| error estereoscópico en planimetría, $\sigma_{\text{stereo.xy}}$ (m)                     | 1.58             | 1.21      | 2.69      | 2.04      | 2.01      | 1.38      |
| error estereoscópico en altimetría, $\sigma_{\text{stereo.z}}$ (m)                       | 1.65             | 1.21      | 3.01      | 2.89      | 2.24      | 3.5       |
| error interno altimétrico, $\sigma_z^i$ (m)  | 0.02             | 0.02      | 0.03      | 0.03      | 0.02      | 0.03      |
| residuales de la orientación, $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ (m)                         | 0.55             | 0.75      | 0.92      | 0.75      | 0.72      | 0.45      |
|  | 0.40             | 0.67      | 0.56      | 0.97      | 0.71      | 0.48      |
|  | 0.78             | 0.39      | 0.69      | 0.65      | 0.67      | 0.43      |
| incertidumbre sobre la densidad del hielo, $\sigma_{\rho 1956-2006}$ ( $\text{kg/m}^3$ ) | 100              | 100       | 100       | 100       | 100       | 100       |
| error altimétrico debido a los residuales de la orientación, $\sigma_{a.o}$ (m)          | 0.8              | 0.48      | 0.75      | 0.73      | 0.72      | 0.47      |
| Error entre los MDE (m)  | 1956-1963        | 1963-1975 | 1975-1983 | 1983-1997 | 1997-2006 | 1956-2006 |
|  | 0.69             | 1.06      | 1.53      | 1.35      | 1.66      | 1.96      |

**Tabla 2.** Análisis de los errores del método geodésico empleando la metodología de Thibert et al., (2008).  
**Table 2.** Error analysis method using geodetic methodology Thibert et al., (2008).

## CONCLUSIONES

Los resultados de los balances de masa acumulados que se han obtenido sobre este glaciar para los últimos cincuenta años son únicos en esta región del planeta.

Los balances de masa obtenidos mediante el método hidrológico y el método fotogramétrico concuerdan de manera satisfactoria. Sin embargo, se ha podido evidenciar una asimetría importante en los valores obtenidos mediante el método glaciológico y los valores obtenidos con el método hidrológico y el método fotogramétrico. Probablemente esta asimetría proviene del hecho que muchos sectores del glaciar de difícil acceso (entre 5250 m y 5550 m) no pueden ser medidos directamente por el método glaciológico (son simplemente interpolados). Por lo tanto los valores obtenidos mediante el método glaciológico fueron corregidos para el periodo comprendido entre 1997-2006, empleando una constante (variación entre el método glaciológico y geodésico entre 1997 y 2006), igual a 0.63 m eq. agua /año. Los valores centrados entre el balance de masa glaciológico e hidrológico presentan un coeficiente de correlación de  $r^2=0.80$ . Lo cual demuestra que los tres métodos de monitoreo glaciológico llevados a cabo sobre el glaciar de Zongo son consistentes.

De manera global, el balance de masa del glaciar de Zongo ha estado muy cercano a un estadio de equilibrio entre 1956 y 1963. Entre 1963 y 1975, se observó que el glaciar ganó masa de manera significativa. A partir de 1975, se observó que los balances de masa sobre el glaciar de Zongo fueron negativos.

**Agradecimientos:** El programa glaciológico GREATICE es patrocinado por el Instituto de Investigaciones para el Desarrollo (IRD-France) y por el programa Francés ORE-GLACIOCLIM (<http://www-igge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm>). Nosotros agradecemos la asistencia del IGEMA (Instituto de Geología y del

Medio Ambiente, UMSA-Bolivia) y del IHH (Instituto de Hidráulica e Hidrología, UMSA-Bolivia) y de COBEE (Compañía Boliviana de Energía Eléctrica) en La Paz. Finalmente deseamos agradecer a los revisores anónimos que han mejorado sustancialmente la calidad del artículo.

## REFERENCIAS

- Bader, H., (1954). Sorge's Law of densification of snow on high polar glaciers. *Journal of Glaciology*, 2 (15): 319-323.
- Bauder, A., Funk, M., Huss, M., (2007). Ice-volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century. *Annals of Glaciology*, 46: 145-149.
- Favier, V., Wagnon, P., Ribstein, P., (2004). Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters*, 31:(L16403).
- Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R., Tiriau, E., (1995). Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology*, 41 (137): 61-67.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D., (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3): 437-471.
- Kaser, G. (2001), Glacier-climate interaction at low latitudes, *Journal of Glaciology*, 47 (157): 195-204.
- Kaser, G., Hastenrath, S., Ames, A., (1996), Mass balance profiles on tropical glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 32: 75-81.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., Dool, H., Jenne, R., Fiorino, M., (2001). The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82 (2): 247-267.
- Paterson, W.S.B., (1994), *The physics of glaciers*, 3 ed., 480 p. Pergamon, New York - USA.
- Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B., Saravia, R., (1995). Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165: 221-234.
- Ribstein, P., Pouyaud, B., Sicart, J.E., Wagnon, P., Ramirez, E., Francou, B., (1999). Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical. ed. 279-287 p. XXII Assemblée Général de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale, Birmingham-UK.
- Sicart, J.E. (2002). Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical: Le Zongo, Bolivie, PhD Thesis thesis, 347 p., Université Paris VI-Pierre et Marie Curie, Paris-France.
- Sicart, J.E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., Condom, T., (2007). Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. *Global and Planetary Change*, 59 (1-4): 27-36.
- Thibert, E., Blanc, R., Vincent, C., Eckert, N., (2008). Glaciological and volumetric mass balance measurements an error analysis over 51 years, Glacier de Sarennes, French Alps, *Journal of Glaciology*, 54 (186): 522-532.
- Vincent, C. (2002). Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D19).
- Wagnon, P. (1999). Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, application à la relation glacier-climat, PhD Thesis thesis, 199 p. Université Joseph Fourier-Grenoble I, Grenoble.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., (1999). Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 104 (D4): 3907-3923.

Recibido: 22-7-2013

Aceptado: 6-3-2014

## METODOLOGÍAS EMPLEADAS EN EL ATLAS CLIMÁTICO DIGITAL DE MÉXICO PARA LA GENERACIÓN DE MAPAS DE ALTA RESOLUCIÓN

### METHODOLOGIES USED IN THE DIGITAL CLIMATIC ATLAS OF MEXICO FOR GENERATING HIGH-RESOLUTION MAPS

Agustín Fernández Eguiarte<sup>1</sup>, Rosario Romero Centeno<sup>1</sup> y Jorge Zavala Hidalgo<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México  
Ciudad Universitaria, DF, México.  
E-mail: [agustin@unam.mx](mailto:agustin@unam.mx)

#### RESUMEN

Se describen las metodologías empleadas para procesar los datos de más de 5200 estaciones meteorológicas de la base climatológica diaria del Servicio Meteorológico Nacional de México (1902-2011), conjuntamente con los datos de la base climática *WorldClim-Global Climate Data* 1950-2000, con el objeto de generar las superficies climáticas mensuales de alta resolución espacial (926 m) que integran el Atlas Climático Digital de México (ACDM). Se explican los procedimientos desarrollados para llevar a cabo el control de calidad de los datos y para la estructuración de bases de datos georreferenciadas de variables climáticas, sus procesos de validación, el establecimiento de metadatos y su estructuración en estándares internacionales, así como la visualización de los datos mediante composiciones cartográficas. Las variables climáticas incluidas son: temperatura, precipitación, valores extremos absolutos, parámetros bioclimáticos y sequía meteorológica.

**Palabras claves:** Cartografía climática, variables climatológicas, climatología extrema, sequía meteorológica, parámetros bioclimáticos.

#### ABSTRACT

The methodologies used to generate the monthly, high spatial resolution (926 m) climate maps that are incorporated into the Digital Climatic Atlas of Mexico (abbreviated to ACDM in Spanish) are described. These include the processing of data from more than 5200 weather stations feeding the daily climatological database of the Mexican National Weather Service covering the period 1902-2011 together with data covering the period 1950-2000 from the WorldClim-Global Climate Database. The procedures developed to perform data quality control and to structure geo-referenced databases of climate variables, as well as the validation processes and the establishment of metadata and data visualization through cartographic compositions, are explained. The climatic variables included are: temperature, precipitation, absolute extreme values, bioclimatic parameters, and meteorological drought.

**Keywords:** Climatic cartography, climatic variables, extreme climatology, meteorological drought, bioclimatic parameters

#### INTRODUCCIÓN

El Atlas Climático Digital de México (ACDM) de (Fernández et al., 2013) es el proyecto central de la Unidad de Informática para las Ciencias Atmosféricas y Ambientales (UNIATMOS) del Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El ACDM tiene el propósito de poner a disposición de una gran diversidad de usuarios de los sectores educativos, de investigación, público y privado, mapas, bases de datos y metadatos que contengan información sobre distintas variables climáticas. Asimismo, pretende apoyar a los tomadores de decisiones en el diseño de políticas encaminadas a reducir la vulnerabilidad y aumentar la capacidad de adaptación ante el cambio climático y los desastres asociados a fenómenos hidrometeorológicos extremos en diferentes regiones geográficas. En este sentido, el ACDM constituye una

aportación de desarrollo tecnológico en el campo de la Cartografía Geocientífica Interactiva en Internet en materia de clima, reanálisis, cambio climático y climatología oceánica, con potencial para incorporar otras temáticas.

Como parte de un proyecto entre el CCA y el Servicio Meteorológico Nacional de México (SMN), se creó en UNIATMOS el libro electrónico Atlas Climático de México y Áreas Adyacentes, Volumen 1 (Fernández et al., 2012) cuyos productos se describen en el presente trabajo, incluyendo las metodologías desarrolladas para integrar las bases de datos de *WorldClim-Global Climate Data* (Hijmans et al., 2005) con los datos de más de 5,200 estaciones meteorológicas de la Base Climatológica Diaria (BCD) del SMN. Los datos de la BCD, la cual abarca el período 1902-2011, se sometieron a un control de calidad para posteriormente generar y validar superficies climáticas georreferenciadas con resolución temporal mensual y muy alta resolución espacial (926 m). Los procesos metodológicos descritos corresponden a las variables: temperatura, precipitación, parámetros bioclimáticos, climatología extrema y sequía meteorológica.

A partir de las bases de datos generadas, se elaboraron mapas temáticos a través de un proceso geomático integral que va desde el control de calidad de los datos, la estructuración y validación de las superficies climáticas en formatos GeoTiff y txt, y el desarrollo de metadatos en formatos html y xml conforme al estándar internacional Federal Geographic Data Committee (FGDC), hasta la elaboración y el despliegue interactivo de los mapas en Internet. Debido a su muy alta resolución espacial, el despliegue de los mapas cubre las escalas nacional, estatal, municipal y regional.

### ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y LA BASE WORLDCLIM-GLOBAL CLIMATE DATA

De la BCD del SMN, publicada y consultada en junio de 2011 (SMN, 2011), se obtuvieron 5227 estaciones con datos de temperatura máxima, 5225 con temperatura mínima y 5320 con precipitación. El procesamiento de los datos de la BCD incluyó una metodología para el control de calidad de éstos. De la base *WorldClim-Global Climate Data* (1950-2000) se obtuvieron los promedios mensuales de temperatura máxima, mínima y precipitación.

A partir de la BCD del SMN y de la base *WorldClim* se generaron nuevas bases de datos mensuales de temperatura máxima, mínima y de precipitación, con muy alta resolución espacial (926 m) y considerando el efecto topográfico utilizando el modelo digital de elevación Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, 2005). Asimismo, se generaron superficies de parámetros bioclimáticos, de climatología extrema y de períodos de sequía meteorológica.

### CONTROL DE CALIDAD Y GENERACIÓN DE BASES DE DATOS CLIMÁTICOS MENSUALES

Con los datos de la BCD se calcularon los promedios mensuales de temperatura máxima y mínima, así como los valores de la precipitación acumulada mensual considerando únicamente las estaciones que tuvieron más del 90% de los datos diarios de precipitación por mes.

| MES | Diferencias antes del control de calidad |       |       | Diferencias después del control de calidad |       |       |
|-----|--|-------|-------|--|-------|-------|
|     | Número de Estaciones                     | MEDIA | D_STD | Número de Estaciones                       | MEDIA | D_STD |
| ENE | 5185                                     | 0.10  | 1.89  | 4921                                       | 0.10  | 1.43  |
| FEB | 5227                                     | -0.09 | 1.94  | 4898                                       | -0.06 | 1.47  |
| MAR | 5180                                     | 0.04  | 1.99  | 4896                                       | 0.08  | 1.52  |
| ABR | 5182                                     | -0.11 | 2.02  | 4882                                       | -0.08 | 1.52  |
| MAY | 5177                                     | -0.02 | 2.05  | 4872                                       | 0.11  | 1.52  |
| JUN | 5181                                     | -0.03 | 2.01  | 4877                                       | -0.03 | 1.47  |
| JUL | 5179                                     | -0.06 | 1.94  | 4903                                       | -0.04 | 1.42  |
| AGO | 5182                                     | -0.20 | 1.92  | 4910                                       | -0.19 | 1.40  |
| SEP | 5184                                     | -0.07 | 1.87  | 4908                                       | -0.05 | 1.36  |
| OCT | 5180                                     | -0.03 | 1.86  | 4911                                       | -0.00 | 1.39  |
| NOV | 5179                                     | 0.06  | 1.87  | 4905                                       | 0.09  | 1.41  |
| DIC | 5178                                     | 0.09  | 1.88  | 4905                                       | 0.09  | 1.42  |

**Tabla 1.** Media y desviación estándar de las diferencias de temperatura máxima mensual entre el valor de la estación del SMN y el valor correspondiente en la superficie climática de la base WorldClim, antes y después del control de calidad.

**Table 1.** Mean and standard deviation of the monthly maximum temperature differences between the value of the SMN station and the corresponding value on the WorldClim climatic surface, before and after the quality control.

Considerando las diferencias entre los promedios mensuales de temperatura y precipitación de cada estación y el valor correspondiente en la superficie climática de la base *WorldClim*, se eliminaron aquellas estaciones cuyos valores estuviesen por encima o por debajo de la media  $\pm 2$  desviaciones estándar para cada variable en el mes correspondiente.

| MES | Diferencias antes del control de calidad |       |       | Diferencias después del control de calidad |       |       |
|-----|--|-------|-------|--|-------|-------|
|     | Número de Estaciones                     | MEDIA | D_STD | Número de Estaciones                       | MEDIA | D_STD |
| ENE | 5182                                     | -0.06 | 2.09  | 4919                                       | -0.10 | 1.65  |
| FEB | 5184                                     | -0.16 | 2.06  | 4912                                       | -0.22 | 1.63  |
| MAR | 5181                                     | -0.16 | 2.03  | 4903                                       | -0.20 | 1.59  |
| ABR | 5183                                     | -0.37 | 2.04  | 4912                                       | -0.42 | 1.59  |
| MAY | 5177                                     | -0.27 | 1.99  | 4901                                       | -0.28 | 1.50  |
| JUN | 5181                                     | -0.34 | 1.91  | 4904                                       | -0.31 | 1.36  |
| JUL | 5179                                     | -0.31 | 1.82  | 4906                                       | -0.28 | 1.26  |
| AGO | 5182                                     | -0.33 | 1.80  | 4908                                       | -0.30 | 1.25  |
| SEP | 5184                                     | -0.35 | 1.76  | 4908                                       | -0.33 | 1.25  |
| OCT | 5181                                     | -0.24 | 1.83  | 4915                                       | -0.26 | 1.37  |
| NOV | 5179                                     | -0.13 | 2.01  | 4916                                       | -0.15 | 1.57  |
| DIC | 5178                                     | -0.11 | 2.11  | 4896                                       | -0.15 | 1.64  |

**Tabla 2.** Media y desviación estándar de las diferencias de temperatura mínima mensual entre el valor de la estación del SMN y el valor correspondiente en la superficie climática de la base *WorldClim*, antes y después del control de calidad.

**Table 2.** Mean and standard deviation of the monthly minimum temperature differences between the value of the SMN station and the corresponding value on the *WorldClim* climatic surface, before and after the quality control.

| MES | Diferencias antes del control de calidad |       |       | Diferencias después del control de calidad |       |       |
|-----|--|-------|-------|--|-------|-------|
|     | Número de Estaciones                     | MEDIA | D_STD | Número de Estaciones                       | MEDIA | D_STD |
| ENE | 5307                                     | 0.67  | 17.38 | 5159                                       | -0.21 | 8.59  |
| FEB | 5307                                     | 0.97  | 14.91 | 5199                                       | 0.19  | 6.65  |
| MAR | 5307                                     | -0.02 | 15.26 | 5186                                       | -0.59 | 6.60  |
| ABR | 5307                                     | -0.01 | 16.16 | 5177                                       | 0.80  | 6.60  |
| MAY | 5307                                     | -1.86 | 23.85 | 5129                                       | -2.59 | 12.38 |
| JUN | 5307                                     | -4.87 | 41.93 | 5027                                       | -4.78 | 24.74 |
| JUL | 5307                                     | -2.71 | 51.44 | 5073                                       | -3.09 | 28.64 |
| AGO | 5307                                     | -1.24 | 50.17 | 5048                                       | -1.98 | 29.25 |
| SEP | 5307                                     | -3.17 | 52.24 | 5034                                       | -3.66 | 30.77 |
| OCT | 5307                                     | 2.04  | 37.97 | 5078                                       | 0.64  | 20.34 |
| NOV | 5307                                     | 1.39  | 22.57 | 5133                                       | 0.08  | 10.19 |
| DIC | 5307                                     | 0.01  | 19.78 | 5183                                       | -1.58 | 10.31 |

**Tabla 3.** Media y desviación estándar de las diferencias de precipitación acumulada mensual entre el valor de la estación del SMN y el valor correspondiente en la superficie climática de la base *WorldClim*, antes y después del control de calidad.

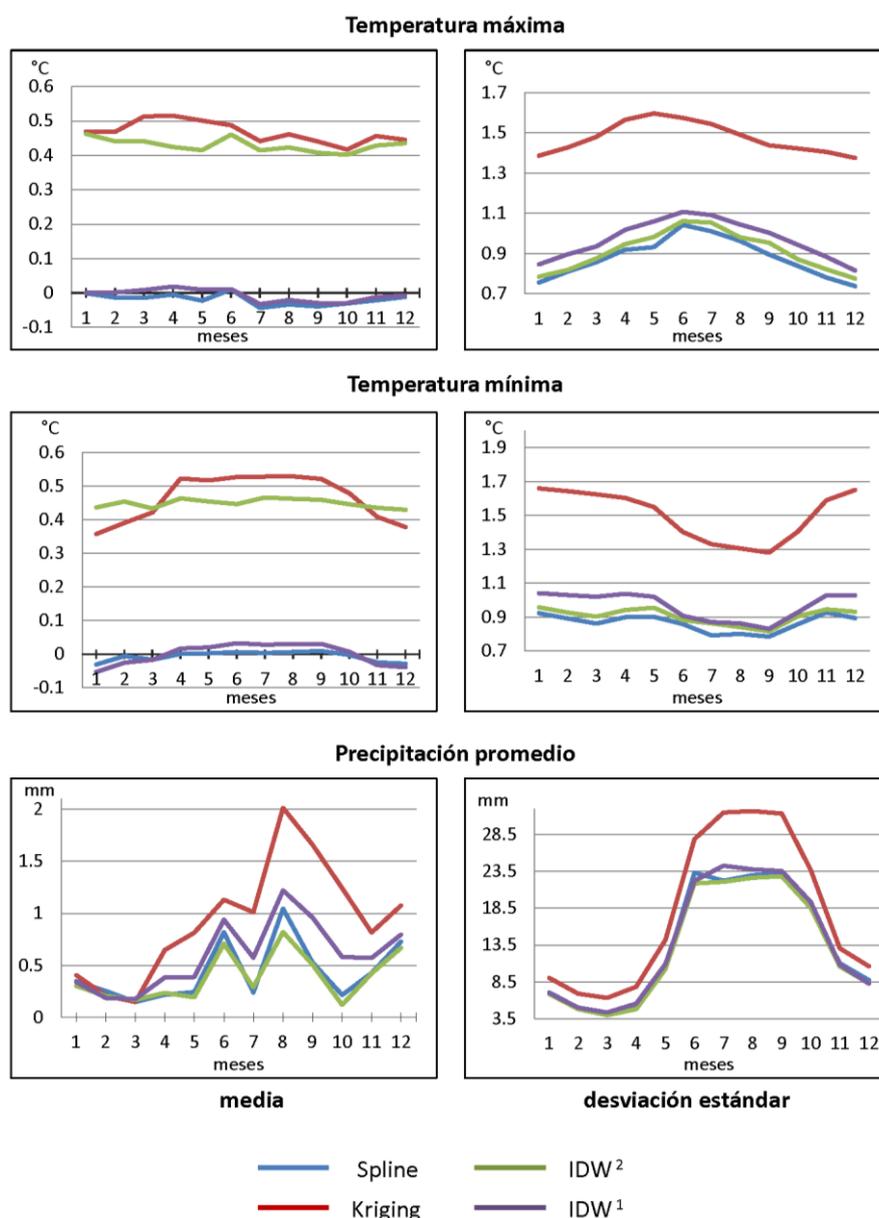
**Table 3.** Mean and standard deviation of the monthly accumulated precipitation differences between the value of the SMN station and the corresponding value on the *WorldClim* climatic surface, before and after the quality control.

Con la finalidad de evaluar el control de calidad de los datos, se calculó la media y la desviación estándar mensual de las diferencias con la base *WorldClim* considerando la totalidad de las estaciones de la BCD y considerando las estaciones restantes después de aplicar dicho control de calidad. En las Tablas 1, 2 y 3 se observa que la media prácticamente se conservó igual, mientras que la desviación estándar disminuyó apreciablemente en las tres variables.

Considerando las diferencias obtenidas con el conjunto depurado de estaciones se realizaron interpolaciones, mediante los métodos Kriging, Spline y Distancias Inversas a las potencias 1 y 2 ( $IDW^1$  e  $IDW^2$ ), para generar mallas con resolución espacial de 926 m que se sumaron a las respectivas mallas mensuales de *WorldClim*. De esta forma se incorpora el efecto topográfico y se generan las nuevas bases de datos climáticos georreferenciados en formatos GeoTiff y txt, complementando, al mismo tiempo, las regiones de Centroamérica y el sur de los Estados Unidos con la propia base *WorldClim*.

### ANÁLISIS DE LAS BASES DE DATOS CLIMÁTICOS MENSUALES

Con el objeto de validar las superficies climáticas generadas con los diferentes métodos de interpolación, se calcularon las diferencias entre el valor de las celdas en la superficie dada y el de la estación o las estaciones de la BCD localizadas en la celda correspondiente, considerando sólo aquellas estaciones con más de treinta años de registros.



**Figura 1.** Media y desviación estándar de las diferencias entre estaciones con más de 30 años de registros y las bases de datos generadas mediante 4 métodos de interpolación.

**Figure 1.** Mean and standard deviation of the differences between stations with more than 30 years of data records and the data bases generated using four interpolation methods.

La Figura 1 muestra la media y la desviación estándar de dichas diferencias y se observa que los métodos Spline e  $IDW^1$  son sensiblemente mejores que los métodos Kriging e  $IDW^2$ . También se observa que la

interpolación mediante Spline se ajusta ligeramente mejor a los valores de las estaciones que con el método IDW<sup>1</sup>, sin embargo, se optó por IDW<sup>1</sup> por generar las superficies con mejor continuidad entre las estaciones.

Las bases de datos o superficies climáticas referidas, se encuentran disponibles a través de la opción "Bases de datos" del ACDM así como sus respectivos metadatos. A partir de dichas bases de datos, se desarrollaron composiciones cartográficas mensuales que se pueden visualizar mediante las facilidades interactivas del ACDM: Servidor de mapas, Mapas en línea, KML y Servicio WMS.

## **DESARROLLO Y ANÁLISIS DE BASES DE DATOS DE CLIMATOLOGÍA EXTREMA ABSOLUTA**

### **Temperaturas máxima y mínima extremas absolutas**

La base de datos de temperatura máxima extrema absoluta se desarrolló a partir de los datos de temperatura máxima extrema absoluta de la BCD y de las bases de datos de temperaturas máximas mensuales (BTMAX) referidas en el apartado CONTROL DE CALIDAD Y GENERACIÓN DE BASES DE DATOS CLIMÁTICOS MENSUALES del presente artículo. La base de datos de temperatura mínima extrema absoluta se desarrolló de manera análoga, con los datos correspondientes a las temperaturas mínimas.

### **Precipitación extrema acumulada mensual**

La base de datos de precipitación extrema acumulada mensual se generó a partir de los datos de precipitación de la BCD, con los que se determinó la precipitación máxima acumulada mensual por estación, en conjunto con la base de datos de precipitaciones acumuladas mensuales, referidas en el apartado CONTROL DE CALIDAD Y GENERACIÓN DE BASES DE DATOS CLIMÁTICOS MENSUALES del presente artículo.

### **Generación de las bases de datos de climatología extrema absoluta**

La base de datos de temperatura máxima extrema absoluta se generó mediante el siguiente proceso: Se obtuvo la diferencia entre los valores de la BCD y el valor del pixel correspondiente sobre la base BTMAX. Se truncaron los valores mayores y menores a la media de la distribución  $\pm 2$  veces su desviación estándar. Se interpolaron los valores restantes mediante el método IDW<sup>1</sup> y la malla resultante se sumó a la capa de BTMAX. De este modo se obtuvo la superficie de temperatura máxima extrema absoluta, con alta resolución espacial y considerando el efecto topográfico.

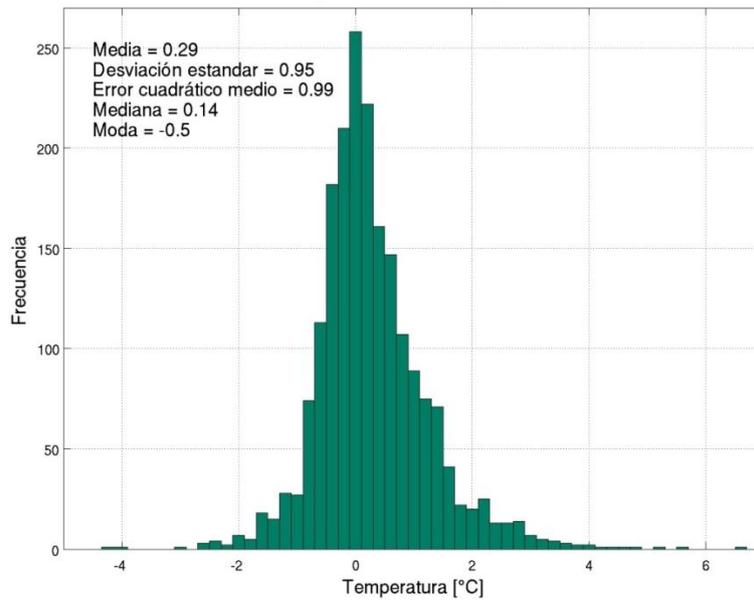
Para el caso de la temperatura mínima extrema absoluta y de la precipitación extrema acumulada mensual, se realizó un proceso similar.

### **Análisis de las bases de datos de climatología extrema absoluta**

De las bases de datos de temperatura máxima, mínima y precipitación extrema absoluta, se obtuvo el valor de la celda correspondiente a las coordenadas geográficas de cada una de las estaciones de la BCD con más de 30 años de registros. Se calculó la diferencia entre el valor de las celdas y los datos de las estaciones correspondientes. Los histogramas de las Figuras 2, 3 y 4 muestran la distribución de dichas diferencias, indicando la media, la desviación estándar, el error cuadrático medio, la mediana y la moda de las distribuciones, cantidades que permiten cuantificar la calidad de las superficies de climatología extrema absoluta.

## **DESARROLLO Y CONTROL DE CALIDAD DE LAS BASES DE DATOS DE PARÁMETROS BIOCLIMÁTICOS**

Los parámetros bioclimáticos son de utilidad para estudiar la relación entre el clima y la distribución de los seres vivos (Rivas, 2002). A partir de la BCD, y mediante un control de calidad de los datos por estación meteorológica, se calcularon 19 parámetros bioclimáticos conforme a la metodología de la Australian National University (ANU, 2012), también utilizada en *WorldClim*. Las 19 bases de datos de parámetros bioclimáticos generadas son: Temperatura media anual, Rango de temperatura media diurna, Isotermalidad, Estacionalidad de la temperatura, Temperatura máxima del mes más cálido, Temperatura mínima del mes más frío, Rango de temperatura anual, Temperatura promedio del trimestre más lluvioso, Temperatura promedio del trimestre más seco, Temperatura promedio del trimestre más cálido, Temperatura promedio del trimestre más frío, Precipitación anual, Precipitación del mes más lluvioso, Precipitación del mes más seco, Estacionalidad de la precipitación, Precipitación del trimestre más lluvioso, Precipitación del trimestre más seco, Precipitación del trimestre más cálido y Precipitación del trimestre más frío.

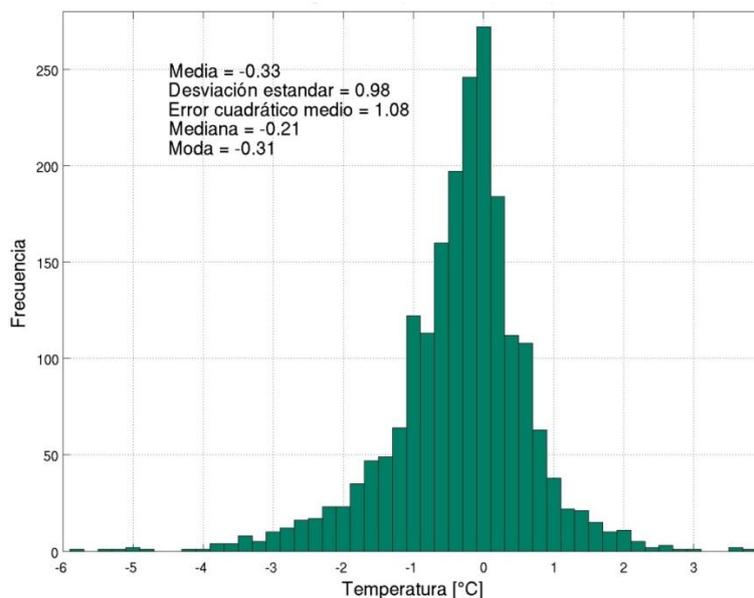


**Figura 2.** Histograma de las diferencias entre la base de datos generada de temperatura máxima extrema y los valores extremos observados en estaciones con más de 30 años de registros de la base climatológica diaria del SMN.  
**Figure 2.** Histogram of the differences between the generated extreme maximum temperature database and the observed extreme values from stations with more than 30 years of records of the daily climatological database of the SMN.

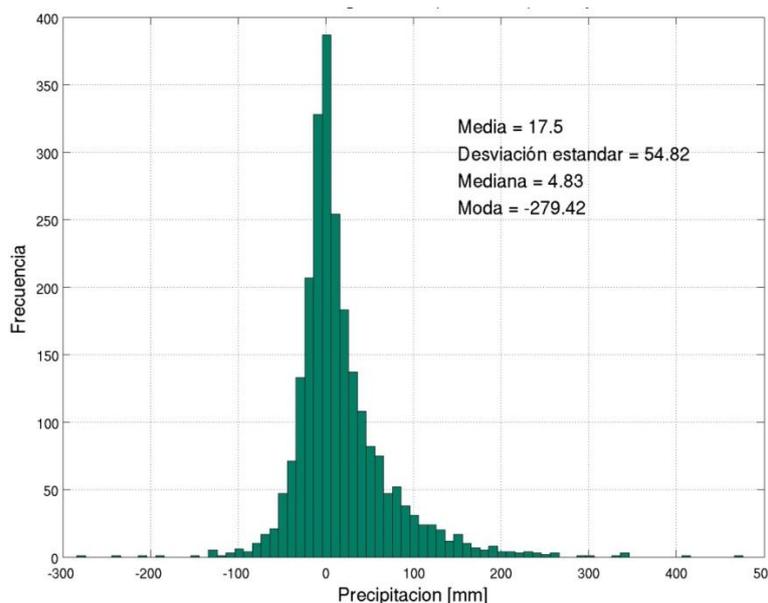
El trimestre más lluvioso (julio, agosto y septiembre), el más seco (febrero, marzo y abril), el más cálido (abril, mayo y junio) y el más frío (diciembre, enero y febrero), se obtuvieron a partir de las bases de datos climáticos mensuales.

La metodología empleada para generar la base de datos de cada parámetro bioclimático es similar a la descrita anteriormente para la obtención de la climatología extrema absoluta.

Los parámetros bioclimáticos incorporados en las bases de datos respectivas, se determinaron para la zona continental mexicana; sin embargo, las regiones del sur de los Estados Unidos y de Centroamérica se complementaron con las propias superficies bioclimáticas de *WorldClim*.



**Figura 3.** Histograma de las diferencias entre la base de datos generada de temperatura mínima extrema y los valores extremos observados en estaciones con más de 30 años de registros de la base climatológica diaria del SMN.  
**Figure 3.** Histogram of the differences between the generated extreme minimum temperature database and the observed extreme values from stations with more than 30 years of records of the daily climatological database of the SMN.



**Figura 4.** Histograma de diferencias entre la base de datos generada de precipitación máxima extrema acumulada mensual y los valores extremos de estaciones con más de 30 años de registros de la base diaria del SMN.

**Figure 4.** Histogram of the differences between the generated extreme monthly accumulated precipitation database and the extreme values from stations with more than 30 years of records of the daily climatological database of the SMN.

## DESARROLLO Y CONTROL DE CALIDAD DE LAS BASES DE DATOS DE SEQUÍA METEOROLÓGICA

La sequía meteorológica es un fenómeno natural que ocurre cuando la precipitación en una región y en un periodo determinado es menor que el promedio de referencia establecido con mediciones en un lapso mayor a 30 años. Si el decaimiento de la precipitación es severo y por períodos prolongados, da origen a otros tipos de sequía, como la agrícola y la hidrológica, que se caracterizan o detectan por los efectos que provocan en las actividades económicas de la región o directamente en la sociedad. La sequía en México es uno de los fenómenos naturales que más daños causan en lo que se refiere al aspecto económico, ya que se pierden grandes hectáreas de cultivos y mueren numerosas cabezas de ganado durante los períodos en que se presenta.

Existen factores que contribuyen al déficit de precipitación, como alteraciones en la circulación general del sistema océano-atmósfera vinculadas a cambios en la temperatura de la superficie de los océanos, cambios de la presión atmosférica, incrementos en las concentraciones de bióxido de carbono, entre otros. (CENAPRED, 2013).

El Fascículo sobre Sequías de (García et al. 2002), publicado por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) de la Secretaría de Gobernación de México, incorpora una reseña histórica de las sequías en México, así como los meses y algunos sitios en donde se presentaron. Los períodos de sequía que están reportados y documentados en dicho fascículo, son: 1998-2000, 1993-1996, 1970-1978, 1960-1964 y 1948-1954.

### Precipitación acumulada mensual y anomalía de precipitación mensual

A partir de la BCD y conforme a la metodología descrita para el procesamiento, control de calidad y validación de las bases de datos climáticas mensuales, se calculó la superficie de precipitación acumulada mensual correspondiente a los meses de impacto de sequía reportados por (García et al., 2002).

Las anomalías de precipitación mensual correspondientes a dichos meses de sequía se obtuvieron calculando la diferencia entre la superficie de precipitación acumulada en un mes determinado y la de la precipitación acumulada promedio correspondiente.

### Porcentaje de precipitación promedio mensual

Las bases de datos mensuales del porcentaje de precipitación promedio con respecto al período de referencia de la BCD (1902-2011) también se generaron a muy alta resolución espacial (926 m) considerando el efecto topográfico, normalizando los datos de anomalía de precipitación mensual mediante la relación  $((\text{precipitación del mes}/\text{climatología})-1)*100$ . En las opciones *Servidor de mapas* y *Mapas en línea* del ACDM, se pueden visualizar las composiciones cartográficas del porcentaje de precipitación promedio mensual y consultar el porcentaje de lluvia que se presentó por arriba (positivo) o por debajo (negativo) del promedio histórico en cualquier celda o

conjunto de celdas de la base, para de esa forma cuantificar y evaluar la sequía meteorológica en diversas regiones.

Las bases de datos, sus metadatos y los despliegues cartográficos de precipitación acumulada mensual, de anomalía de precipitación mensual y de porcentaje de precipitación promedio mensual, se encuentran disponibles mediante las facilidades interactivas del ACDM.

## CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

El desarrollo de bases de datos y metadatos de información climatológica con control de calidad, estructuradas en estándares internacionales y disponibles mediante plataformas geomáticas eficientes con capacidad de visualizar y difundir la información mediante Internet, constituye una necesidad y una alternativa importante para avanzar hacia la creación de un sistema permanente de información climática de calidad. Los métodos y procesos descritos en el presente trabajo pretenden contribuir en esa dirección.

Los avances en materia de procesamiento, estructuración y disseminación de datos, metadatos e información climática espacio-temporal logrados hasta ahora en el proyecto del ACDM, plantean nuevos retos relacionados con la integración y la calidad de datos climáticos y meteorológicos que son registrados por diversas redes institucionales en México. Se vinculan, además, con la necesidad de desarrollar más y mejores metodologías que permitan organizar la información en bases de datos estandarizadas e interoperables para avanzar, con ello, hacia su mapeo, visualización interactiva e integración con datos socioeconómicos y ambientales mediante sistemas de información espacial.

La información climatológica integrada en la forma propuesta permitirá, al mismo tiempo, mejorar la planeación del monitoreo de datos meteorológicos y climáticos.

En el futuro, y en función de la disponibilidad de datos de mejor calidad y con mejores coberturas espaciales, se deberá avanzar hacia su estructuración en bases de datos con mayor resolución temporal y espacial que permitan apoyar los estudios regionales en forma más precisa y confiable.

**Agradecimientos.** Los autores hacen patente su agradecimiento a Oscar Calderón Bustamante por su colaboración en el área de programación y sistemas, y a Mónica Anayetzin Mata Cruz, Miguel Ángel Flores Espinosa, Carlos Eduardo Arroyo Cruz, Erika Mendoza Peña y Carolina Hernández Castelán por su participación en desarrollos y procesos de sistemas de información geográfica, todos ellos miembros de UNIATMOS.

De igual forma se agradece al Servicio Meteorológico Nacional de México su apoyo y financiamiento para la realización del Atlas Climático de México y Áreas Adyacentes, Volumen 1, mediante el convenio de colaboración CNA/SMN-UNAM 02-2011.

## REFERENCIAS

- Australian National University, (2012). Consultada en agosto de 2012. <http://www.rforge.net/doc/packages/climates/html/bioclim.html>.
- Base climatológica diaria. Servicio Meteorológico Nacional, (2011). Comisión Nacional del Agua. Normales Climatológicas por Estación. México. [http://smn.cna.gob.mx/index.php?option=com\\_content&view=article&id=42&Itemid=75](http://smn.cna.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=42&Itemid=75).
- Centro Nacional para la Prevención de Desastres (CENAPRED), (2013). Origen y características de las sequías. Sequía. Secretaría de Gobernación, México. Consultada en junio de 2013. <http://www.cenapred.unam.mx/es/Investigacion/RHidrometeorologicos/FenomenosMeteorologicos/Sequia/>.
- Federal Geographic Data Committee, (2012). Consultada en agosto de 2012. México. <http://www.fgdc.gov>.
- Fernández, E.A., Romero, C.R. y Zavala, H.J., (2012). Atlas Climático de México y Áreas Adyacentes. Volumen 1. Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México. Servicio Meteorológico Nacional, Comisión Nacional del Agua. <http://atlasclimatico.unam.mx/ACM/>.
- Fernández, E. A., Romero, C.R. y Zavala, H.J., (2013). Atlas Climático Digital de México. Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México. <http://uniatmos.atmosfera.unam.mx>.
- García, F.F.O. y Matías L.G., (2002). Sequías. Centro Nacional para la Prevención de Desastres (CENAPRED). Serie Fascículos. [http://www.proteccioncivil.gob.mx/work/models/ProteccionCivil/Resource/372/1/images/fasciculo\\_sequias.pdf](http://www.proteccioncivil.gob.mx/work/models/ProteccionCivil/Resource/372/1/images/fasciculo_sequias.pdf).
- Hijmans, R.J., Cameron, S.E., Parra, J.L., Jones, P.G., Jarvis, A., (2005). Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 25: 1965-1978.
- Rivas, M.S., (2002). Clasificación bioclimática de la Tierra. *Worldwide Bioclimatic Classification System*. [http://www.globalbioclimatics.org/book/bioc/global\\_bioclimatics\\_2.htm](http://www.globalbioclimatics.org/book/bioc/global_bioclimatics_2.htm).
- Shuttle Radar Topography Mission, (2005). <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>.
- Unidad de Informática para las Ciencias Atmosféricas y Ambientales (UNIATMOS), (2013). Centro de Ciencias de la Atmósfera. Universidad Nacional Autónoma de México. <http://www.atmosfera.unam.mx/>.

WorldClim- Global Climate Data (1950-2000). Consultada en junio de 2011. <http://www.worldclim.org>.

Recibido: 3-7-2013

Aceptado: 21-2-2014

**PROTOCOLOS Y FORMATOS PARA LA DISEMINACIÓN DE DATOS GNSS  
(GLOBAL NAVIGATION SATELLITE SYSTEM): UNA REVISIÓN**

**PROTOCOLS AND FORMATS FOR THE DISSEMINATION OF GNSS DATA  
(GLOBAL NAVIGATION SATELLITE SYSTEM): A REVIEW**

**Alfredo H. Herrada<sup>1,2</sup>, Silvia A. Miranda<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Instituto Geofísico Sismológico "Fernando S. Volponi". FCEF. UNSJ. San Juan. Argentina.

<sup>2</sup>Facultad de Ingeniería. UNSJ. San Juan. Argentina.

E-mail: [aherrada@unsj.edu.ar](mailto:aherrada@unsj.edu.ar)

**RESUMEN**

El Instituto Geográfico Nacional de Argentina (IGN), en concordancia con la tendencia internacional y conjuntamente con diversas instituciones públicas nacionales, generó en el año 1998 un proyecto consistente en la instalación de estaciones GPS/GNSS (Global Positioning System/Global Navigation Satellite System) permanentes en el territorio nacional. En la actualidad, la Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo (RAMSAC) está conformada por 64 Estaciones Continuas GNSS (EC) que materializan el Marco de Referencia Geodésico ITRF-2005 (Época 2006, 632).

El desarrollo sostenido y la confiabilidad de la red RAMSAC, junto con la evolución de las aplicaciones y posibilidades asociadas a internet, particularmente las técnicas de transmisión de datos a través del protocolo IP (Internet Protocol) mediante la división de datos en tamaños apropiados, han posibilitado la implementación de un sistema de correcciones en tiempo real basado en los datos provistos por las Estaciones (EC). La metodología aplicada, se basa en el desarrollo elaborado por la Agencia Federal de Cartografía y Geodesia de la República Federal de Alemania (Federal Agency for Cartography and Geodesy, BKG), difundida bajo la denominación de Networked Transport of RTCM via Internet Protocol (NTRIP), que permite la obtención en tiempo real de coordenadas (latitud, longitud y altura) a múltiples usuarios con niveles de precisión sub-métrica.

Este artículo sintetiza los diversos modos de entrega de datos GNSS en tiempo real, en términos de protocolos de transmisión, formatos de datos, vínculos de comunicación, estructura de mensajes y contenidos entre las diversas versiones de formatos RTCM SC-104 (Radio Technical Commission for Maritime Services- Special Committee 104), incluyendo enmiendas recientes.

**Palabras claves:** GNSS, transmisión de datos, protocolos, formatos.

**ABSTRACT**

In 1998, in line with the international trend, the National Geographic Institute of Argentina (IGN) in partnership with various national public institutions initiated a project for the installation of a series of GPS/GNSS (Global Positioning System/Global Navigation Satellite System) permanent stations across their national territory. At the present time, this Argentine Network of Continuous Satellite Monitoring (RAMSAC) is composed of 64 Continuous Stations (EC) that materialize the Geodetic Reference Frame ITRF-2005 (Epoch 2006.632).

The sustainable development and the reliability of this RAMSAC network, along with the evolution of applications and possibilities associated with the Internet (particularly the techniques of data transmission via the Internet Protocol through the division of data into appropriate sizes) have enabled the implementation of a real-time correction system based on the data provided by these Continuous Stations. The methodology applied is based on the development elaborated by the Federal Agency for Cartography and Geodesy of the Federal Republic of Germany (BKG) broadcast under the name Networked Transport of RTCM via Internet Protocol (NTRIP). It allows multiple users to obtain, in real-time, coordinates (latitude, longitude and height) with sub-meter accuracy levels.

This article summarizes the various modes of real-time GNSS data delivery in terms of transmission protocols, data formats, links of communication, structure of messages, and content between different versions of the RTCM SC-104 formats (Radio Technical Commission for Maritime Services - Special Committee 104), including recent amendments.

**Keywords:** GNSS, data transmission, protocols, formats

## INTRODUCCIÓN

Las técnicas de posicionamiento DGNSS (Differential Global Navigation Satellite System) y RTK (Real-Time Kinematic) han sido desarrolladas para satisfacer necesidades de georreferenciamiento preciso. La transmisión de correcciones o datos crudos desde una o más estaciones de referencia a un receptor remoto es la clave del posicionamiento diferencial. La mayoría de los fabricantes de receptores GNSS han desarrollado y mantenido sus propios formatos de datos. Aunque los protocolos propietarios son eficientes y confiables, frecuentemente se requieren otros estándares a fin de establecer la interoperabilidad en la administración de redes de estaciones de referencia compuestas por marcas y tipos diferentes de receptores GNSS. El formato RINEX (Receiver INdependent Exchange) fue introducido para intercambiar datos GNSS mediante un archivo de formato estándar, sin embargo no es aplicable en la transmisión de datos en tiempo real. La organización internacional RTCM a través del comité 104 (RTCM SC-104), ha establecido formatos y protocolos que son actualmente aceptados como estándares internacionales. Los protocolos de datos han evolucionado significativamente incorporando nuevos tipos de mensajes. Por otra parte, el protocolo Networked Transport of RTCM via Internet Protocol (NTRIP) fue desarrollado como protocolo de transporte en red para diseminar datos GNSS vía internet (Weber, 2004).

En vista de la variedad y las características particulares, en este artículo, se resumen los distintos mecanismos de entrega de datos GNSS hoy disponibles.

### INTERCAMBIO DE DATOS GNSS Y TIPOS DE SERVICIO

Dos alternativas son posibles para intercambiar datos GNSS a saber. En primer lugar, el formato RINEX en el ámbito de las operaciones diferenciales con pos-procesamiento. RINEX, estándar internacional, fue introducido por el Astronomical Institute of the University of Berne, Switzerland a fines de 1980 para intercambio de datos GPS en archivos de formato ASCII, para aplicaciones científicas y geodésicas. La mayoría de los fabricantes de receptores proveen utilidades para convertir desde su formato patentado de datos a RINEX. Típicamente, los datos horarios o diarios de Estaciones de Referencia Continua se archivan en formato RINEX y están disponibles desde un servidor vía FTP (File Transfer Protocol). Variadas prácticas emplean la técnica de pos-procesamiento con archivos RINEX, entre ellas Agrimensura y GIS, Ciencias de la Atmósfera, Geodesia y Geofísica, que requieren períodos largos de datos. Sin embargo, RINEX no es aplicable en transmisión de datos en tiempo real. Se han practicado varias enmiendas de RINEX, siendo la última versión la 3.0.

Una segunda opción son los protocolos de tiempo real, para la cual existen dos alternativas: el formato propietario del receptor y el formato estándar internacional. Aunque un formato patentado por un fabricante de receptores GNSS puede ser más conveniente para algunas aplicaciones específicas, los formatos estándar son necesariamente requeridos para garantizar interoperabilidad, es decir operaciones entre distintas marcas y tipos de receptores.

### SUMINISTRO DE DATOS GNSS EN TIEMPO REAL

A fin de suministrar información GNSS en tiempo real, tres componentes son necesarias: el protocolo de transmisión, el formato de los datos y el link de comunicación de los datos.

El protocolo de transmisión administra la entrega de datos a través de una red y debe proveer mecanismos confiables de control del flujo de datos. El formato de datos es un acuerdo o especificación para traducir la secuencia de 'bit' transmitidos en información significativa. El vínculo de comunicación de datos es el medio para transportar la información desde un lugar a otro y generalmente hay dos tipos de nexos de datos: unidireccional y bidireccional.

#### Protocolos de transmisión

Dos protocolos para diseminar datos GNSS vía Internet son los más divulgados, Networked Transport of RTCM via Internet Protocol (NTRIP) y Real-Time IGS (RTIGS, 2008). NTRIP fue desarrollado por la Federal Agency for Cartography and Geodesy (BKG) y la Universidad de Dortmund (Alemania) utilizando principios de la tecnología internet radio a fin de difundir datos GNSS en tiempo real utilizando internet. NTRIP es un protocolo genérico basado en el Hypertext Transfer Protocol HTTP/1.1. Pocos años atrás el Comité RTCM aceptó NTRIP versión 1.0 como un estándar para comunicaciones (RTCM, 2004b). NTRIP versión 1.0 utiliza un Protocolo de Control de Transmisión y el Protocolo de Internet (TCP/IP) para obtener una entrega confiable de datos. La versión 2.0 de NTRIP está bajo evaluación para una total compatibilidad HTTP y para uso optativo del User Datagram Protocol e IP (UDP/IP), además de TCP/IP. NTRIP puede utilizarse no sólo como portador de datos en formato RTCM, sino también otros formatos patentados de datos GNSS. El Grupo de trabajo Real-Time IGS introdujo el protocolo RTIGS para difundir datos GNSS en internet. RTIGS está basado en UDP/IP y usa el formato de datos denominado SOC diseñado por el Jet Propulsion Laboratory (JPL) para transportar datos de observaciones GPS con un mínimo ancho de banda, siendo de uso menos difundido que NTRIP.

## Formatos de datos GNSS

NMEA 0183 es un estándar para la comunicación de datos desarrollada por el U.S. National Marine Electronics Association (NMEA), para evitar incompatibilidades entre datos y formatos de mensajes entre dispositivos electrónicos marinos. NMEA es fundamentalmente usado para la transmisión de datos entre un receptor GPS/GNSS y otros dispositivos. Es un formato ASCII fácilmente legible, pero menos compacto que un formato binario. Aunque la mayoría de los receptores GNSS generan mensajes NMEA 0183, éstos se limitan a información de navegación y no contienen datos de observación, por lo que no puede ser utilizado para operaciones Diferenciales o RTK.

La Radio Technical Commission for Maritime Services (RTCM) fue instituida en el año 1947 como un comité consejero del Departamento de Estado de EE.UU. Actualmente, es una organización independiente integrada por agencias de gobierno, fabricantes y proveedores de servicios. Las fuertes demandas de las aplicaciones DGPS en Tiempo Real condujeron al establecimiento del RTCM Special Committee 104, a fin de normalizar un formato industrial estándar para los mensajes de corrección. El formato actual es el bien conocido RTCM versión 2.x y se ha actualizado a la versión 3.x. Debido a una estructura ineficiente, el formato RTCM versión 2.x, requiere un ancho de banda relativamente alto. Como resultado no era favorable para operaciones RTK, consecuentemente la firma Trimble Navigation Ltd. (2005) desarrolló un formato compacto alternativo para transmisión de datos que fue adoptado ampliamente como un estándar de la industria. El formato es conocido como Compact Measurement Record (CMR) y resulta muy apropiado para transmitir datos GNSS a una velocidad de transmisión en baudios inferior. El formato CMR mejorado se refiere como CMR+. Muchos fabricantes de receptores GNSS han implementado el formato CMR/CMR+ en sus productos desde entonces.

### Vínculos para comunicación de datos

Un vínculo de comunicación de datos es obviamente esencial para posicionamiento relativo en tiempo real. Desde hace muchos años, correcciones de datos DGPS o RTK han sido transmitidas vía VHF (Very High Frequency) o UHF (Ultra High Frequency). Con el desarrollo de las tecnologías de comunicación inalámbrica, internet es actualmente el medio alternativo preferido de transmisión de correcciones GPS. Existen diferentes tipos de nexos inalámbricos disponibles para comunicaciones bidireccionales, entre ellas GSM (Global System for Mobile communications), GPRS (General Packed Radio Service) y UMTS (Universal Mobile Telecommunications System). Conexiones por medio de GSM son típicamente tarifadas por tiempo de conexión, mientras que GPRS es tasado por cantidad de datos transmitidos.

## EL ESTÁNDAR RTCM SC-104 VERSIÓN 2.X

### Estructura del mensaje

El diseño del formato RTCM versión 2 fue realizado en base a la estructura del Mensaje de Navegación GPS, ya que tamaño de palabras, algoritmos de paridad y formato son idénticos. El Mensaje de Navegación GPS es transmitido a un valor de 50 Hz, y una palabra consiste de 30 bits. Cada Telemetry Word y Handover Word tienen treinta bits de longitud y son la primera y segunda palabra en cada página. Cada palabra en cada frame o marco contiene seis bits de paridad.

Similarmente, en el mensaje RTCM versión 2 las primeras dos palabras de cada mensaje contienen información de cabecera, tal como preámbulo, tipo de mensaje, identificación de la estación (ID), etc. Dentro de los treinta bits, 24 llevan datos y 6 se destinan al chequeo de paridad. El tamaño de palabra y el algoritmo de comprobación de paridad son idénticos a los empleados en el Mensaje de Navegación GPS.

Después del mensaje de cabecera, hay una longitud variable de mensajes. La longitud del mensaje es determinado por el número de campos de las palabras de datos en el mensaje de cabecera. La longitud del mensaje es definido por tipos particulares de mensajes especificados en el documento RTCM versión 2. Un vínculo de datos o link lleva la información desde una estación de referencia a un receptor rover o remoto. El receptor de referencia produce datos GNSS y los convierte en un formato apropiado para transmitir y modular los datos en una portadora que emite al equipamiento de un usuario móvil. Según la especificación del formato RTCM versión 2.3, los estándares X3.15 y X3.16 del American National Standards Institute (ANSI) la transferencia de datos consecutivos está gobernada por una estructura de ocho bits. Como resultado, palabras de treinta bits deben representarse en un formato de ocho bits. En la versión 2 de RTCM, un formato especial "6 de 8" se usa; cada byte contiene 6 bits de palabras GPS, permaneciendo 2 bits remanentes como *marcando* y *espaciando* respectivamente (1 y 0).

### Tipos de mensajes y contenidos

RTCM versión 2.0 fue definida el 1 de enero de 1990 para correcciones de pseudos-range a efectos de apoyar aplicaciones DGPS con diferentes tipos de mensajes (RTCM, 1990). El Tipo 1 contiene información de

correcciones diferenciales tales como corrección para Pseudo-Range (PRC) y Range-Rate Correction (RRC), Issue Of Data (IOD) y User Differential Range Error (UDRE). El mensaje Tipo 2 porta correcciones diferenciales GPS, es decir la diferencia en pseudo-range y correcciones de range-rate resultantes de un cambio en datos de navegación del satélite. El Tipo 3 contiene la ubicación en el sistema Earth-Centred, Earth-Fixed (ECEF) de la estación de referencia. El tipo 59 es un mensaje propietario para la transmisión de cualquier dato. RTCM versión 2.0 (1990) no soporta información de apoyo desde una Red de Estaciones de Referencia. En 1992, el grupo de trabajo de comunicaciones de portadora de fase fue establecido a fin de enmendar el estándar RTCM versión 2 (RTCM, 1992). Como resultado, cambios en el estándar para datos de portadora de fase fueron recomendados (RTCM, 1992). RTCM versión 2.0 se actualizó a la versión 2.1 en 1994 con mensajes RTK portadora de fase y pseudo-range transmitidos como información de mediciones crudas no corregidas (Tipos 18 y 19) o como correcciones (Tipos 20 y 21) (RTCM, 1994). RTCM versión 2.2 (RTCM, 1997) se liberó en 1998, introduciendo correcciones diferenciales del sistema satelital Ruso GLONASS (Tipo 31). El Tipo 31 es equivalente al Tipo 1 de las correcciones DGPS. Sin embargo, los Tipos 18-21 no son totalmente compatibles con la versión previa. RTCM versión 2.3 (RTCM, 2001) se especificó en el año 2001 agregando más tipos de mensajes, tales como descripción de antena, número de serie de antena (Tipo 23) y coordenadas del punto de referencia de antena (ARP) en la estación de referencia (ECEF X, Y, Z), y opcionalmente altura de antena (Tipo 24). En definitiva, varios mensajes nuevos se introdujeron para mejorar RTK.

La versión RTCM 2.3 ha sido adoptada por todos los fabricantes de receptores y es aún ampliamente usada en operaciones DGPS y RTK, sin embargo presenta limitaciones. Ante todo, cada palabra contiene 24 bits de datos y 6 bits de paridad. Esta estructura desaprovecha ancho de banda, además el cálculo de paridad incluye bits desde la palabra previa. Como resultado cada mensaje no es independiente desde una palabra a la próxima. Finalmente, RTCM versión 2.3 no es suficientemente flexible para incluir nuevas señales como L2C y L5 (GPS) y otras futuras de Sistemas GNSS como GALILEO y COMPASS.

## **LA VERSIÓN ESTÁNDAR RTCM SC-104 VERSION 3.0**

### **Estructura del Mensaje**

RTCM SC-104 introdujo un nuevo estándar conocido como RTCM SC104 versión 3.0 (o simplemente RTCM versión 3, RTCM, 2004a) a fin de superar desventajas y mejorar las operaciones RTK. Su estructura renovada beneficia operaciones RTK y soporta redes RTK debido al eficaz ancho de banda usado durante la emisión. RTCM versión 3.0 supera limitaciones anteriores por la reestructuración del formato. Todos los mensajes RTCM 3.0 (RTCM, 2004b) comienzan con una secuencia fija de 8 bit seguidos por 6 bits reservados. Cada longitud de mensaje es variable y depende del tipo de mensaje.

El mensaje RTCM Tipo 1003 es un mensaje de dual frecuencia GPS RTK basado en mediciones crudas de pseudorange y portadora de fase. El mensaje Tipo 1003 consiste de 64 bits de información de cabecera GPS-RTK y 101 bits de cuerpo por satélite. RTCM versión 3.0 divide la corrección L1 y L2 en componentes dispersiva y no dispersiva: Ionospheric Carrier Phase Correction Difference (ICPCD) y Geometric Carrier Phase Correction Difference (GCPCD). Esto posibilita una reducción adicional en el ancho de banda por la transmisión separada hasta un 80%.

### **Tipos de Mensajes y Contenidos**

RTCM versión 3.0 es un formato flexible desde una perspectiva operacional. Los tipos de mensaje se han organizado en grupos diferentes y cada grupo de mensajes contienen informaciones similares. Por ello, los tipos de mensajes pueden mezclarse y hay una economía en la emisión. Por ejemplo, se puede seleccionar el mensaje Tipo 1001 desde el grupo de observaciones para simple frecuencia (L1), o el mensaje Tipo 1004 para dual frecuencia (L1 y L2). Esto es así también para otros grupos tal como el punto de referencia de la antena estacionaria, descripción de antena como así también observaciones GLONASS. Aunque RTCM versión 3 supera limitaciones de RTCM versión 2, ambas no son compatibles.

## **RTCM SC104 VERSIÓN 3.1**

### **Mensajes RTCM Red – RTK**

El uso de la técnica Red-RTK, en lugar de simple base RTK, aumenta no sólo la distancia entre receptores, sino también la confiabilidad. El modelado de los errores sistemáticos a través de la red de Estaciones de Referencia es la clave para lograr alta precisión. Hay actualmente tres soluciones comercialmente disponibles basadas en red: FKP, VRS y MAC. FKP (Flächen Korrektur Parameter) es una técnica basada en la transmisión de parámetros de corrección desde una red de Estaciones de Referencia Continua. VRS (Virtual Reference Station), como su nombre indica, crea una *estación de referencia virtual* cerca del receptor remoto e interpola correcciones

desde una red de Estaciones de referencia continua. Las medidas virtuales se transmiten al usuario, codificadas en el Mensaje Tipo 18/19 en el formato RTCM versión 2.3, y Mensajes Tipo 1001-1004 en RTCM versión 3.0.

Leica Geosystems y Geo++ conjuntamente propusieron una nueva solución de red basada en RTK conocida como Master Auxiliary Concept (MAC) basada en RTCM 3.0. Se ha demostrado que MAC ofrece confiabilidad y precisión más alta que FKP o VRS. El formato RTCM versión 3.1 se difundió en el año 2006 (RTCM, 2006), contiene nuevos mensajes para operaciones de red, MAC y datos de efemérides GPS/GLONASS, como así también para mensajes de texto arbitrario.

### RESUMEN DE TIPOS DE MENSAJES EN DISTINTAS VERSIONES RTCM

Los tipos de mensajes que pueden ser utilizados en aplicaciones de posicionamiento diferencial en cada versión RTCM y su contenido se sintetizan en las Tablas 1 a 3.

| RTCM 2.0 | RTCM 2.1 | RTCM 2.2    | RTCM 2.3    | RTCM 3.0    |
|----------|----------|-------------|-------------|-------------|
| Tipo 1   | Tipo 1   | Tipo 1      | Tipo 1      | Tipo 1001   |
| Tipo 2   | Tipo 2   | Tipo 2      | Tipo 2      | Tipo 1002   |
| Tipo 3   | Tipo 3   | Tipo 3      | Tipo 3      | Tipo 1003   |
| Tipo 59  | Tipo 59  | Tipo 59     | Tipo 59     | Tipo 1004   |
|          | Tipo 1   | Tipo 1      | Tipo 18     | Tipo 1005   |
|          | Tipo 2   | Tipo 2      | Tipo 19     | Tipo 1006   |
|          | Tipo 3   | Tipo 3      | Tipo 20     | Tipo 1007   |
|          | Tipo 59  | Tipo 59     | Tipo 21     | Tipo 1008   |
|          |          | Tipo 31     | Tipo 23     |             |
|          |          |             | Tipo 24     | Tipo 1013   |
| GPS      | GPS      | GPS+GLONASS | GPS+GLONASS | GPS+GLONASS |

**Tabla 1.** Tipos de mensajes en distintas versiones RTCM.

**Table 1.** Types of messages in different RTCM versions.

| Grupo                   | Sub-Grupo  | Tipo de Mensaje | Mensaje  |
|-------------------------|--|-----------------|--|
| Observaciones           | GPS-L <sub>1</sub> GPS<br>L <sub>1</sub> /L <sub>2</sub> | 1001            | Observables L <sub>1</sub> GPS RTK                                 |
|                         |  | 1002            | Observables Extendidos L <sub>1</sub> GPS RTK                      |
|                         |  | 1003            | Observables L <sub>1</sub> y L <sub>2</sub> GPS RTK                |
|                         |  | 1004            | Observables Extendidos L <sub>1</sub> y L <sub>2</sub> GPS RTK     |
|                         | GLONASS L <sub>1</sub>                                   | 1005            | Observables L <sub>1</sub> GLONASS RTK                             |
|                         |  | 1006            | Observables Extendidos L <sub>1</sub> GLONASS RTK                  |
|                         | GLONASS L <sub>1</sub> /L <sub>2</sub>                   | 1007            | Observables L <sub>1</sub> y L <sub>2</sub> GLONASS RTK            |
|                         |  | 1008            | Observables Extendidos L <sub>1</sub> y L <sub>2</sub> GLONASS RTK |
| Coordenadas de Estación |  | 1009            | Estación de Referencia RTK ARP                                     |
|                         |  | 1010            | Estación de Referencia RTK (ARP) con Altura de Antena              |
| Descripción Antena      |  | 1011            | Descriptor Antena  |
|                         |  | 1012            | Descriptor Antena y N° de Serie                                    |
| Información Auxiliar    |  | 1013            | Parámetros de Sistema  |

**Tabla 2.** Cuatro grupos RTCM 3.0 de mensajes GNSS RTK (RTCM, 2004).

**Table 2.** Four groups of RTCM 3.0 GNSS RTK messages (RTCM, 2004).

*Mensaje Tipo 1:* contiene datos de todos los satélites electrónicamente visibles desde una estación de referencia. Los datos incluyen la información siguiente: correcciones diferenciales GPS (*pseudo-range* máximo 12 satélites) y su variación en el tiempo época a época para los satélites recepcionados, y finalmente, la estimación de la corrección en términos de *multipath* y la relación señal/ruido.

*Mensaje Tipo 2:* contiene las diferencias entre *pseudorange* y las correcciones desde una estación de referencia a todos los satélites electrónicamente visibles entre dos sucesivos mensajes de navegación.

*Mensaje Tipo 3:* incluye las coordenadas de la estación de referencia en el marco de Referencia *Earth-Centred, Earth-Fixed* (X, Y, Z).

*Mensajes Tipo 18 y 19:* contienen datos crudos de portadora de fase (Tipo 18) y *pseudorang* (Tipo 19) observados en la estación de referencia.

*Mensajes Tipo 20 y 21:* proveen correcciones de portadora de fase (Tipo 20) y *pseudorange* (Tipo 21).

*Mensaje Tipo 23:* define el tipo de antena usada, siguiendo las convenciones IGS y Tipo 24 contiene coordenadas WGS84 o PE90 del Punto de Referencia de la Antena. Mensaje Tipo 31 es similar al Mensaje Tipo 1, proveyendo correcciones diferenciales GLONASS.

*Mensaje Tipo 59:* es un mensaje propietario, utilizado por diferentes proveedores.

Los Mensajes Tipo 1001, 1003, 1005, 1007, 1009 y 1011 contienen información mínima requerida para proveer el servicio, mientras que los Mensajes Tipo 1002, 1004, 1006, 1008, 1010 y 1012 contienen información adicional para mejorar el desempeño del servicio diferencial.

| Grupo                | Tipo de Mensaje |                        |
|----------------------|-----------------|------------------------|
|                      | Receptor Móvil  | Estación de Referencia |
| Observaciones (GPS)  | 1003 – 1004     | 1004                   |
| Coordenadas Estación | 1005 y 1006     | 1005 o 1006            |
| Descripción Antena   | 1007 y 1008     | 1007 o 1008            |
| Información Auxiliar |                 | 1013                   |
|                      |                 | 1014                   |
| Correcciones Red RTK |                 | 1015 y 1016            |

**Tabla 3.** Tipos de mensajes en el receptor móvil y en la estación de referencia.

**Table 3.** Types of messages in rover receiver and reference station.

### CONCLUSIONES Y FUTURAS ENMIENDAS DE RTCM SC-104

Los estándares RTCM SC-104 actuales soportan datos GPS y GLONASS para operaciones DGNS y RTK. La modernización del Sistema GPS provee nuevas señales, específicamente L2C y L5 y una mezcla de mediciones de fase desde señales diferentes que estarán disponibles próximamente. Sin embargo, RTCM versión 2.3 tiene limitaciones respecto de las nuevas señales GNSS y necesita extensiones para la inclusión de dichas señales. RTCM versión 3 tiene un Indicador para el código C/A en L2, bajo la suposición que ningún satélite transmitirá ambos códigos C/A y L2C sobre la señal portadora L2 simultáneamente. Por lo tanto, RTCM versión 3 puede soportar modos de traqueo de señales para código C/A en L1, código P (Y) en L1, código P (Y) en L2 y L2C.

Las señales del sistema GALILEO estarán disponibles en un futuro próximo y RTCM SC-104 versión 3 tiene flexibilidad para acomodar datos e información asociada a sus observables.

### REFERENCIAS

ANSI X3.15-1976, (1976). American National Standard for Bit Sequencing of the American National Standard Code for Information Interchange in Serial by-Bit Data Transmission (ANSI X3.15-1976 revision of X3.15-1966). American National Standards Institute. 1430 Broadway, New York, New York 10018.

RINEX V2 y V3. The Receiver Independent Exchange Format, [online] <ftp://ftp.unibe.ch/aiub/rinex/>

RTCM, The Radio Technical Commission for Maritime Services [online] <http://www.rtcn.org>

RTCM, (1990). RTCM Recommended Standards for Differential NAVSTAR GPS Service, Version 2.0.

RTCM, (1992) Recommendations of the Carrier Phase Communications Working Group to RTCM Special Committee 104 (SC-104), RTCM Paper 170-92/SC-104-92, Radio Technical Commission for Maritime Services, Post Office Box 19087, Washington DC 20036, August 10, 1992.

RTCM, (1994). Recommended Standards For Differential Navstar GPS Service, V2.1, RTCM Paper 194-93/SC104-STD, January 3, 1994.

RTCM, (2001). Radio Technical Commission for Marine Services. RTCM Recommended Standards for Differential GNSS (Global Navigation Satellite Systems) Service, Version. 2.3. RTCM, 2004a. RTCM Recommended

- Standards for Differential GNSS (Global Navigation Satellite Systems) Service, Version 3.0, RTCM Paper 30-2004/SC104-STD.
- RTCM, (2004a). RTCM Recommended Standards for Differential GNSS (Global Navigation Satellite Systems) Service, Version 3.0, RTCM Paper 30-2004/SC104-STD.
- RTCM, (2004b). RTCM Recommended Standards for Network Transport of RTCM via Internet Protocol (NTRIP), Version 1.0, RTCM Paper 200-2004/SC104-STD.
- RTCM, (2006). RTCM Standard 10403.1 - Differential GNSS (Global Navigation Satellite Systems) Services – Version 3. Arlington, USA: Radio Technical Commission for Maritime Services.
- RTIGS: IGS Real Time Working Group, (2008). RT-IGS Prototype Network Station Information [online] <http://www.rtigs.net/station.php>.
- Trimble Navigation Ltd., (2005). Support of network formats by Trimble GPSNet network RTK solutions, Trimble Navigation Ltd. White paper, [online] <http://trl.trimble.com/>
- Weber, G., (2004). Networked Transport of RTCM via Internet Protocol Version 1.0. [online], [http://igs.bkg.bund.de/root\\_ftp/NTRIP/documentation/NtripDocumentation.pdf](http://igs.bkg.bund.de/root_ftp/NTRIP/documentation/NtripDocumentation.pdf).

Recibido: 11-8-2013

Aceptado: 18-12-2013