

# NUEVAS EVIDENCIAS GEOFÍSICAS DE LA EXISTENCIA DE UNA CALDERA CUBIERTA EN LAGUNA POZUELOS, PUNA NORTE

Claudia B. PREZZI<sup>1</sup> y Federico LINCE KLINGER<sup>2</sup>

<sup>1</sup> CONICET-INGEODAV, Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. Email: prezzi@gl.fcen.uba.ar.

<sup>2</sup> Instituto Geofísico Sismológico Volponi, FCEFyN, Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

## RESUMEN

En el extremo sur de la cuenca de laguna de Pozuelos aflora el complejo volcánico Pan de Azúcar. El mismo está integrado por varios centros eruptivos de composición dacítica y morfología dómica que poseen una edad de ~12 Ma. Interpretaciones previas de líneas sísmicas y un relevamiento magnetométrico detallado indicaron la presencia de cuerpos intrusivos no aflorantes. La determinación de la existencia de nuevos cuerpos intrusivos no aflorantes en la zona resulta de interés debido a que: 1) estos complejos volcánicos dacíticos están estrechamente asociados con mineralización de interés económico (forman parte del cinturón estañífero boliviano); y 2) la existencia de una caldera antigua (~12 Ma) de grandes dimensiones, ahogada bajo la cubierta sedimentaria que rellena la depresión de Pozuelos, ha sido propuesta por distintos autores. Los complejos dómicos representarían las fases magmáticas finales de dicho sistema magmático caldérico. Con la finalidad de determinar la existencia de dicho sistema caldérico y/o de otros cuerpos intrusivos no aflorantes se llevaron a cabo nuevos relevamientos magnetométricos y gravimétricos terrestres detallados. El mapa magnetométrico obtenido presenta conspicuas anomalías positivas y negativas que dominan el sector sur de la cuenca, probablemente asociadas con la presencia de los domos dacíticos aflorantes. La anomalía residual de Bouguer presenta un patrón semicircular, mostrando sólo valores positivos. La curvatura de las señales magnetométricas y gravimétricas fue analizada y se utilizó la deconvolución de Euler para estimar las profundidades a las fuentes causantes de las anomalías detectadas. Los resultados obtenidos hasta el momento apoyan la hipótesis de la existencia de una gran caldera soterrada en la cuenca de Laguna Pozuelos. La identificación de un gran sistema caldérico mioceno medio contribuirá a una mejor comprensión de la evolución magmática de la Puna Norte.

Palabras clave: *Puna Norte, Sistema caldérico, Mioceno medio, Anomalías magnetométricas y gravimétricas.*

**ABSTRACT:** *New geophysical evidences of the presence of a buried caldera in Laguna Pozuelos, Northern Puna.* In the southern border of Laguna de Pozuelos Basin, the Pan de Azúcar volcanic complex crops out. It consists of several dacitic volcanic dome centers of ~12 Ma. Previous interpretation of seismic lines and a detailed ground magnetic survey indicated the presence of buried intrusive bodies. The determination of the existence of buried bodies has two major implications: 1) these volcanic complexes are closely associated with ore deposits (as part of the Bolivian tin ore polymetallic belt); and 2) the existence of a large ancient caldera (~12 Ma) beneath the central and southern part of the Laguna de Pozuelos Basin, covered by the infilling sediments was previously suggested. The volcanic complexes would represent the final stages of such a calderic magmatic system. In order to confirm the existence of other buried intrusives and/or a buried caldera system, detailed ground magnetic and gravity surveys were carried out. The magnetic map is dominated by positive and negative anomalies in the southern sector of the basin, associated with the dacitic domes. The residual Bouguer anomaly presents a semicircular pattern, having only positive values. We applied the curvature technique to analyse the magnetic and gravity signals and used Euler deconvolution to estimate the depth to the sources. Our results would support the hypothesis of a large caldera buried beneath the Laguna de Pozuelos Basin. The identification of such a large Middle Miocene caldera would bring new insight into the magmatic evolution of the northern Puna.

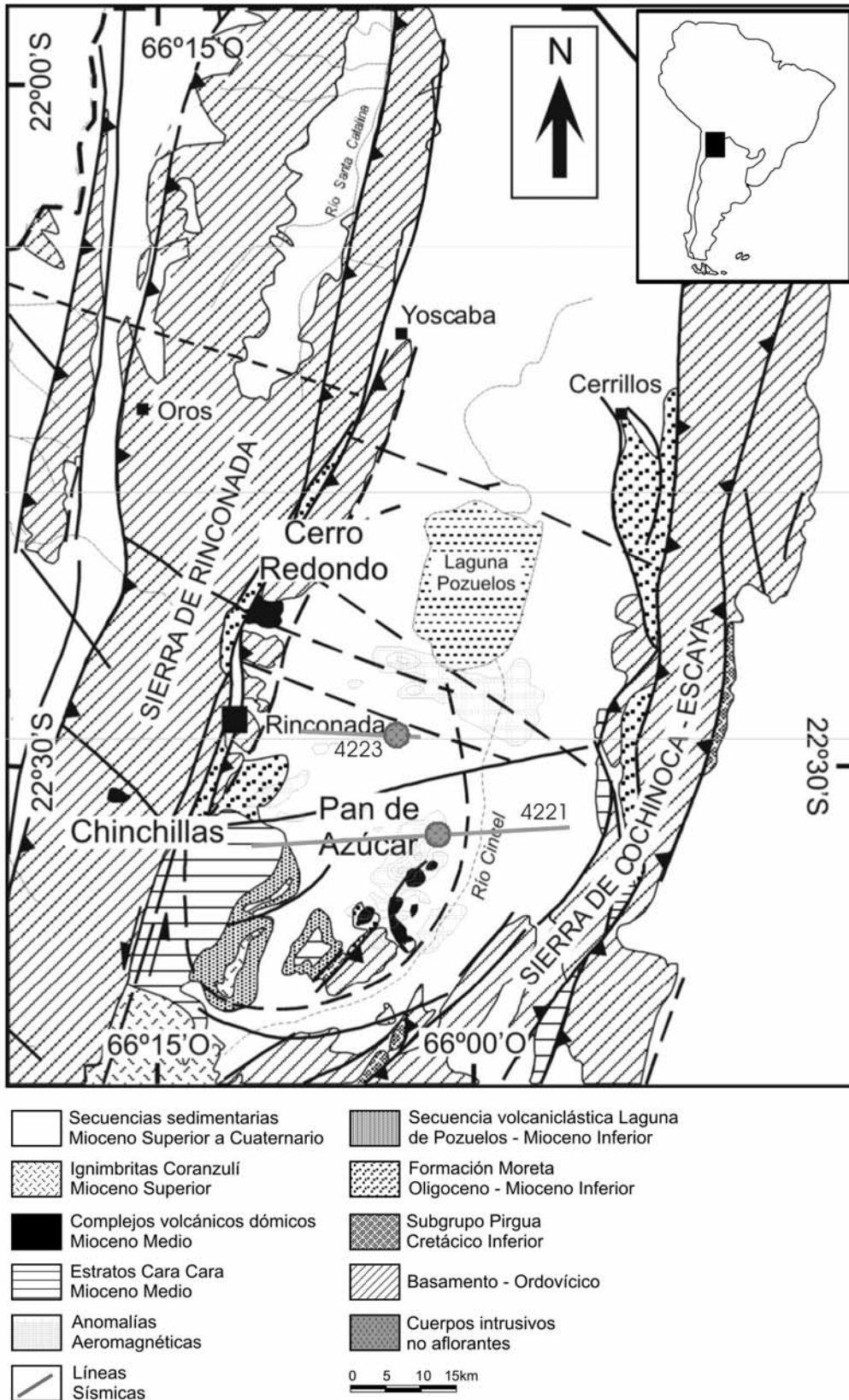
Keywords: *Northern Puna, Caldera system, Middle Miocene, Gravity and magnetic anomalies.*

## INTRODUCCIÓN

El complejo volcánico Pan de Azúcar aflora en el extremo sur de la cuenca de laguna de Pozuelos, Puna Norte (Fig. 1).

Está integrado por lavas, autobrechas, dacitas subvolcánicas, domos lávicos y diversas rocas piroclásticas (Caffè *et al.* 2002), con una edad mínima aproximada de 12 Ma. La cuenca está dominada por

una extensa cubierta cuaternaria compuesta por sedimentos fluviales, evaporíticos y de *playa-lake* interdigitados con depósitos piroclásticos. La interpretación previa de líneas sísmi-



**Figura 1:** Mapa geológico de laguna de Pozuelos (modificado de Prezzi *et al.* 2004). Se observan la fractura anular inferida que representaría el borde del sistema magmático caldérico cubierto, la ubicación de los cuerpos intrusivos interpretados por Ganguí (1998a) a partir de las líneas sísmicas 4221 y 4223 y las anomalías aeromagnéticas detectadas en la zona (Chernicoff *et al.* 1996). Coordenadas geográficas, datum WGS84 (*World Geodetic System* 1984).

cas de reflexión ubicadas inmediatamente al norte de los afloramientos de Pan de

Azúcar (Fig. 1) permitió inferir la existencia de un grupo de cuerpos intrusivos so-

terrados, que podrían estar relacionados con este complejo volcánico (Ganguí

1998 a y b). Los datos sísmicos (registrados y procesados por YPF entre 1982 y 1985) cubren la zona sur de la cuenca y corresponden a seis líneas de rumbo aproximado E-O y dos líneas perpendiculares de rumbo aproximado N-S. Gangui (1998 a y b) propuso, a partir de la interpretación de las líneas 4221 y 4223, la presencia de cuerpos soterrados que intruyen a las secuencias sedimentarias ordovícicas y terciarias y que están cubiertos por el relleno cuaternario (Fig. 1). La existencia de uno de los cuerpos inferidos a partir de la interpretación de la línea 4221 fue confirmada a partir de un relevamiento magnetométrico terrestre detallado (Prezzi 2002) y el correspondiente modelado en 3D de las anomalías detectadas (Prezzi y Götz 2006). Dicho modelado en 3D mostró la presencia de un cuerpo intrusivo de ~1 km de diámetro, enterrado a una profundidad aproximada de 250 m (Prezzi y Götz 2006). Por otra parte, en un relevamiento aeromagnético regional (Rankin y Triggs 1997) se observó una importante correspondencia entre los afloramientos de domos dacíticos y la presencia de conspicuas anomalías magnéticas (Fig. 1). Chernicoff (2001) sugirió la existencia de tres cuerpos subvolcánicos y de una unidad volcánica al norte de las líneas sísmicas 4221 y 4223 a profundidades de entre 120 a 500 m, partir del modelado en 2.5 D de dichos datos aeromagnéticos (SEGEMAR 1996).

La determinación de la existencia de nuevos cuerpos intrusivos no aflorantes en la zona resulta de interés debido a que: 1) estos complejos volcánicos dacíticos están estrechamente asociados con mineralización de interés económico. La mina Pan de Azúcar (Fig. 2), que está situada en el complejo volcánico homónimo y ha sido explotada desde los tiempos de la colonia hasta la década de 1990, es uno de los yacimientos polimetálicos más conocidos de la Puna Norte por su elevado contenido de Pb, Zn y Ag y forma parte del Cinturón Estañífero Boliviano (Caffe y Coira 1999). El complejo volcánico dómico de Chinchillas (Fig. 1) aloja a una brecha con mineralización hidrotermal

(Pb -Ag- Zn) que ha sido explotada de manera intermitente (Caffe y Coira 1999). En el complejo volcánico Cerro Redondo (Fig. 1) se encuentra el prospecto minero Cerro Redondo (Ag-Zn-Pb-Cu) (Caffe y Coira 1999); 2) la existencia de una caldera antigua (miocena, pre 12 Ma) de grandes dimensiones, ahogada bajo la cubierta sedimentaria que rellena los sectores centro y sur de la depresión de Pozuelos, ha sido propuesta por distintos autores (Coira 1979, Chernicoff *et al.* 1996, Coira *et al.* 1996, Coira y Caffe 1999). Coira *et al.* (1996) sugirieron que los complejos dómicos de la zona de Pozuelos (Cerro Redondo, Chinchillas, Pan de Azúcar) (Fig. 1) representarían las fases magmáticas finales de dicho sistema magmático caldérico. Las evidencias más significativas que avalan la mencionada hipótesis son la observación de fracturas anulares de gran escala como la marcada por el río Cincel (Figs. 1 y 2), la existencia de secuencias piroclásticas (post 20 Ma - pre 12 Ma) en el interior y bordes de dichas fracturas y el cambio de rumbo de N-S a NE-SO de las fallas que definen los límites occidentales de las sierras de Cochinnoca y Quichagua.

La determinación de la existencia de cuerpos intrusivos no aflorantes resulta de interés no sólo para la futura exploración minera de la zona de estudio, sino también para la confirmación de la presencia del sistema magmático caldérico cubierto mencionado anteriormente. Considerando que la gran mayoría de los flujos ignimbríticos del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (de Silva 1989) fueron erupcionados en la etapa 10-1 Ma, la identificación de un gran sistema caldérico mioceno medio (pre 12 Ma) contribuirá a una mejor comprensión de la evolución magmática de la Puna Norte.

Considerando todo lo expuesto, con la finalidad de determinar la existencia de dicho sistema caldérico y/o de otros cuerpos intrusivos no aflorantes, se llevaron a cabo nuevos relevamientos magnetométricos y gravimétricos terrestres detallados. La curvatura de las señales magnetométricas y gravimétricas fue analizada y

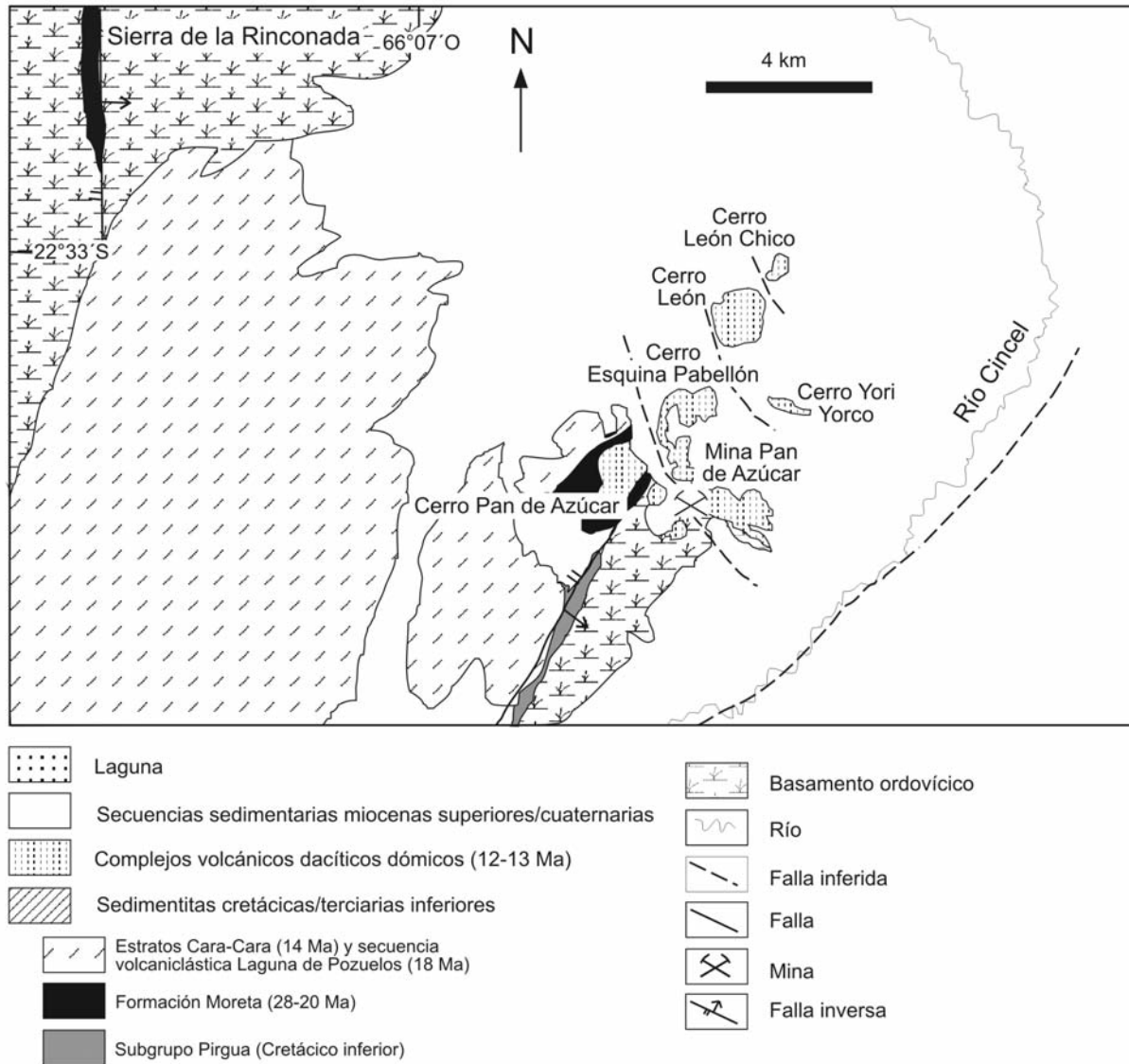
se utilizó la deconvolución de Euler para estimar las profundidades a las fuentes causantes de las anomalías detectadas. Los resultados obtenidos hasta el momento apoyan la hipótesis de la existencia de una gran caldera soterrada en la cuenca de Laguna Pozuelos.

## GEOLOGÍA

La cuenca de Laguna de Pozuelos (Fig. 1) está ubicada en la Puna Norte. Constituye una depresión de 100 km de largo y 20 km de ancho. Corresponde a una cuenca endorreica, marginada por dos fallas de rumbo submeridiano que actuaron como planos de corrimiento, sobre los que se elevaron los bloques de la sierra de Rinconada y de la sierra de Cochinnoca-Escaya (Fig. 1). Las unidades aflorantes más antiguas pertenecen a la Formación Acoite, la cual consiste de pelitas y areniscas marinas ordovícicas (Figs. 1 y 2). Coira (1979) reconoció pequeños afloramientos de sedimentitas cretácicas inferiores correspondientes al Subgrupo Pircua en el sector sur de la cuenca (Fig. 1 y 2). Las sucesiones sedimentarias cenozoicas incluyen por lo menos cuatro unidades formadas con anterioridad al Mioceno tardío. La Formación Moreta (28-20 Ma) (Coira 1979, Linares y González 1990) corresponde a un relleno intramontano de grano grueso, muy similar a los formados contemporáneamente en la Cordillera Oriental de Bolivia (Kley *et al.* 1996). La secuencia volcanoclástica Laguna de Pozuelos ( $18,6 \pm 1$  Ma; Caffe *et al.* 2002), comprende rocas piroclásticas y rocas volcanoclásticas retrabajadas, que afloran en el borde SO de la cuenca (Fig. 1). Dicha secuencia infrayace a las sedimentitas y tobas miocenas medias que conforman los estratos Cara-Cara datados en  $14,26 \pm 0,19$  Ma (Cladouhos *et al.* 1994). Posteriormente, tuvo lugar el emplazamiento de un grupo de tres complejos volcánicos dómicos:

### **Pan de Azúcar** ( $22^{\circ} 36' S$ ; $66^{\circ} 03' O$ )

El complejo volcánico dómico Pan de Azúcar (Fig. 2) está constituido por do-



**Figura 2:** Mapa geológico simplificado de la zona de Pan de Azúcar. Se muestran los distintos domos dacíticos que componen el complejo volcánico y también puede observarse la fractura anular inferida a lo largo del curso del río Cíncel que correspondería al borde del hipotético sistema magmático caldérico mioceno medio cubierto por el relleno sedimentario de la cuenca. Coordenadas geográficas, datum WGS84 (*World Geodetic System* 1984).

mos y flujos lávicos y por un grupo de unidades piroclásticas (Caffe *et al.* 2002) eruptados por varias bocas asociadas en el sector sur de la cuenca de Laguna de Pozuelos (Fig. 1). Está compuesto por diferentes domos dacíticos: Pan de Azúcar, Esquina Pabellón, Cerro León Grande, León Chico, Cerro Yori Yorco (Fig. 2). Este centro alberga un importante depósito de mena de Pb-Zn-Ag ( $\pm$ Sn). Las rocas dacíticas de este complejo cubren al basamento ordovícico, a la Formación Moreta y a la secuencia volcanoclástica laguna de pozuelos- estratos Cara Cara.

Las edades K-Ar disponibles hasta la fecha ( $12 \pm 2$  Ma,  $13 \pm 1$  Ma; Coira 1979, Linares y González 1990) sitúan a este complejo en el Mioceno medio. La actividad volcánica en la zona estuvo favorecida por la presencia de fracturas de rumbo NO-SE (Fig. 2) (Coira 1979, Coira *et al.* 1996). Estas fracturas estarían vinculadas a los desplazamientos de rumbo de las fallas que delimitan a la cuenca Laguna de Pozuelos (Coira *et al.* 1996).

**Cerro Redondo** ( $22^{\circ}22'$  S -  $66^{\circ}08'$  O)  
Este complejo volcánico dómico aflora

en el borde oriental de la sierra de Rinconada (Fig. 1), apoyándose directamente sobre el basamento ordovícico (Formación Acoite). La única datación radiométrica disponible de  $12,54 \pm 1,1$  Ma fue obtenida por Cladouhos *et al.* (1994). La actividad eruptiva comenzó con la deposición de una espesa sucesión de brechas y aglomerados volcánicos, seguida por flujos de lava dacíticos eruptados a través de un grupo de fracturas anulares anidadas (Caffe 1999). Este complejo alberga al prospecto minero Cerro Redondo (Ag-Zn-Pb-Cu) (Caffe y Coira 1999).

### Chinchillas (22°30'S - 66°15'O)

El complejo volcánico dómico Chinchillas (Fig. 1) es un pequeño centro volcánico localizado en la Sierra de Rinconada. Ha sido datado por una única determinación K-Ar en  $13 \pm 1$  Ma (Linares y González 1990). El centro volcánico está emplazado sobre la Formación Acoite y comprende depósitos de flujos piroclásticos masivos de poco volumen, depósitos de flujos de bloques y ceniza y un domo de lava dacítica (Caffe *et al.* 2002). Como en el caso de Pan de Azúcar, esta estructura volcánica fue eruptada a lo largo de un sistema de fracturas de rumbo NO-SE, relacionadas con los desplazamientos de rumbo de la falla que limita a la Sierra de la Rinconada en el este (Coira *et al.* 1996). Este complejo volcánico dómico aloja a una brecha con mineralización de origen hidrotermal (Pb - Zn - Sn) que fue explotada de manera intermitente (Caffe y Coira 1999).

## METODOLOGÍA

El campo magnético terrestre se midió en 353 estaciones utilizando un magnetómetro protónico GEOMETRICS G856. La ubicación geográfica de cada una de las estaciones medidas se determinó mediante el uso de GPS (Fig. 3). La distancia entre la mayoría de las estaciones es de 1 km, excepto a lo largo de dos transectas E-O. La traza de una de ellas coincide con un tramo de la línea sísmica 4223 (Fig. 1), siendo la distancia entre estaciones de entre 10 y 20 m. La otra transecta se encuentra 2 km al norte de la línea sísmica 4221 (Fig. 1) y de la zona relevada por Prezzi (2002), siendo la distancia entre estaciones de 50 m (Fig. 3). Se decidió aumentar la densidad de las mediciones a lo largo de dichas transectas, debido a que interpretaciones previas de las correspondientes líneas sísmicas sugirieron la presencia de cuerpos intrusivos no aflorantes (Ganguí 1998 a). Para llevar a cabo la corrección debida a la variación diurna del campo magnético terrestre, se midió el valor del mismo cada

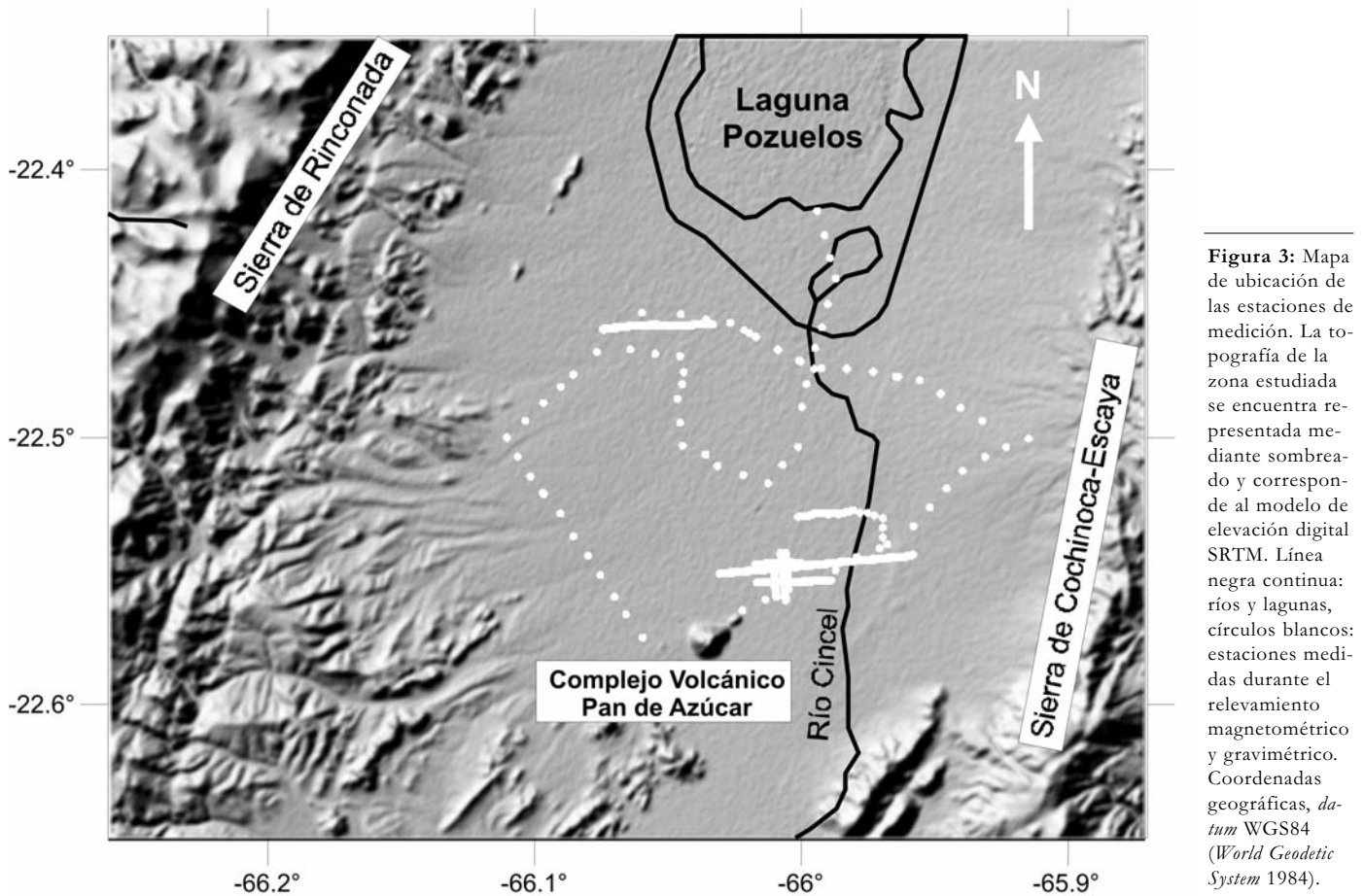
2 segundos en una estación base utilizando un magnetómetro protónico SCINTREX ENVI. La variación diurna máxima durante el relevamiento fue de 44 nT, no habiéndose registrado tormentas magnéticas. El valor del campo geomagnético internacional de referencia (correspondiente a Mayo de 2006) fue sustraído de los datos corregidos.

Por otra parte, se realizaron 142 mediciones de gravedad utilizando un gravímetro LaCoste & Romberg G-961, con precisión de 0,01 mGal. Las mediciones gravimétricas fueron referidas a la estación fundamental de Miguelete que se localiza en la provincia de Buenos Aires. La ubicación geográfica y la altitud de cada una de las estaciones medidas se determinaron mediante el uso de GPS (Fig. 3). La distancia entre la mayoría de las estaciones fue de 1 km, excepto a lo largo de las dos transectas E-O mencionadas anteriormente. En el caso de la primera transecta (cuya traza coincide con un tramo de la línea sísmica 4223), la distancia entre estaciones fue de entre 40 y 100 m. En el caso de la segunda transecta, la distancia entre estaciones fue de 200 m (Fig. 3). Las lecturas gravimétricas fueron corregidas por deriva instrumental, para ello se remidieron estaciones bases gravimétricas (midiendo con el método del rulo, con cierres cada dos horas). La corrección media por deriva instrumental en cada estación fue de 0,02 mGal. La anomalía de Bouguer completa se calculó como la diferencia de gravedad entre el valor teórico, IGSN71 (*Internacional Gravity Standardization Net* 1971) (Morelli *et al.* 1974), y el observado reducido al nivel medio del mar a través de las correcciones de aire libre (0,3086 h), Bouguer (0,1119 h) y topográfica. En cada estación se determinó la altura elipsoidal (h) referida al WGS84 (*World Geodetic System* 1984), utilizando dos GPS de simple frecuencia y precisión submétrica. En el campo se dispuso de un equipo base y otro móvil con un radio máximo de 20 km de separación, utilizando la modalidad stop and go con un periodo de medición de 5 minutos por estación. El

error cometido en el levantamiento plani-altimétrico fue de 0,062 m, arrastrando un error en el cálculo de la anomalía de Bouguer de 0,121 mGal. Para realizar la corrección topográfica se utilizaron dos modelos de elevación digital regional y local, obtenidos del *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). El programa utilizado combina los algoritmos desarrollados por Kane (1962) y por Nagy (1966) obteniendo una grilla de corrección topográfica, la cual a través de una operación de muestreo le asigna el valor de la corrección a cada estación gravimétrica. La corrección topográfica no superó la décima de mGal.

Los valores de las distintas anomalías fueron regularizados aplicando el método de grillado de mínima curvatura. Esta metodología es la más aconsejable pues regulariza datos geofísicos creando una grilla de valores estimados a partir de datos distribuidos en forma no uniforme sobre el terreno.

La profundidad del Moho debajo del Altiplano-Puna ha sido estimada por distintos autores a partir de diferentes métodos geofísicos (e.g. Yuan *et al.* 2002, ANCORP 2003), habiéndose demostrado la existencia de espesores corticales de 60 - 70 km. Tal engrosamiento cortical genera valores de la anomalía completa de Bouguer de entre -300 y -450 mGal (e.g. Prezzi y Götze en prensa), capaces de enmascarar el efecto gravimétrico de fuentes corticales someras de escala local. Con la finalidad de separar el campo gravimétrico regional, asociado al engrosamiento cortical, del campo gravimétrico local, asociado a los probables cuerpos intrusivos y/o estructuras caldéricas objeto de este estudio, se calculó la anomalía residual isostática de Bouguer. Dicha anomalía residual isostática se computó mediante la sustracción del efecto gravimétrico del Moho (asumiendo un contraste de densidad entre manto y corteza de  $0,5 \text{ g/cm}^3$ ) de la anomalía completa de Bouguer previamente calculada. La geometría del Moho se obtuvo considerando el modelo isostático de Airy y utilizando



**Figura 3:** Mapa de ubicación de las estaciones de medición. La topografía de la zona estudiada se encuentra representada mediante sombreado y corresponde al modelo de elevación digital SRTM. Línea negra continua: ríos y lagunas, círculos blancos: estaciones medidas durante el relevamiento magnetométrico y gravimétrico. Coordenadas geográficas, datum WGS84 (*World Geodetic System 1984*).

como carga la topografía de la zona en estudio (obtenida a partir del modelo de elevación digital GTOPO 30) a la cual se le asignó una densidad de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . Sin embargo, el cálculo de la anomalía residual isostática de Bouguer lleva implícito, según la metodología empleada, que toda la región se encuentra en equilibrio isostático. Con la finalidad de comparar el campo gravimétrico residual calculado considerando la hipótesis de Airy con los obtenidos por otros métodos, se aplicaron el método de prolongación ascendente y un filtrado de altas frecuencias. El método de prolongación ascendente consiste en prolongar el campo potencial a una altura determinada sobre la superficie de medición. En el campo potencial prolongado se atenúan las anomalías de corta longitud de onda, atenuando el efecto gravimétrico producido por cuerpos más superficiales, de forma tal que sólo quede el efecto regional del campo gravi-

tatorio. Siguiendo este método de separación de anomalías, se hicieron prolongaciones analíticas del campo potencial a diferentes alturas: 10, 25, 30, 35, 40 y 50 km. Descontada esta tendencia regional del mapa de anomalía de Bouguer completa, se obtiene el mapa residual de Bouguer, no existiendo diferencias significativas con el mapa residual isostático. En el caso del filtrado de altas frecuencias, se eliminan las anomalías de longitudes de onda larga, separándose las de corta longitud de onda correspondientes a cuerpos más superficiales, obteniéndose así el mapa residual de Bouguer.

La curvatura de las señales magnéticas y gravimétricas también fue analizada. La curvatura es un atributo 2D de una curva que describe la medida en que la curva se desvía o aleja de una línea recta e indica cuán combada es la misma en cada punto. La curvatura es inversamente proporcional al radio de curvatura. Cuanto me-

nor es el radio de curvatura, más combada es la curva y mayor es la curvatura (para una recta el radio de curvatura es infinito y la curvatura es cero). En el caso 3D de una superficie, la curvatura cuantifica cuanto se desvía dicha superficie de un plano perfecto. La curvatura permite resaltar un aspecto particular o una propiedad de una superficie, que de otra manera sería difícil o imposible de observar. Está estrechamente relacionada con la segunda derivada de la superficie, pero su calidad depende del nivel de ruido. Inicialmente este atributo ha sido utilizado para el análisis de datos sísmicos (Roberts 2001) pero posteriormente fue aplicado al estudio de campos potenciales, específicamente en el análisis de lineamientos en anomalías gravimétricas residuales (Schmidt y Götze 2003, Riller *et al.* 2006). Los distintos atributos de la curvatura (Roberts 2001) son calculados mediante el *software Curvature* (programa in-

édito de Sabine Schmidt, utilizado con permiso de la autora).

*Azimuth* y *dip angle* son atributos útiles para detectar bordes asociados tanto con fallas asimétricas, como con senos y crestas simétricos. Pertenecen a los atributos basados en la primera derivada (Roberts 2001).

*Dip curvature* es la curvatura calculada en la dirección de máximo buzamiento de la superficie; es una medida del cambio del buzamiento en la dirección de máximo buzamiento. Preserva información sobre la magnitud y sobre la dirección de las fallas y lineamientos.

*Strike curvature* es la curvatura calculada en la dirección perpendicular a la del cálculo de *dip curvature*, es decir es una curvatura de rumbo. Este atributo separa la superficie en zonas con forma de senos (valores negativos) y en zonas con forma de crestas (valores positivos). La magnitud es importante, ya que los valores mayores indican áreas con senos o crestas locales mejor desarrollados.

*Minimum curvature* contiene información sobre la geometría de las zonas de falla. Las zonas donde la superficie está fracturada y fallada se caracterizan por elevados valores de este atributo.

*Most positive* y *most negative curvature* son atributos que muestran los valores más positivos y más negativos de todos los posibles valores de curvatura normal. No contienen información de forma, pero indican la magnitud y la presencia de prácticamente todos los lineamientos posibles.

La profundidad a las fuentes causantes de las anomalías detectadas se estimó mediante la deconvolución de Euler. La deconvolución de Euler es un método que permite una rápida interpretación en tres dimensiones de datos gravimétricos y magnetométricos, permitiendo estimar la profundidad y ubicación de las fuentes causantes de las anomalías detectadas. Esta metodología se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler (Reid *et al.* 1990). Opera con una ventana de datos móvil y un índice estructural fijo (IE). El índice estructural es un parámetro que se em-

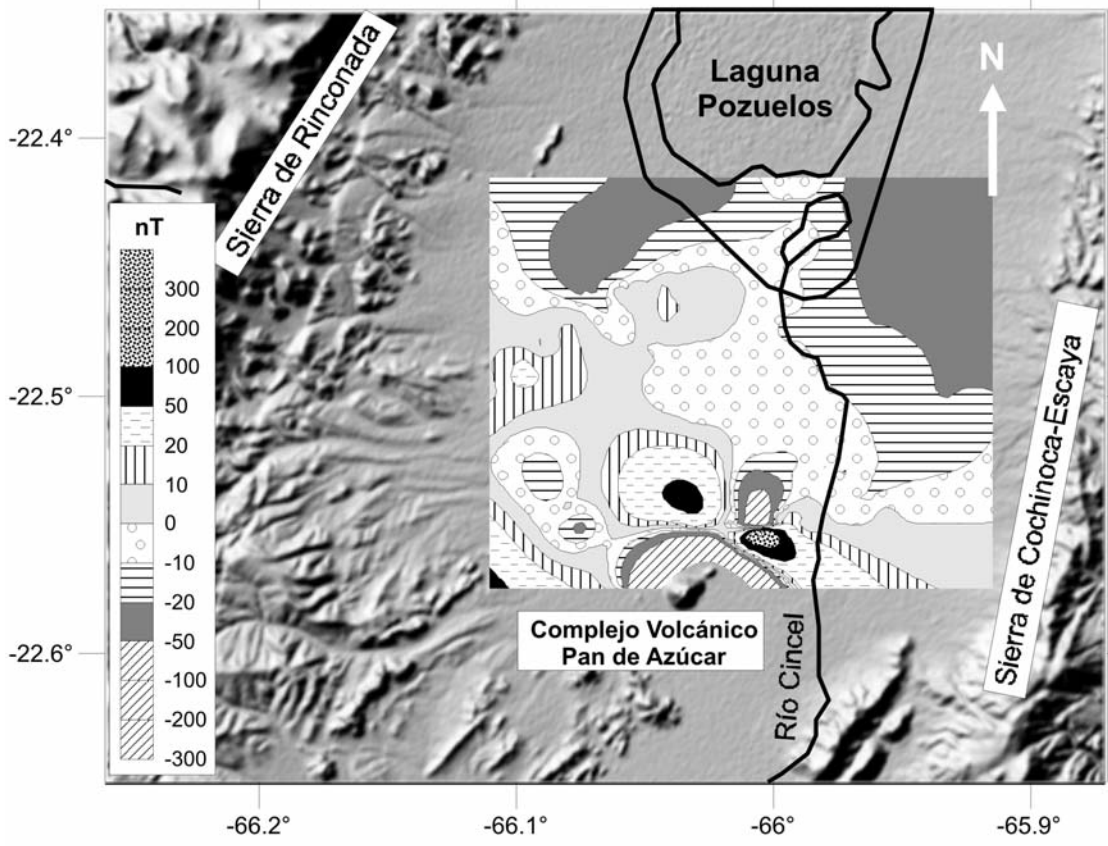
plea para definir la velocidad de cambio en el campo potencial respecto a la distancia a la que se encuentra la fuente. El IE para gravimetría está relacionado con la forma geométrica de los dominios geológicos inferidos, variando desde 2 para fuentes esféricas, 1 cilindros horizontales y 0 para fallas escalón. Para magnetometría el IE es mayor, sumándole 1 (Reid *et al.* 2003). Para cada posición de la ventana, hay una solución a un sistema de ecuaciones lineal (Hoffmann 1999). Esta solución brinda la posición y profundidad del cuerpo generador del campo potencial. La conexión entre el índice estructural aplicado y los dominios geológicos reales constituyen la base de este método (Salem y Smith 2005). Para obtener una primera impresión de las características de la zona estudiada, es conveniente comenzar con el IE correspondiente a una fuente puntual. En ese caso, como resultado de la deconvolución de Euler se obtienen las coordenadas y profundidades de las masas puntuales que representan la superficie superior de la fuente causante de la anomalía detectada. Es importante mencionar que, si se consideran fuentes puntuales, las profundidades que se obtienen representan las profundidades máximas posibles para las fuentes.

## RESULTADOS

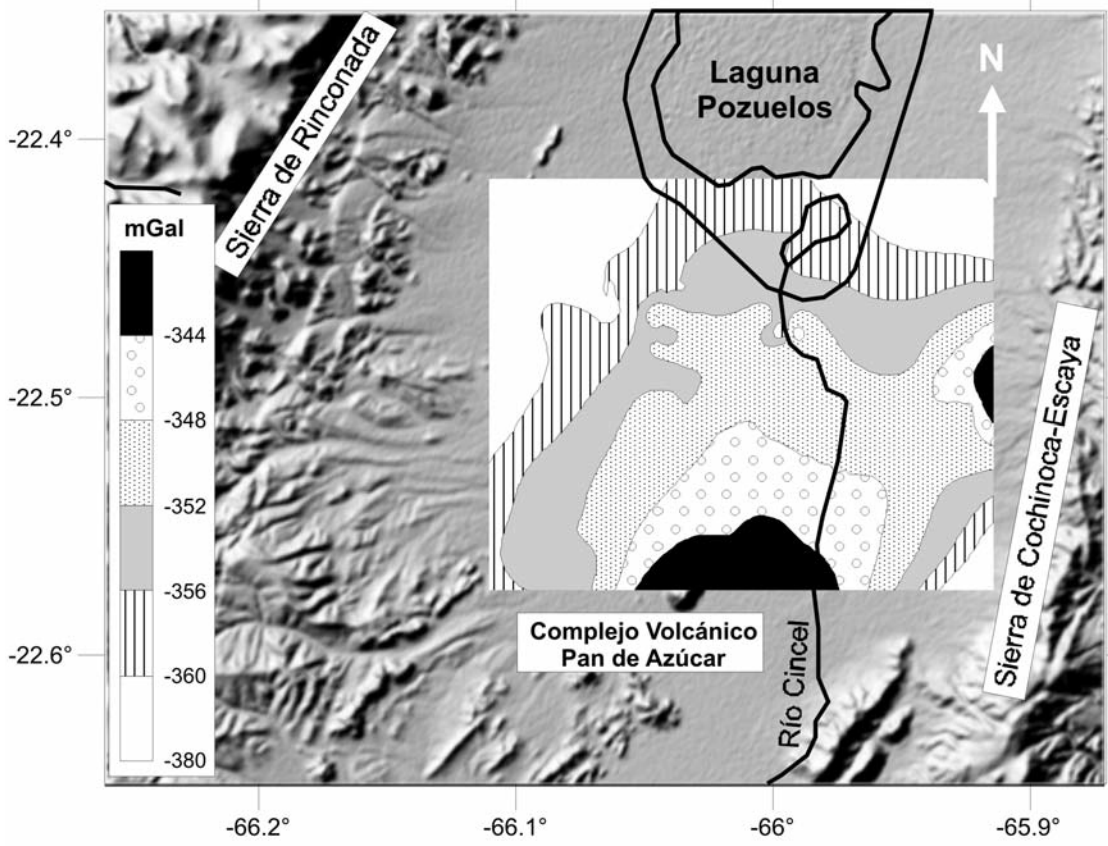
En el mapa magnetométrico obtenido (Fig. 4) pueden observarse conspicuas anomalías positivas (con un valor máximo de 210 nT) y negativas (con un valor mínimo de -280 nT) que dominan el sector sur de la cuenca de Pozuelos, probablemente asociadas con la presencia de los domos dacíticos aflorantes y de intrusivos soterrados. Por otra parte, al este del río Cincel las anomalías registradas son sistemáticamente menores de -10 nT, mientras que al oeste del mismo la mayoría del área relevada presenta anomalías de entre -10 y 20 nT. La anomalía completa de Bouguer (Fig. 5) presenta un patrón semicircular con valores que oscilan entre -340 y -364 mGal, donde los valores más elevados se encuentran en el sec-

tor sur de la zona relevada, en las cercanías de los domos dacíticos aflorantes. La anomalía residual isostática de Bouguer también presenta un patrón semicircular, mostrando sólo valores positivos que varían entre los 36 y los 60 mGal (Fig. 6a). Los valores más elevados se encuentran en las inmediaciones de los domos dacíticos aflorantes en el sur de la cuenca de Pozuelos (Fig. 6a). El patrón semicircular también se observa en la anomalía residual de Bouguer obtenida a partir del método de prolongación ascendente (Fig. 6b), cuyos valores varían entre -13 y 16 mGal. La anomalía residual de Bouguer calculada aplicando un filtrado de altas frecuencias presenta el mismo patrón semicircular (Fig. 6c), con valores que varían entre los -13 y 16 mGal. Los valores más elevados también se encuentran en las inmediaciones de los domos dacíticos aflorantes en el sur de la cuenca de Pozuelos (Fig. 6b y 6c).

En cuanto a la deconvolución de Euler puede observarse que en el caso de las anomalías magnetométricas, independientemente del índice estructural considerado, las soluciones halladas se encuentran alineadas en dirección NE en el sur de la zona relevada, donde la mayoría de las mismas (92 - 93%) están agrupadas sobre el cuerpo no aflorante detectado y modelado por Prezzi (2002) y Prezzi y Götze (2006) y se encuentran a profundidades de entre 100 y 300 m (Fig. 7). En el caso de la anomalía residual isostática de Bouguer, independientemente del índice estructural considerado, las soluciones de Euler más someras (0-300 m de profundidad, 63-70 % del total de las soluciones calculadas) describen un patrón semicircular siguiendo aproximadamente el curso del río Cincel, mientras que las más profundas (300-800 m de profundidad, 5-15 % del total de las soluciones calculadas) se encuentran agrupadas en la zona sur del área estudiada en las cercanías de los domos dacíticos aflorantes (Fig. 8). La mayoría de las soluciones (~ 60-70 %) se encuentran a profundidades comprendidas entre los 0 y los 300 metros. Al analizar la curvatura de las anomalías

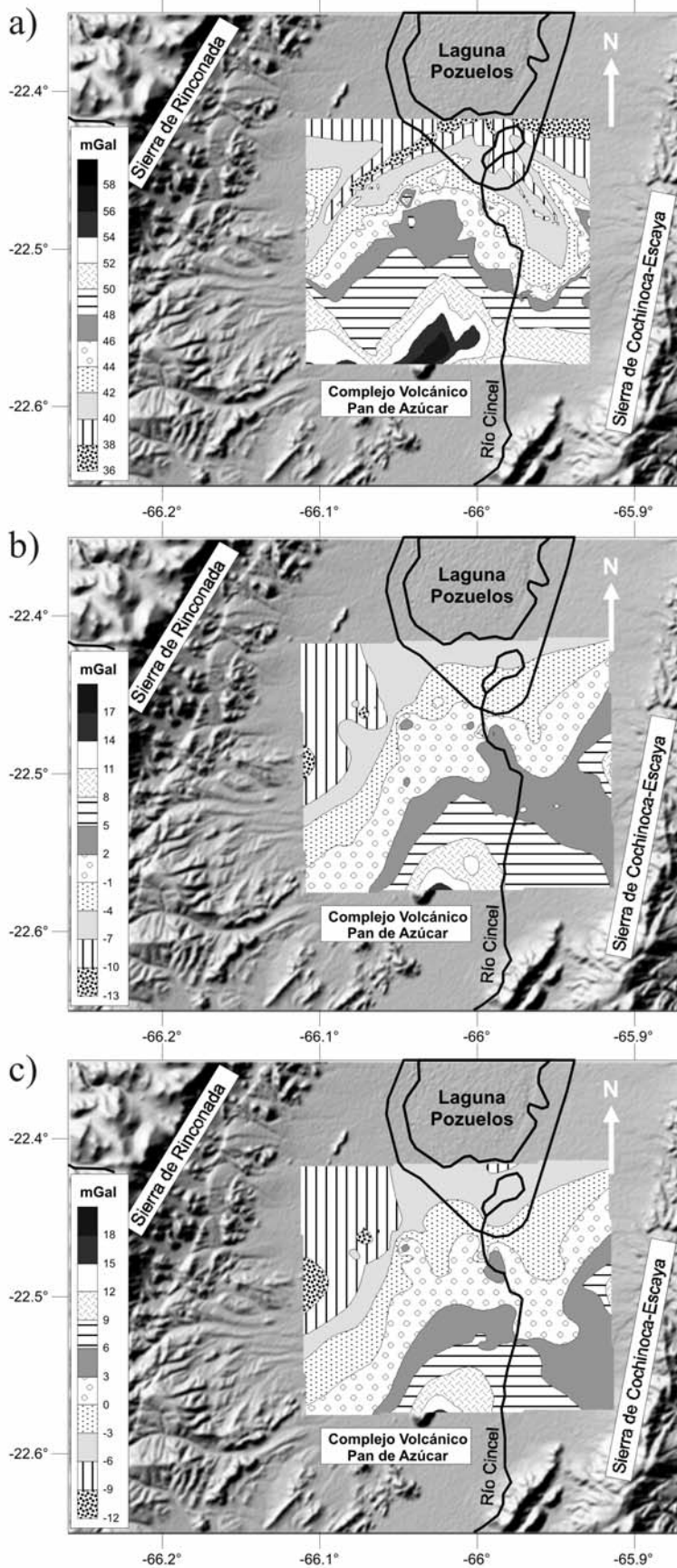


**Figura 4:** Mapa de isolíneas de la anomalía magnetométrica. En esta figura y en todas las siguientes: la topografía de la zona estudiada corresponde al modelo de elevación digital SRTM y se encuentra representada mediante sombreado, los ríos y lagunas se representan con línea negra continua, se utilizan coordenadas geográficas y el datum WGS84 (*World Geodetic System 1984*).



**Figura 5:** Mapa de la anomalía completa de Bouguer. Isolíneas cada 2 mGal.





**Figura 6:**  
 a) Mapa de la anomalía residual isostática de Bouguer. Isolíneas cada 2 mGal. b) Mapa de la anomalía residual de Bouguer obtenida a partir del método de prolongación ascendente (altura 50 km). Isolíneas cada 3 mGal. c) Mapa de la anomalía residual de Bouguer obtenida como resultado del filtrado de altas frecuencias (longitud de onda 100 km). Isolíneas cada 3 mGal.

magnetométricas y de la anomalía residual isostática de Bouguer se observa que en ambos casos los valores intermedios de *dip angle* también muestran un patrón semicircular que sigue en parte el curso del río Cincel (Fig. 9). En el caso de la anomalía magnetométrica los valores máximos de *dip angle* se concentran cerca de los domos dacíticos aflorantes en el sector sur, mientras que en el caso de la anomalía residual isostática de Bouguer se concentran en el sector norte, en una zona coincidente con un tramo de la traza de la línea sísmica 4223 (Fig. 9), interpretada por Gangui (1998 a) como indicativa de la existencia de un intrusivo no aflorante. En ese mismo sector se observan valores bajos de *dip angle* en el caso de la anomalía magnetométrica. Por otra parte, en ambos casos los valores mínimos se encuentran en el centro de la zona relevada y al este del río Cincel (Fig. 9). Es importante recordar que los valores mínimos corresponden a las zonas de crestas y senos de las anomalías, es decir a los sectores donde las anomalías presentan mínima variación en sus valores. Los resultados de los atributos *strike curvature* y *minimum curvature* correspondientes a ambas anomalías son muy similares y presentan también notables patrones semicirculares hacia la zona sur del área estudiada, aunque de menor escala que en el caso de *dip angle* (Fig. 10). Los atributos *most positive* y *most negative curvature* también muestran patrones semicirculares, semejantes a los revelados por los atributos anteriormente descritos.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las anomalías magnetométricas registradas al este del río Cincel son entre 10 y 30 nT menores que al oeste del mismo, mientras que la anomalía residual isostática de Bouguer presenta un patrón semicircular con sus valores mínimos ubicados también al este de dicho río (Figs. 4 y 6). Estas características sugieren que el curso del río Cincel coincidiría con la existencia de un contraste de susceptibi-

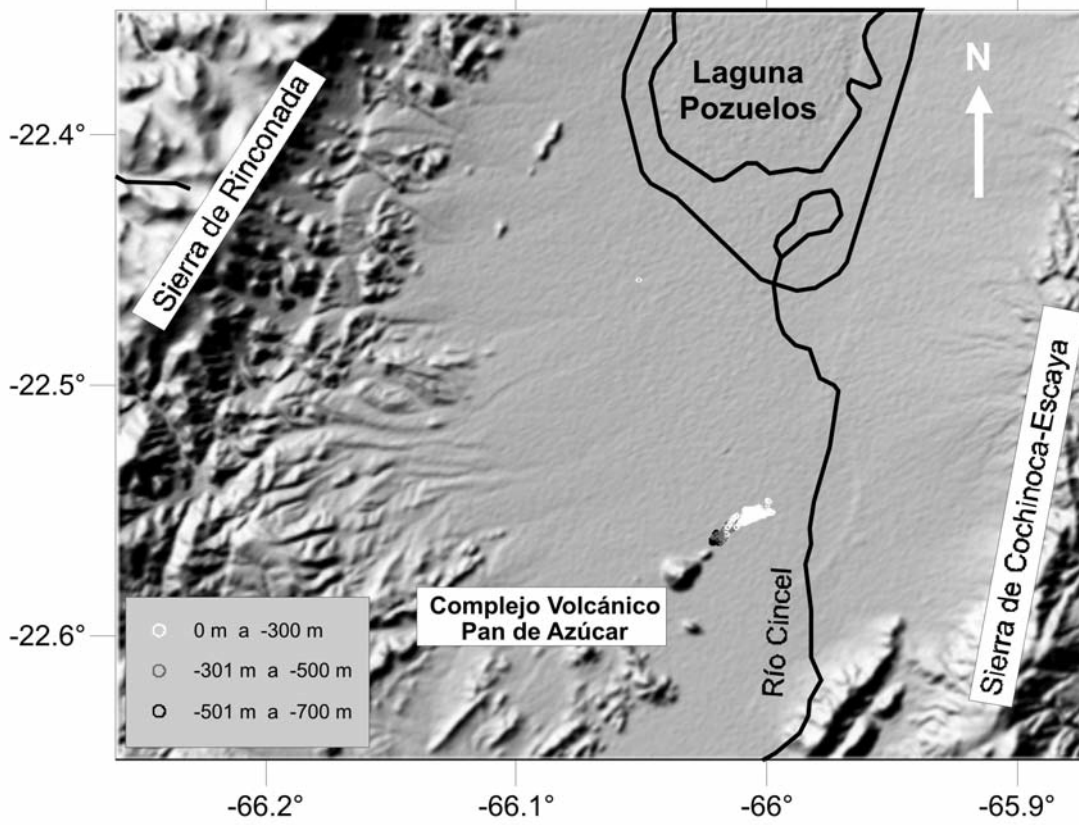


Figura 7: Mapa que muestra las soluciones de Euler halladas considerando un IE de 3 correspondientes a la anomalía magnetométrica.

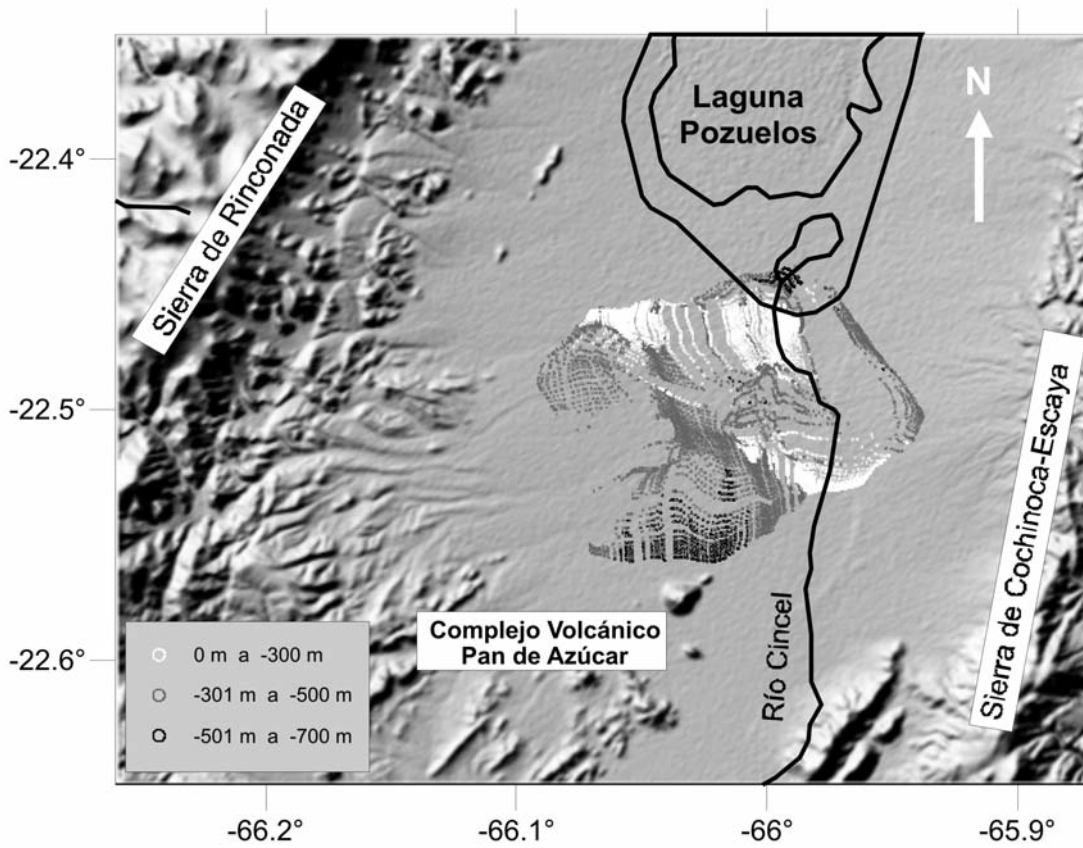


Figura 8: Mapa que muestra las soluciones de Euler halladas considerando un IE de 3 correspondientes a la anomalía residual isostática de Bouguer.

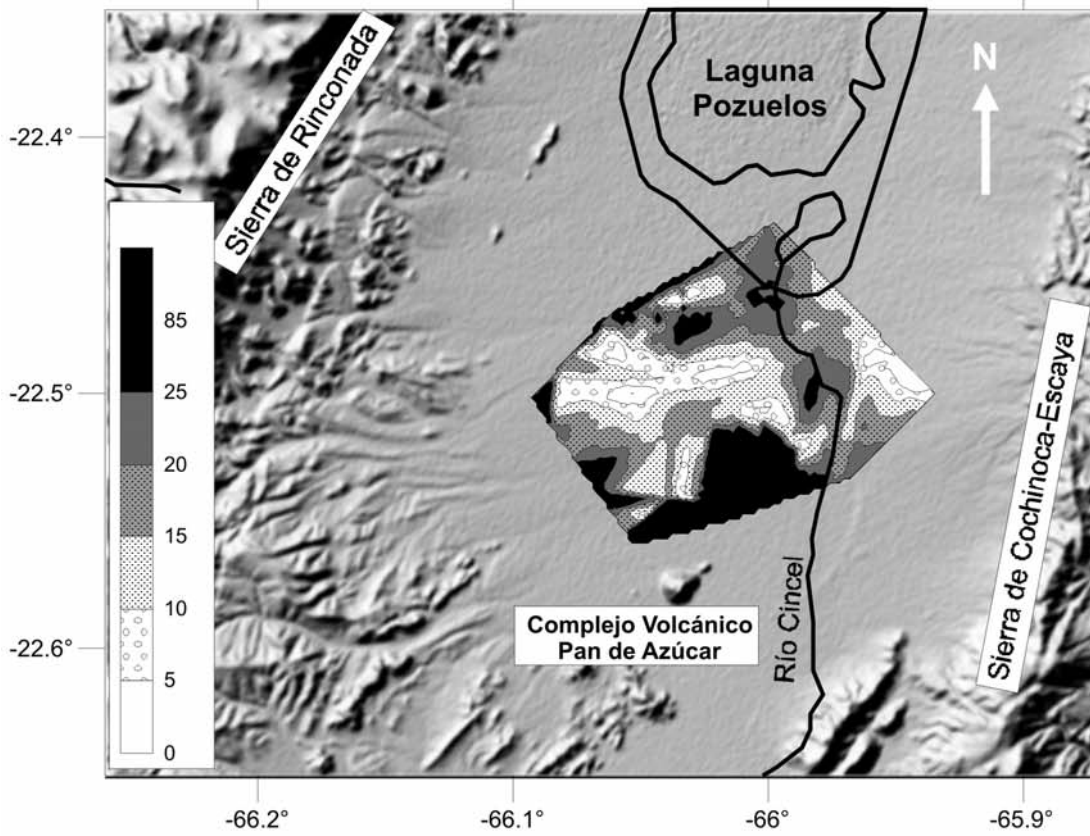
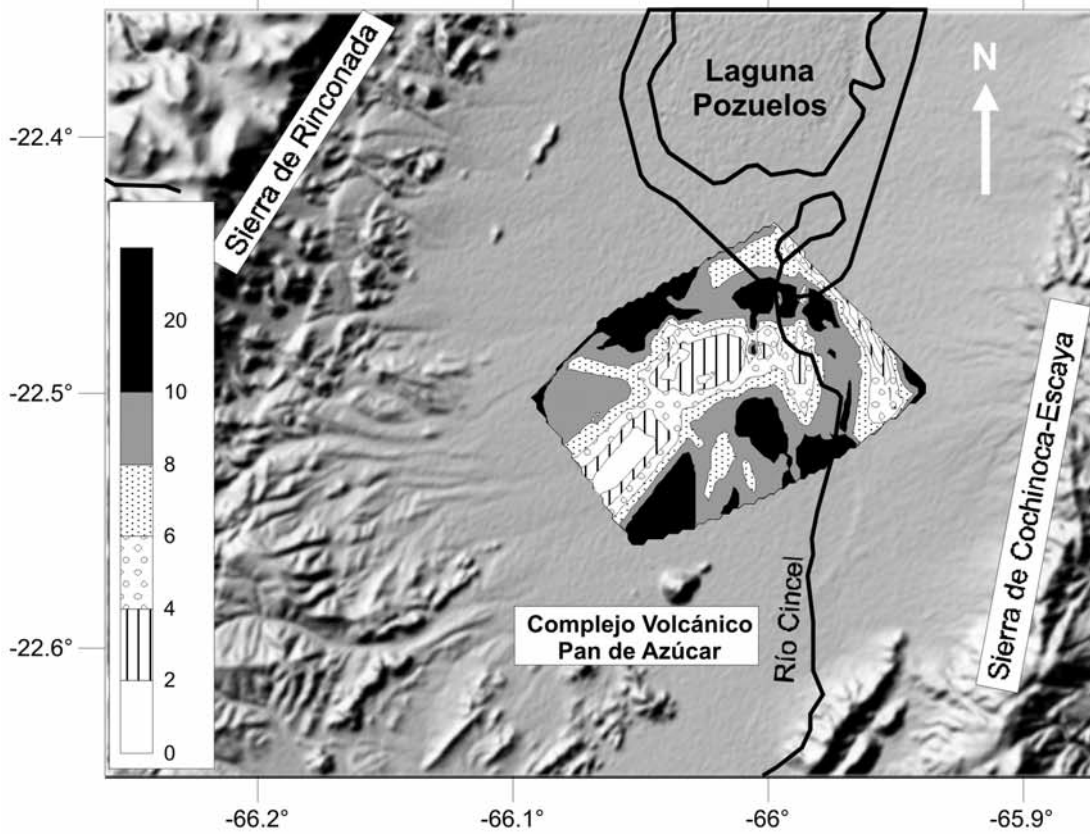


Figura 9: Mapa de isobías que muestra el atributo *dip angle* correspondiente a: la anomalía residual isostática de Bouguer (arriba) y la anomalía magnetométrica (abajo).

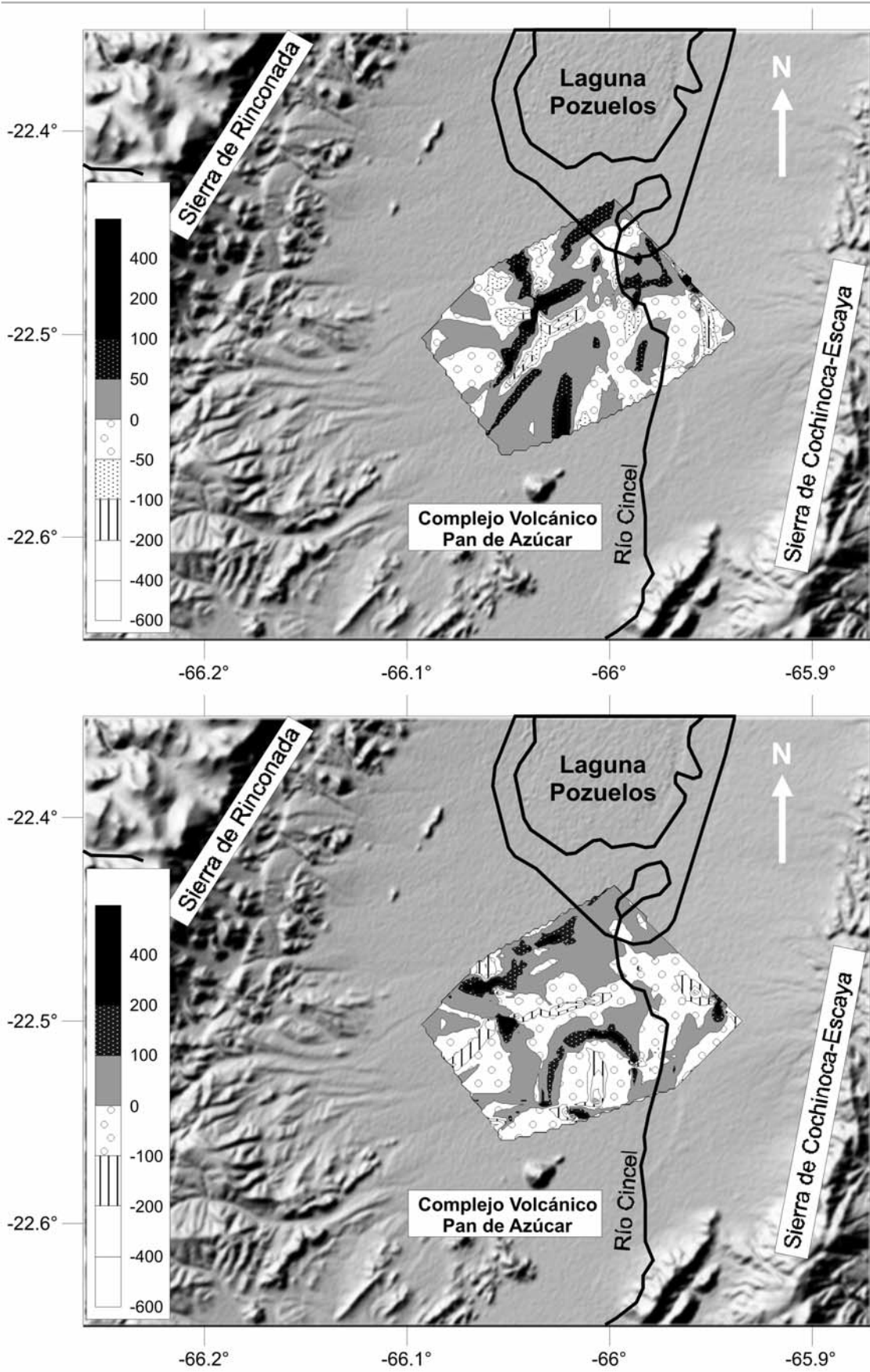


Figura 10: Mapa de isobatas que muestra el atributo *strike curvature* correspondiente a: la anomalía residual isostática de Bouguer (arriba) y la anomalía magneto-métrica (abajo).

lidades magnéticas y de densidades, que podría indicar la localización del borde de una caldera cubierta. Por otra parte, la anomalía residual isostática de Bouguer muestra sólo valores positivos, con sus valores máximos ubicados en las inmediaciones de los domos dacíticos aflorantes (Fig. 6). Dichos valores indicarían un exceso de masa, el cual a su vez sugeriría la presencia de rocas ígneas más densas que las sedimentitas cretácicas superiores y terciarias que compondrían la roca de caja. Gangui (1998 a) asignó una densidad de 2,2 - 2,35 g/cm<sup>3</sup> a las sedimentitas cretácicas superiores y terciarias que rellenan la cuenca de Pozuelos a partir de información extraída de perfiles de pozo de densidad. La densidad de las rocas volcánicas ácidas varía entre 2,5 - 2,6 g/cm<sup>3</sup> (Johnson y Olhoeft 1984), apoyando la hipótesis del exceso de masa. Todas las características arriba mencionadas apuntarían a la presencia de una estructura volcánica circular de grandes dimensiones no aflorante en la zona de estudio.

En cuanto a la deconvolución de Euler, en el caso de las anomalías gravimétricas, se observó que independientemente del índice estructural considerado, las soluciones más someras describen un patrón semicircular siguiendo aproximadamente el curso del río Cincel, mientras que las más profundas se encuentran agrupadas en las cercanías de los domos dacíticos aflorantes (Fig. 8). Estos resultados indicarían la ubicación aproximada del borde del supuesto sistema caldérico oculto.

Al analizar la curvatura de las señales magnetométricas y gravimétricas se observa que en ambos casos los valores intermedios de *dip angle* también muestran un patrón semicircular que sigue en parte el curso del río Cincel (Fig. 9). Los valores mínimos se encuentran en el centro de la zona relevada y al este de dicho río, sugiriendo la ubicación del probable borde de la caldera soterrada. Por otro lado, valores elevados de *dip angle* correspondientes a la anomalía gravimétrica y valores bajos de *dip angle* correspondientes a la anomalía magnetométrica se concentran

en el sector norte, en una zona coincidente con un tramo de la traza de la línea sísmica 4223 (Fig. 9) interpretada por Gangui (1998 a) como indicativa de la existencia de un intrusivo no aflorante. En el mismo sector se observan máximos locales en la anomalía residual isostática de Bouguer y en la anomalía magnetométrica (Figs. 4 y 6), apoyando la interpretación de Gangui (1998 a) y confirmando la presencia de rocas ígneas cubiertas. Los atributos *strike curvature* y *minimum curvature* correspondientes a ambas anomalías son muy similares y presentan también notables patrones semicirculares hacia la zona sur del área estudiada, aunque de menor escala que en el caso de *dip angle* (Fig. 10), sugiriendo la posible presencia de fracturas anulares concéntricas.

Los resultados obtenidos hasta el momento apoyan la hipótesis de la existencia de una gran caldera soterrada debajo del relleno sedimentario de la cuenca de laguna Pozuelos y sugieren la presencia de cuerpos intrusivos no aflorantes. Los complejos dómicos de laguna Pozuelos se habrían emplazado a lo largo de una fractura anular, que representaría el borde del sistema caldérico y coincidiría con el curso del río Cincel. Es importante mencionar que la Puna Norte se caracteriza por una virtual ausencia de actividad volcánica desde el Oligoceno tardío hasta el Mioceno medio (Coira *et al.* 1993). Aproximadamente entre los 14 y los 12 Ma comenzó a cobrar importancia la actividad magmática, pero restringida al emplazamiento de domos y stocks. La erupción de grandes volúmenes de ignimbritas a partir de calderas de enormes dimensiones comenzó luego de los 10 Ma (e.g. Coira y Caffè 1999, Kay *et al.* 1999). Por lo tanto, la existencia de una gran caldera miocena media abre nuevos interrogantes en cuanto a la evolución espacial y temporal del magmatismo en la Puna Norte.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradece especialmente al Dr. Pablo Caffè, al Dr. Mario Giménez y al Sr.

Hernán Justo por el apoyo logístico brindado durante la realización del trabajo de campo. Trabajo financiado por el proyecto UBACyT 2008-2010 X479. Los comentarios y sugerencias de los árbitros Beatriz Coira y Gustavo Ramé contribuyeron a mejorar el presente trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANCORP-Working-Group 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996). *Journal of Geophysical Research*, 108: doi: 10.1029/2002JB001771.
- Caffè, P.J. 1999. Complejos volcánicos dómicos del Terciario superior de Puna Norte: sus implicancias magmatotectónicas y metalogenéticas. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, (inédita), 421 p., Córdoba.
- Caffè, P. y Coira, B. 1999. Complejos de domos volcánicos del Mioceno medio de Puna Norte. Un modelo geológico y metalogenético para yacimientos epitermales de metales de base ricos en Ag (Sn). En Zappettini, E. (ed.) Recursos minerales de la República Argentina, Instituto de Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires, Anales 35: 1569-1578.
- Caffè, P.J., Trumbull, R.B., Coira, B.L. y Romer, R.L. 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. *Journal of Petrology* 43: 907-942.
- Coira, B. 1979. Descripción geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, Provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional, Boletín 170, 90p., Buenos Aires.
- Coira, B., Malhburg Kay, S. y Viramonte, J. 1993. Upper Cenozoic Magmatism of the Argentina Puna. *International Geology Review* 35(8): 677-720.
- Coira, B. y Caffè, P. 1999. Volcanismo Cenozoico de Puna Norte. En: González Bonorino G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) Geología del Noroeste Argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 371-386, Salta.
- Coira, B., Caffè, P. y Soler, M. 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna Septentrional, Jujuy y Salta.

- Área depresión de Pozuelos, Geología y Minería. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Serie Contribuciones Técnicas-Geofísica 1: 11-13, Buenos Aires.
- Cladouhos, T.T., Allmendinger, R.W., Coira, B. y Farrar, E. 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 7(2): 209-228.
- Chernicoff, C. 2001. Evidencias geofísicas de la continuidad del volcanismo dacítico mioceno en el subsuelo de la depresión de Pozuelos, provincia de Jujuy, y su potencialidad minera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(4): 517-528.
- Chernicoff, C., Garea, G., Rankin, L. y Zappettini, E. 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna Septentrional, Jujuy y Salta. Área depresión de Pozuelos, Geofísica. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Serie Contribuciones Técnicas-Geofísica 1: 14-17, Buenos Aires.
- Ganguí, A. 1998a. A combined structural interpretation based on seismic data and 3-D gravity modeling in the Northern Puna/Eastern Cordillera, Argentina. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (B)*27, 176p., Berlin.
- Ganguí, A. 1998b. Seismic stratigraphy of the Pozuelos basin, Northern Puna, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 12-17, Buenos Aires.
- Hoffmann, M. 1999. Dreidimensionale Interpolation und Interpretation von Schwerefeldern. Diplomarbeit. Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik der Freien Universität Berlin, 65p., Berlin.
- Johnson, G. y Olhoeft, G. 1994. Density of rocks and minerals. En Carmichael, R. (ed.) *CRC Handbook of Physical Properties of Rocks* 3: 1-38, Boca Ratón.
- Kane, M.F. 1962. A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer. *Geophysics* 27(4): 455-462.
- Kay, S., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude). En Skinner, B. (ed.) *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geology, Special Publication 7: 27-59.
- Kley, J., Muller, J., Tawackoli, S., Jacobshagen, V. y Manutsoglu, E. 1996. Pre-Andean and Andean-age deformation in the Eastern Cordillera of Southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 1-19.
- Linares, E. y González, R.R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina*, Publicaciones Especiales 19, 628 p.
- Morelli, C., Gantar, C., Honkasalon, T., McConnell, K., Tanner, J.G., Szabo, B., Uotila, U. y Whalen, C.T. 1974. The International Standardization Net 1971 (IGSN71), IUGG-IAG International Union of Geodesics and Geophysics, Special Publication, Paris.
- Nagy, D. 1966. The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism. *Geophysics* 30(4): 362-371.
- Prezzi, C. 2002. Relevamiento magnetométrico terrestre de la zona de Pan de Azúcar, Puna Jujeña (22°30'S - 66°00'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(1): 85-91.
- Prezzi, C. y Götze, H.-J. 2006. 3D modeling of buried intrusives in Pan de Azúcar zone (northern Puna, Argentina) from ground magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 89-97.
- Prezzi, C. y Götze H.-J. 2009. Estructura litosférica de los Andes Centrales a partir de un modelo gravimétrico 3D. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1): 81-96.
- Prezzi, C., Caffè, P. y Somoza, R. 2004. New paleomagnetic data from the northern Puna and western Cordillera Oriental, Argentina: a new insight on the timing of rotational deformation. *Journal of Geodynamics* 38: 93-115.
- Rankin, L. y Triggs, D. 1997. Área de la Puna Argentina. Interpretación geológica de datos de geofísica aérea y Landsat TM. SEGEMAR, Subsecretaría de Minería, 41 p., Buenos Aires.
- Reid, A.B., FitzGerald, D. y McNerney, P. 2003. Euler deconvolution of gravity data. SEG Annual Meeting, (accepted for publication), Dallas.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J. y Somerton, I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution. *Geophysics* 55(1): 80-91.
- Riller, U., Götze, H.-J., Schmidt, S., Trumbull, R., Hongn, F. y Petrinovic, I. 2006. Upper crustal structure of the Central Andes inferred from dip curvature analysis of isostatic residual gravity. En Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M. y Wigger, P. (eds.) *The Andes, active subduction orogeny*, Springer 3: 327-336, Berlin - Heidelberg.
- Roberts, A. 2001. Curvature attributes and their application to 3D interpreted horizons. *First Break* 19: 85-100.
- Salem, A. y Smith, R. 2005. Depth and structural index from normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting* 53(1): 83-89.
- Schmidt, S. y Götze, H.-J. 2003. Pre-interpretation of potential fields by the aid of curvature attributes. *Geophysical Research Abstracts* 5: 07689.
- SEGEMAR 1996. Levantamiento geofísico aéreo (magnetometría y espectrometría de rayos gamma) Área Puna Septentrional. Datos Digitales. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Yuan, X., Sobolev, S. y Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Sciences Letters* 199: 389-402.

Recibido: 11 de noviembre, 2009.

Aceptado: 15 de diciembre, 2009.