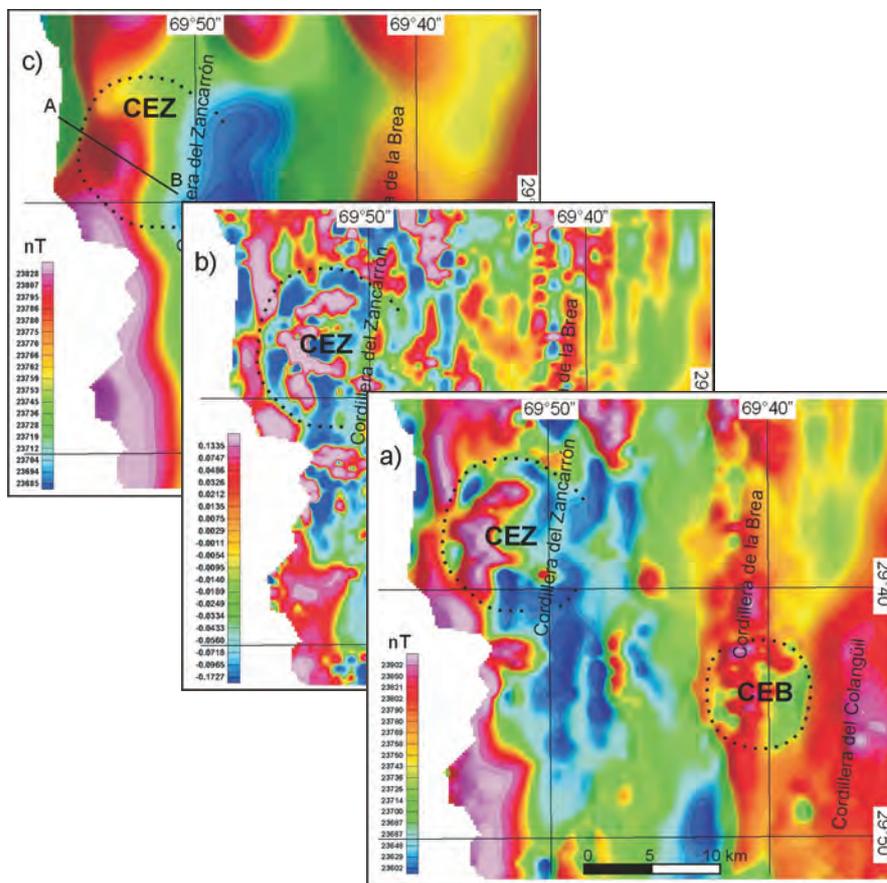


*Localización de centros eruptivos
cenozoicos en el sector central del
Valle del Cura, San Juan, Argentina:
evidencias geofísicas*

Vanesa D. Litvak, Carlos J. Chernicoff y Stella Page



**LOCALIZACIÓN DE CENTROS ERUPTIVOS CENOZOICOS EN EL SECTOR
CENTRAL DEL VALLE DEL CURA, SAN JUAN, ARGENTINA:
EVIDENCIAS GEOFÍSICAS**

Por

Litvak, Vanesa D., Chernicoff, Carlos J. y Page, Stella

Noviembre 2004

Resumen: Se generó un mapa de geología sólida para la región de estudio mediante la combinación de información aeromagnética y mapeo geológico. El análisis geológico-estructural del levantamiento aeromagnético permitió identificar rasgos circulares interpretados como fracturas anulares asociadas a centros eruptivos. El centro eruptivo de la Brea es de carácter somero, no existiendo evidencias de la ocurrencia de un cuerpo subvolcánico asociado al mismo; está implantado en un área estructuralmente favorable dada por la intersección de un corrimiento submeridiano de primer orden y un sistemas de fracturas transversales NE-SO; su edad se asigna al Eoceno y se encontraría en una posición de retroarco respecto de los depósitos eruptivos de arco de la misma edad. El centro eruptivo del Zancarrón se considera como una caldera volcánica, observación consistente con los indicios geológicos de la presencia de un estratovolcán mioceno en esta región. Hay evidencias geofísicas que indican que volcanitas oligocenas subyacen a las volcanitas miocenas en el núcleo del centro eruptivo, lo cual permite considerar que la actividad magmática del mismo habría comenzado en el Oligoceno; de ser así el centro eruptivo del Zancarrón sería un centro adicional al ya reconocido en territorio chileno para el Grupo Doña Ana (Oligoceno). Habida cuenta de la asociación de este Grupo con zonas de alteración hidrotermal mineralizadas en el Valle del Cura, la identificación de sectores con posible presencia de volcanitas oligocenas no aflorantes en la región resulta de interés para orientar la exploración minera en la región.

Abstract: *Identification of Cenozoic eruptive centres in the central sector of the Valle del Cura region, San Juan Province, Argentina: geophysical evidences.* A solid geology map was prepared for the study region, based on the aeromagnetic survey and geological mapping of the region. The geological-structural analysis of the aeromagnetic survey allowed to identify

circular features interpreted as annular fractures associated to eruptive centres. The Brea eruptive centre is of shallow nature, there not being evidences of the occurrence of an associated subvolcanic body; it is located in a structurally favourable setting characterized by the intersection of a submeridional thrust and a system of NE-SO oriented fractures; its age is assigned to the Eocene and it would be located in a back-arc setting, considering the location of the contemporaneous volcanic-arc deposits. The Zancarrón eruptive centre is regarded as a volcanic caldera, an observation which is consistent with the geological evidences of the presence of a Miocene strato-volcano in this region. There are geophysical evidences that indicate that the Oligocene volcanics underly the core of the eruptive centre, which allows to consider that its magmatic activity would have started during the Oligocene; in this case, the Zancarrón eruptive centre would represent an additional centre of the Doña Ana Group (Oligocene) to that already recognized within the Chilean territory. Considering the association of this Group with mineralised hydrothermal alteration zones within the Valle del Cura region, the possible identification of covered Oligocene volcanics carries a special interest for mining exploration in this region.

INTRODUCCIÓN

El Valle del Cura, ubicado al NO de la provincia de San Juan, es una de las regiones de mayor potencial minero de la República Argentina. En tal sentido, este sector de los Andes Centrales –localizado cerca del límite argentino-chileno– fue objeto de una intensa exploración minera que llevó al descubrimiento de depósitos epitermales auríferos del tipo *world class* (Martinez *et al.*, 1993; Jones, 1995; Jones *et al.*, 1996).

En forma simultánea, otras contribuciones caracterizaron la geología de la región, representada por una potente secuencia volcánica y volcanoclástica de

edad cenozoica vinculada a eventos de sedimentación coetáneos e intereruptivos (Ramos *et al.*, 1989; Kay *et al.*, 1991; Nullo y Marín, 1992; Limarino *et al.*, 1999; Bissig *et al.*, 2001; Litvak, *et al.*, 2002 y Litvak y Page, 2002). En términos generales, estos trabajos describieron las secuencias aflorantes en el área y contribuyeron a precisar la estratigrafía y la evolución geológica de la región.

El objetivo del presente trabajo es presentar un análisis de la geología del sector central del Valle del Cura sobre la base de la interpretación de los datos aeromagnéticos de alta resolución disponibles para el sector y verificaciones de campo. Este estudio permitió confeccionar un mapa de geología sólida donde se identificaron rasgos geológicos y estructurales no conocidos previamente que aportan nuevos elementos para comprender la evolución del área y resultan de interés para elaborar futuros programas de prospección minera en esta región y áreas aledañas.

GEOLOGIA REGIONAL

El Valle del Cura está localizado dentro del ámbito geológico de la Cordillera Frontal e incluido en el actual segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales del sur, caracterizado por ausencia de volcanismo e intensa actividad sísmica de intraplaca (Jordan *et al.*, 1983) (Fig. 1). Debido a su historia geológica y su potencial minero, el área del Valle del Cura puede considerarse como la continuidad en territorio argentino de la Faja del Indio chilena.

Un mapa geológico de la región de estudio se presenta en la figura 2. Como allí puede verse, las rocas más antiguas corresponden al Carbonífero superior representado por las sedimentitas y metamorfitas de bajo grado de la Formación Cerro Agua Negra, definida originalmente por Polanski (1970).

Entre el Pérmico y Triásico temprano se desarrolló un importante magmatismo

que Llambías *et al.*, (1996) definieron como Ciclo Magmático Choiyoi y en el cual incluyeron no sólo a las volcánitas del Grupo Choiyoi sino también a las rocas intrusivas incluidas en el denominado Batolito del Colangüil (Quartino y Zardini, 1967; Groeber, 1951).

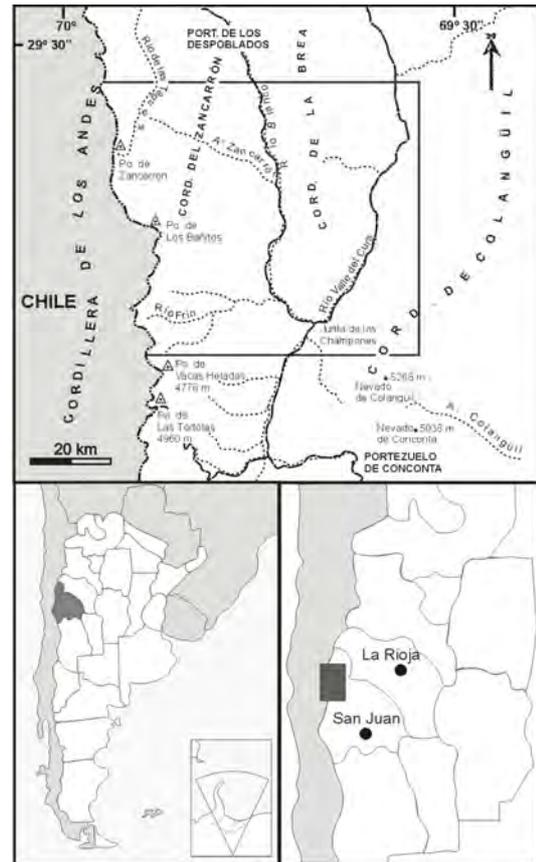


Figura 1. Mapa de ubicación de la región en estudio, en el Valle del Cura, provincia de San Juan, Argentina.

En el Valle del Cura, el Grupo Choyoi aflora principalmente en una franja norte-sur a lo largo del cordón del Colangüil; de acuerdo a Sato y Llambías (1993) y Llambías *et al.*, (1990), está conformado por dos secciones: la sección inferior andesítica y la sección superior riolítica. La primera de ellas está compuesta por fenoandesitas a fenodacitas y es la que presenta mayor distribución areal en el Colangüil. La sección superior consiste en pequeños cuerpos subvolcánicos y en mantos

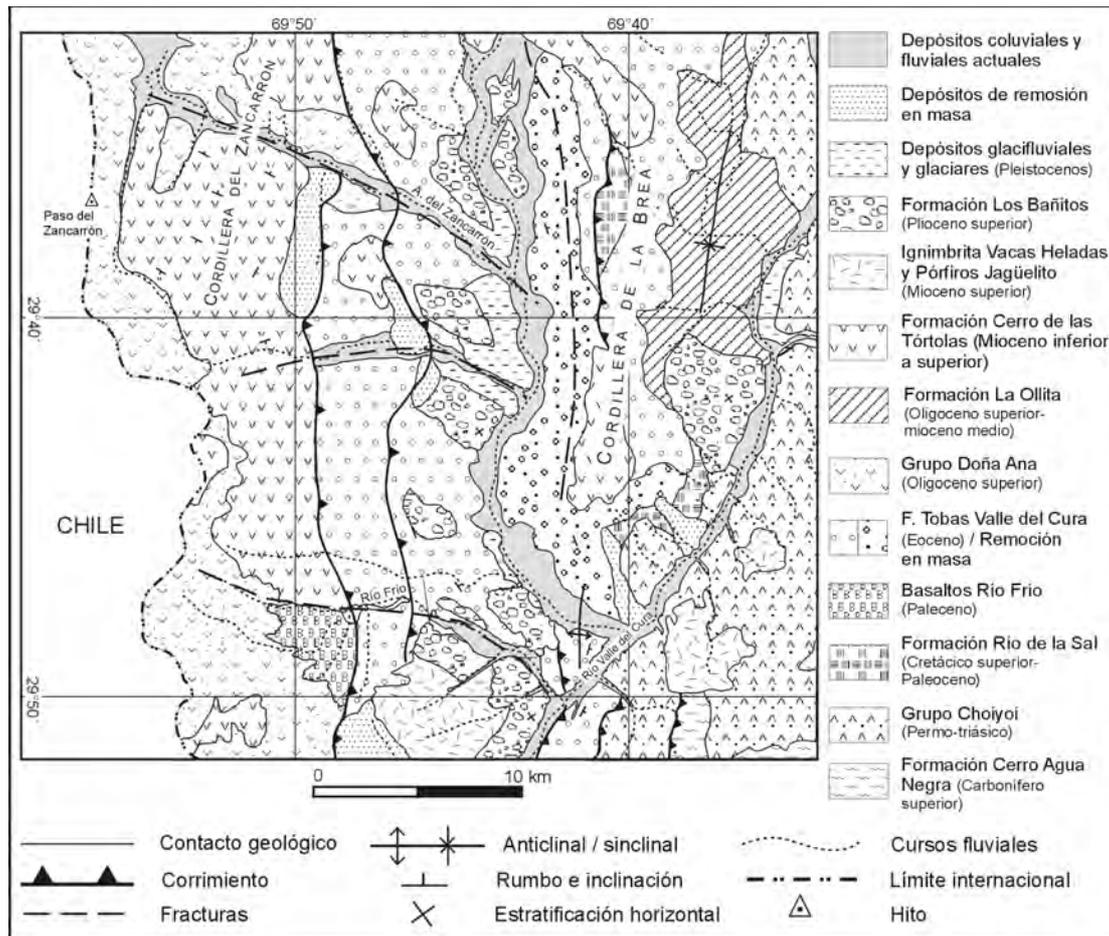


Figura 2. Mapa geológico del sector central del Valle del Cura.

ignimbríticos de composición riolítica y diques riolíticos que cortan a las unidades anteriores.

Por su parte, las sedimentitas y metamorfitas carboníferas actuaron como roca de caja de los granitos y granodioritas permotriásicos que integran el Batolito del Colangüil. Estos granitoides no afloran en el área mapeada, pero sí lo hacen inmediatamente al este de la misma y conforman el núcleo central de la Cordillera del Colangüil limitando hacia el este el área aquí considerada.

Uno de los rasgos más conspicuos de la historia geológica de esta región es la sucesión de eventos volcánicos cenozoicos –vinculados al desarrollo de un arco magmático continental– acompañados por períodos de sedimentación clástica y volcanoclástica. El registro más antiguo lo

constituyen las sedimentitas del Cretácico superior-Paleoceno (Formación Río de La Sal) que representan facies de tipo continental (Malizia *et al.*, 1997b). Estas sedimentitas afloran en las nacientes de la quebrada del Río Frio y en el extremo sur y norte de la Cordillera de la Brea dentro del área de estudio. En forma coetánea, se destaca una secuencia de basaltos alcalinos que se interdigitan con facies de conglomerados rojos y que afloran en la quebrada del río Frio; estos basaltos son volumétricamente subordinados respecto al resto de las unidades terciarias aflorantes en el área, constituyendo el registro más antiguo del volcanismo terciario en la región (Litvak y Page, 2002).

En el sector central del Valle del Cura aflora una compleja y potente secuencia volcanosedimentaria de edad

eocena. Esta unidad (Formación Tobas Valle del Cura) está formada por tobas, conglomerados y areniscas tobáceas, con intercalaciones de ignimbrítas ácidas y volcanitas mesosilíceas (Limarino *et al.*, 1999); esta unidad responde a la ocurrencia sistemas fluviales entrelazados, flujos laháricos e ignimbríticos y depósitos de caída. Las facies clásticas se distribuyen principalmente a lo largo del borde occidental de la Cordillera de La Brea, incrementándose las intercalaciones de andesitas e ignimbritas hacia la Cordillera del Zancarrón.

Durante el Oligoceno, se desarrolló uno de los eventos volcánicos cenozoicos de mayor valor prospectivo en este sector de Los Andes. Se trata de un conjunto de volcanitas de variada composición y litología, aflorantes a lo largo de la cordillera (en el sector limítrofe con Chile), que Makshev *et al.* (1984) incluyeron en la Formación Doña Ana, siendo luego redefinidas por Martín *et al.* (1997) como Grupo. Esta unidad fue dividida en dos formaciones: una inferior de composición más ácida, formada por ignimbritas, pórfiros, riolitas y dacitas; y una superior más básica, que incluye lavas basálticas y andesíticas. Estas rocas se encuentran intensamente afectadas por alteración hidrotermal y su vinculación con las zonas mineralizadas las convierte en guías para la exploración minera.

El volcanismo desarrollado durante el Mioceno constituye un evento eruptivo de gran extensión areal en el Valle del Cura. Los principales centros de emisión reconocidos –volcanes Cerro de las Tórtolas y Vacas Heladas, al sur del área en estudio– son producto de esta actividad volcánica. En el mismo sentido, las posibles zonas de emisión localizados en Veladero y Zancarrón –este último dentro del ámbito de estudio– también están conformados por rocas miocenas producto de este volcanismo (Nullo, 1988; Litvak *et al.*, 2002). La Formación Cerro de Las Tórtolas representa esta eruptividad, que abarca desde el Mioceno inferior al superior e incluye flujos lávicos andesíticos y dacíticos

y, en forma subordinada, brechas y flujos piroclásticos (Makshev *et al.*, 1984; Ramos *et al.*, 1989; Kay *et al.*, 1991). La sedimentación coetánea con este volcanismo está representada por un conjunto de conglomerados, areniscas y pelitas que incluye niveles de yeso (Formación la Ollita); estas sedimentitas miocenas muestran sus mejores afloramientos en la vertiente oriental de la Cordillera de la Brea (Limarino *et al.*, 1999).

Las etapas finales del volcanismo en el arco magmático –como resultado de la horizontalización de la placa de Nazca– están registrados en una secuencia piroclástica formada por ignimbritas riolíticas y dacíticas de edad miocena superior (Ignimbrita Vacas Heladas) (Ramos *et al.*, 1989) y cuerpos porfíricos denominados Pórfitos Jagüelito (Malizia *et al.*, 1997a).

La sedimentación más moderna comprende un conjunto de conglomerados, areniscas y escasas tobas de edad plio-pleistocena (Formación Los Bañitos) que se disponen, en posición horizontal o subhorizontal, en discordancia sobre las unidades volcánicas y volcanoclásticas eocenas y miocenas (Limarino *et al.*, 1999). Finalmente, los depósitos de remoción en masa, glacifluviales y fluviales cuaternarios completan la estratigrafía local.

Desde el punto de vista estructural, la información conocida a partir de trabajos previos (Martínez *et al.*, 1993; Jones *et al.*, 1996) indican la presencia de dos sistemas de fallas. El primero de ellos corresponde a fallas inversas submeridianales de alto ángulo que limitan bloques de basamento basculados al este. El segundo sistema corresponde a zonas de fragilidad de disposición transversal (asimilables al fracturamiento primigenio) responsables de patrones de fracturas menores que se disponen predominantemente N70°O y N30°E. Los autores mencionados explican que los sistemas estructurales meridianos y las fracturas transversales generan intersecciones favorables para localizar depósitos, ya que aparentan controlar las zonas con mayor desarrollo de alteración hidrotermal.

GEOFISICA

Metodología

Los datos aeromagnéticos utilizados para en el presente estudio provienen del levantamiento geofísico de la Cordillera Frontal realizado por el Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR). El mismo consiste en perfiles de orientación norte-sur, con un espaciamiento de 1 km y una altitud aproximada de 120 m sobre el terreno; el intervalo de muestreo a lo largo de las líneas de vuelo es de 8 m; el posicionamiento de la aeronave durante el vuelo fue obtenido mediante el uso de un sistema GPS diferencial a razón de una lectura por segundo, sincronizado con el sistema de adquisición de datos geofísicos; el error de posicionamiento es igual o inferior a 5 metros. El magnetómetro de medición aérea utilizado fue un SCINTREX CS-2 de vapor de cesio (sensibilidad 0,001 nT, rango de medición de 15.000 a 100.000 nT) con un intervalo de muestreo de 0,1 segundos (equivalente a aproximadamente 8 m a lo largo de las líneas de vuelo). El magnetómetro de base es de idénticas características, habiéndose tomado las lecturas con un intervalo de muestreo de 1 segundo. Otros instrumentos de relevancia utilizados en el levantamiento son: radar altimétrico (intervalo de muestreo 0,25 segundos), altímetro barométrico (intervalo de muestreo 0,25 segundos) y cámara de video para la filmación continua del terreno bajo la aeronave.

El procesamiento de los perfiles magnéticos incluyó la remoción de *spikes*, filtrado de ruido, aplicación de la corrección magnética diurna, remoción del IGRF (Campo Geomagnético Internacional de Referencia) y nivelación final mediante la utilización de la malla de intersecciones. La empresa contratista (Sial Geosciences) utilizó un *software* propio para realizar el procesamiento aquí descrito; además, con fines de verificación, el Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR) repitió el proceso mediante el uso del programa Geosoft. Los valores magnéticos

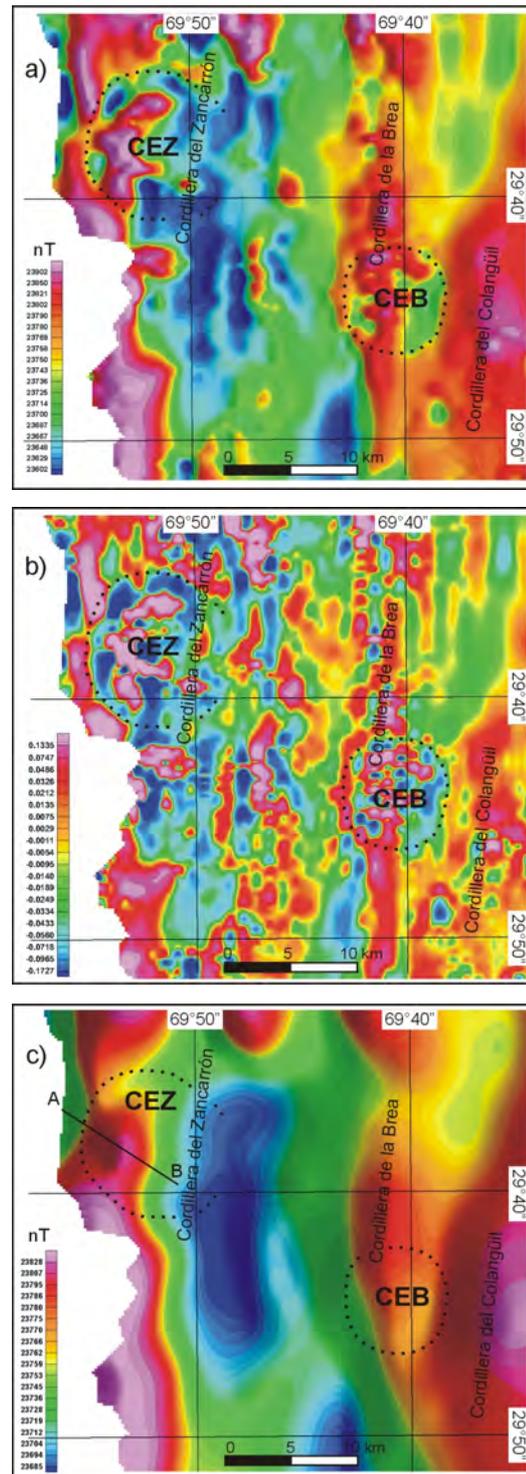


Figura 3. a) Mapa del campo magnético total reducido al polo, b) Mapa de la primera derivada vertical del campo magnético total reducido al polo y c) Mapa de filtro continuacion ascendente (2km) del campo magnético total reducido al polo. CEZ: Centro eruptivo Zancarrón, CEB: Centro eruptivo de la Brea.

finales luego fueron reducidos a una grilla regular de 250 m de lado usando el método de curvatura mínima del módulo de grillado del programa Geosoft.

Como parte del análisis de los datos magnéticos digitales se aplicaron diversas pruebas de procesamiento a los datos “crudos” de intensidad del campo magnético total. En consecuencia, a partir de los datos grillados se generaron mapas intermedios que fueron utilizados como herramientas de interpretación: mapas de intensidad del campo magnético total reducida al polo, mapas de la primera derivada vertical de la intensidad del campo magnético total reducida al polo y mapas de continuación ascendente (Figs. 3). En este sentido, Chernicoff (2001) resume la utilización de estos mapas como herramienta en la interpretación geológica.

Con el fin de obtener datos complementarios, se midió en el terreno la susceptibilidad magnética de las distintas unidades litológicas. En forma subsidiaria, se utilizó la cobertura espectrométrica de rayos gamma de la región (SEGEMAR, 1999) –fundamentalmente el canal potasio– para establecer la posible ocurrencia de variaciones en el quimismo dentro de las unidades litomagnéticas identificadas.

El mapa de interpretación geológica del levantamiento aeromagnético que se presenta en la figura 4 representa un mapa de “geología sólida” (en el sentido de Hungerford *et al.*, 1996; Chernicoff y Claire Zapata, 1998; Chernicoff, 2001). Las unidades identificadas en este mapa – unidades litomagnéticas o dominios litomagnéticos– están constituidas por zonas con una “firma” o señal magnética uniforme, entendiéndose por tal a la intensidad y al gradiente del campo magnético medidos localmente, tal como se expone en los mapas aeromagnéticos de la región (SEGEMAR, 1999).

Los dominios litomagnéticos definidos están limitados por cambios conspicuos en la “firma” magnética que, en muchos casos, se originan por la presencia de fallas y/o fracturas. Las unidades litomagnéticas pueden no coincidir con las

unidades litológicas aflorantes en la región debido al carácter “transparente” que presentan algunas litologías al método aeromagnético. Sin embargo, ambas unidades pueden coincidir en forma parcial, aunque, en general, difieren en su extensión.

Para definir los dominios a partir de los mapas aeromagnéticos se consideraron rasgos tales como: la mayor o menor intensidad del campo magnético, el mayor o menor gradiente magnético y la geometría de las anomalías; características que en conjunto fueron contrastadas con la expresión magnética de cada una de las unidades litológicas de la región.

INTERPRETACION GEOFÍSICO-GEOLÓGICA

Unidades litomagnéticas reconocidas

Se presentan a continuación los dominios o unidades litomagnéticas reconocidas en la región de estudio:

1) *Granitoides permotriásicos*. La unidad litomagnética 1 (Fig. 4) se caracteriza por un gradiente magnético bajo (gradiente vertical promedio en el orden de 0,01) y una intensidad del campo magnético mayormente alta. El área comprendida en este dominio queda delimitada por su contraste magnético con las unidades volcánicas y sedimentarias circundantes. Su superficie coincide con los afloramientos incluidos dentro del Ciclo Magmático Choiyoi; si bien abarca, principalmente, afloramientos de las facies volcánicas del ciclo, la respuesta magnética observada se debe al basamento granítico subsuperficial representado por el Batolito de Colanguil, que aflora inmediatamente al este.

Hacia el oeste de la unidad, se observa una brusca disminución en la intensidad magnética. Este quiebre en la señal magnética limita el borde occidental del dominio, definiéndose así un marcado lineamiento magnético de orientación

meridional. Este último ha sido interpretado como un corrimiento con vergencia al oeste, consistente con observaciones geológicas previas en esta zona de la Cordillera Frontal (Jones *et al.*, 1996; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1996)

Más hacia el oeste, en la proximidad de la longitud 69° 40', se reconoce la presencia de dos altos magnéticos visibles en la imagen de continuación ascendente (método que filtra la señal magnética proveniente de las fuentes más someras, permitiendo resaltar el "residuo" de las fuentes de mayor profundidad; Fig. 3c). Los mismos se interpretan como dos apófisis subsuperficiales del basamento granítico de Colangüil, limitadas, en su borde occidental, por otro lineamiento magnético también interpretado como un corrimiento de orientación norte con vergencia al oeste.

2) *Volcanitas ácidas permotriásicas*. La unidad litomagnética 2 (Fig. 4) corresponde a las riolitas, traquitas e ignimbritas ácidas del Grupo Choyoi pertenecientes al mismo ciclo magmático que la unidad 1, diferenciándose de esta última por su mayor gradiente magnético (gradiente vertical promedio en el orden de 0,14). Cabe mencionar, que las plutonitas del Ciclo Magmático Choyoi se diferenciaron de las volcanitas del mismo ciclo por su continuidad en profundidad, verificada mediante la aplicación del filtro de continuación ascendente a los datos magnéticos (este filtro hace "desaparecer" a las volcanitas, mientras que los cuerpos plutónicos aún pueden ser "vistos" ; Fig. 3c)

3) *Piroclastitas mesosilíceas eocenas*. La unidad litomagnética 3 forma una faja de orientación submeridiana que muestra un gradiente magnético mediano a alto, consistente con el predominio de los componentes volcánicos en esta unidad. La misma representa a las rocas de la Formación Valle del Cura que en este sector está formada principalmente por ignimbritas y rocas volcánicas. En contraste, los afloramientos del sector más

oriental –Cordillera de la Brea– están compuestos por facies más clásticas, motivo por el cual su señal magnética queda obliterada por las volcanitas miocenas (dominio litomagnético 5).

El límite occidental de esta unidad está marcado por otro lineamiento magnético de orientación norte-sur, interpretado como parte de la estructura de corrimientos con vergencia oeste de la región. Cabe mencionar que la franja oriental de esta unidad (Fig. 4) tiene una cobertura continua y más espesa de sedimentos cuaternarios, que atenúa localmente la señal del substrato.

4) *Volcanitas andesíticas oligocenas*. La unidad litomagnética 4 (Fig. 4) presenta una alta intensidad del campo magnético característica que lo diferencia de las volcanitas miocenas adyacentes; esta alta intensidad magnética es resultado de la presencia de rocas de composición andesítica. Se encuentra principalmente localizado hacia el sector limítrofe con Chile y su superficie abarca los afloramientos del Grupo Doña Ana, que en este sector incluye, además, de flujos lávicos basandesíticos, lavas dacíticas e ignimbritas ácidas (de menor susceptibilidad magnética, Tabla 1). El conspicuo alto magnético que caracteriza a este dominio se reconoce inclusive sobre sectores cubiertos por unidades más jóvenes, por lo que este dominio excede arealmente a los afloramientos mapeados del Grupo Doña; un claro ejemplo de esto ocurre en la Cordillera del Zancarrón, caracterizada por un núcleo de alta respuesta magnética (véase más abajo).

5) *Volcanitas andesítica/dacíticas miocenas*. Esta unidad litomagnética (5) fue ubicada en dos sectores (Fig 4):

a) El sector oriental (cordillera de la Brea) se trata de un área muy extensa elongada en la dirección norte (próxima a la longitud 69° 40') caracterizada por una intensidad del campo magnético mediana a

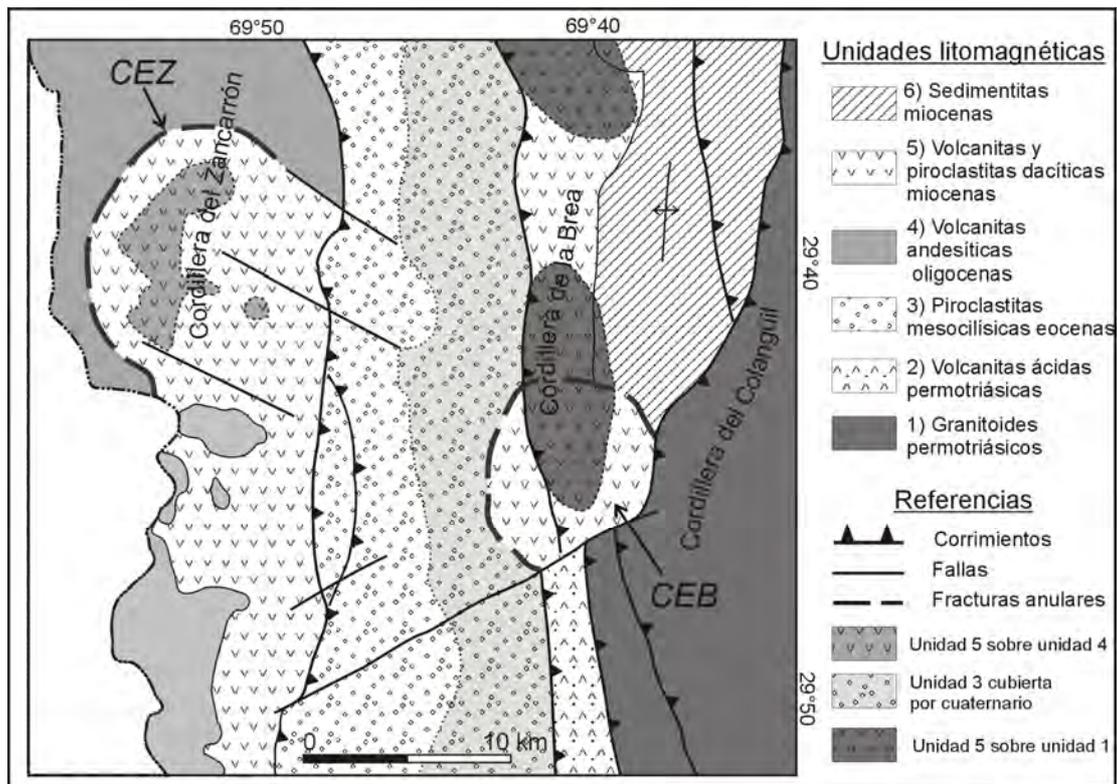


Figura 4. Mapa de geología sólida del sector central del Valle del Cura. CEZ: Centro eruptivo Zancarrón, CEB: Centro eruptivo de la Brea.

alta que contrasta fuertemente con la de las sedimentitas miocenas y piroclastitas eocenas localmente cubiertas por sedimentos cuaternarios. El gradiente magnético es alto (gradiente vertical promedio en el orden de 0,25) y también contrastante con el de las unidades recién mencionadas (gradiente vertical promedio en el orden de 0,05). Esta respuesta magnética corresponde a las dacitas y andesitas miocenas de la Formación Cerro de las Tórtolas que coronan la Cordillera de la Brea, en tanto que se interpreta que esta zona estaría subyacida por apófisis de los granitoides permotriásicos, de acuerdo a lo que se explicara en el dominio 1.

b) El sector occidental (cordillera del Zancarrón), a diferencia del área de la cordillera de la Brea, forma un bajo magnético de orientación norte. Teniendo en cuenta que la litología más frecuente en ambas fajas es la misma (andesita), y que la susceptibilidad magnética es inclusive mayor en el área de la cordillera del

Zancarrón (Tabla 1), se considera probable que el bajo magnético responda a la magnetización remanente predominante en las andesitas de esta última región; de ser así, debería haber una pequeña diferencia de edad entre las andesitas de ambas regiones habida cuenta de las reversiones del campo magnético acaecidas en el Mioceno (véase p.e. Cande y Kent, 1992). Amén de lo antedicho, este sector también presenta una mayor heterogeneidad litológica que el sector oriental, por cuanto aparte de las lavas de la unidad miocena (Formación Cerro de las Tórtolas), también afloran, en algunos sectores, piroclastitas mesosilícicas a ácidas oligocenas pertenecientes al Grupo Doña Ana que también contribuyen a la disminución de la intensidad magnética.

6) *Sedimentitas miocenas*. La unidad litomagnética 6 (Fig. 4) se caracteriza por la baja intensidad y bajo gradiente magnéticos que reflejan su baja susceptibilidad

magnética y el importante espesor de estas sedimentitas comprendidas en la Formación La Ollita (areniscas, pelitas y niveles de yeso). La estratificación y estructura plegada de orientación norte se esboza en las imágenes magnéticas, particularmente en la correspondiente a la primera derivada vertical del campo magnético (Fig. 3b).

Localización de centros eruptivos

Generalidades

El levantamiento aeromagnético ha permitido identificar un número de estructuras mayores que reflejan principalmente a los eventos de deformación cenozoica (Fig. 4). Las estructuras identificadas, si bien guardan relación con aquéllas que están trazadas en los mapas geológicos regionales del área (Malizia et al., 1997; Cardó et al. 2002), tienen una diferencia saliente con respecto a la información previa, que reside en la mayor continuidad espacial de las estructuras aquí interpretadas debido al carácter “transparente” de la cobertura cuaternaria al método magnético.

En este sector del Valle del Cura se identifican los lineamientos magnéticos de primer orden de orientación norte, ya reconocidos a escala regional (Chernicoff et al., 2000); localmente corresponden a quiebres en la señal magnética y en muchos casos limitan las unidades litomagnéticas (p.e. contacto entre las Unidades 1 y 2; Figs. 3a, b y c). Estos lineamientos se interpretaron como fallas inversas o corrimientos con inclinación al este y vergencia al oeste, consistentes con el ambiente compresional de la región (Jones et al., 1996; Rodríguez Fernández et al., 1996); en algunos casos el sentido de la inclinación también es sugerido por el desplazamiento hacia el este de anomalías individuales a profundidades crecientes de sus fuentes, en tanto que su vergencia también guarda relación con la edad de los dominios litomagnéticos puestos en contacto por estas megaestructuras.

Asimismo, se han reconocido estructuras transversales, de orientación NO y NE que cortan a las estructuras submeridianas de primer orden.

En varios sectores del levantamiento aeromagnético regional se identificaron rasgos circulares que se adjudican a centros eruptivos los cuales se alinean en un “corredor” estructural de orientación NO, limitado por fracturas transversales al fracturamiento meridional principal de la región (Chernicoff et al., 2000). En la presente área de estudio se reconocieron dos mega-estructuras de ese tipo en la Cordillera del Zancarrón y en la Cordillera de La Brea. Las mismas se destacan por su alto gradiente magnético, tal como se observa en el mapa de la primera derivada vertical del campo magnético (Fig. 3b).

Centro eruptivo de la Brea

En el extremo sur de la Cordillera de la Brea se destaca un rasgo magnético subcircular de 7 km de diámetro centrado en 29°43'S/69°41'O, que se interpreta como fracturas anulares asociadas a un centro eruptivo; estas estructuras no tienen expresión topográfica sobre el terreno. La fuente de esta anomalía magnética es de carácter somero, tal como lo sugiere su “desaparición” o ausencia en la imagen magnética de la continuación ascendente a 2 km (Fig. 3b); esto último indica que no existiría un cuerpo subvolcánico asociado a este centro eruptivo.

Este centro está implantado en un área estructuralmente favorable dada por la intersección de dos estructuras interpretadas a partir de la magnetometría. La primera de ellas corresponde a un corrimiento submeridiano con vergencia oeste que limita el borde occidental de la Cordillera de la Brea (Fig. 4); se trata de una estructura de extensión regional muy conspicua en la magnetometría aérea que aflora en forma discontinua al norte del área investigada. La segunda estructura integra el sistema de fracturas transversales, en este caso con una orientación NE.

En esta región, aflora una secuencia volcanoclástica eocena formada por tobas, conglomerados y areniscas tobáceas con intercalaciones de andesitas e ignimbritas mesosilícicas pertenecientes a la Formación Valle del Cura, cubiertas localmente por un delgado nivel de volcanitas miocenas que coronan la cordillera de la Brea. Esta secuencia eocena presenta numerosas evidencias que reflejan la proximidad de sus depósitos respecto de su centro de emisión, por ejemplo: la presencia de facies volcanoclásticas gruesas, los potentes espesores de flujos piroclásticos, la presencia de facies piroclásticas ricas en fragmentos líticos volcánicos gruesos, la ocurrencia de estructuras fumarólicas de más de 10 metros de altura, y la presencia de depósitos de alta energía interpretados como flujos laháricos (Litvak *et al.*, 2004). Así, el reconocimiento del centro eruptivo de la cordillera de la Brea permitiría explicar el origen de los importantes volúmenes de depósitos volcanoclásticos eocenos aflorantes en el área.

Para establecer el marco tectónico del centro eruptivo, se han tenido en cuenta diversos elementos de juicio. Por una parte, Limarino *et al.*, (1999) obtuvieron edades eocenas (45 ± 2 y 44 ± 2 Ma) para intercalaciones andesíticas en la Formación Valle del Cura muestreadas en la Cordillera de la Brea. Por otra parte, esta unidad ha sido correlacionada con los pórfiros intrusivos eocenos de la Unidad Bocatoma aflorantes en territorio chileno en la proximidad al límite internacional, la cual comprende intrusiones hipabisales de composición diorítica-granodiorítica y pórfiros andesíticos (Martin *et al.*, 1997; Bissig *et al.*, 2001). A su vez, Martin *et al.* (1997) vinculan la Unidad Bocatoma con los cuerpos intrusivos de igual edad relacionados con la mineralización cuprífera de la cordillera de Domeyko, que de acuerdo con Makshev y Zentilli (1988) corresponden al magmatismo de arco paleoceno-eoceno. Así es que la Unidad Bocatoma formaría parte del arco eoceno en territorio chileno, posiblemente representando su sector más austral. En

virtud de esta ubicación del arco magmático eoceno puede inferirse que el centro eruptivo de la Brea se localizaría en una posición de retroarco respecto de las unidades magmáticas de arco de la misma edad.

Como se mencionó más arriba, el carácter somero de la fuente de la anomalía magnética de la Brea indica que no existiría un cuerpo subvolcánico asociado al centro eruptivo; esta característica es propia de eventos volcanoclásticos asociados al vaciamiento de una cámara magmática resultante de una violenta extrusión de material y posterior derrumbe, con la consecuente formación de una estructura circular. Además, las observaciones realizadas en el terreno comprueban la ausencia de una posterior actividad magmática vinculada con este centro (domos resurgentes, nuevos edificios volcánicos, flujos de lava posteriores, etc), lo que indicaría que este centro eruptivo eoceno finalizó con la formación de la estructura.

Centro eruptivo del Zancarrón

En la cordillera del Zancarrón se destaca una estructura circular de aproximadamente 12 km de diámetro centrada en $29^{\circ}36'S/69^{\circ}52'O$ (Figs. 3 y 4), asociada espacialmente a la unidad litomagnética de las volcanitas y piroclásticas dacíticas miocenas. De un modo similar al centro eruptivo de la Brea, este rasgo circular también se interpreta como la expresión magnética de fracturas anulares asociadas a un centro eruptivo; en este caso, la expresión magnética de estas fracturas es aún más conspicua que en el caso anterior.

El caso de la cordillera del Zancarrón también se distingue del centro eruptivo de la Brea por la presencia de evidencias geológicas de campo que apoyan la asociación de este sector de la cordillera con un centro de emisión. La actividad del centro eruptivo del Zancarrón ha sido asignada al Mioceno y asociada a las volcanitas de la Formación Cerro de las

Tórtolas (Litvak *et al.*, 2002). La morfología volcánica actual brinda indicios de la presencia de un estratovolcán, debido a la ocurrencia de flujos de lava que se disponen radialmente con respecto a un eje central. Esta disposición del material permite interpretar que los conductos principales de salida se ubican en el núcleo de la estructura circular identificada.

En el Valle del Cura afloran rocas volcánicas andesíticas oligocenas del Grupo Doña Ana con un centro de emisión conocido en la Cordillera de Doña Ana en territorio chileno (Maksaev *et al.*, 1984; Kay *et al.*, 1999; Bissig *et al.*, 2001). En particular, estas volcanitas están expuestas en las adyacencias del centro eruptivo del Zancarrón, donde presentan una señal magnética de alta frecuencia, propia de su carácter aflorante y naturaleza volcánica. El núcleo del centro eruptivo registra una idéntica respuesta magnética a la de las volcanitas oligocenas periféricas, por lo que se considera que el mismo estaría subyacente por rocas pertenecientes a la misma unidad oligocena, en este caso, cubiertas por la volcanitas miocenas de la Formación Cerro de las Tórtolas; esta sucesión estratigráfica indicaría una historia magmática más antigua y compleja para el centro volcánico que la establecida hasta ahora.

Así, la actividad del centro eruptivo del Zancarrón se habría iniciado con la emisión de las volcanitas e ignimbritas oligocenas, que ocurren tanto internamente como en la periferia del centro. En profundidad, en el núcleo del centro eruptivo, habría un pequeño cuerpo subvolcánico puesto de evidencia en la imagen magnética de continuación ascendente a 2 km (Fig. 3c); el mismo podría corresponder a un domo resurgente o un intrusivo somero, representando la última actividad del magmatismo oligoceno en el sector. Con posterioridad, durante el Mioceno, depósitos de flujos lávicos originados desde este centro eruptivo habrían ahogado el relieve volcánico previo, generando una nueva morfología que actualmente está preservada sólo en forma

parcial. La modelización de la anomalía magnética (perfil AB en figura 3c.) localizada en el núcleo del centro eruptivo del Zancarrón (Fig.3c y Fig. 5) indica la presencia del cuerpo a una profundidad de 550m, con una susceptibilidad magnética calculada de 0,046 SI que sugiere el carácter mesosilícico del mismo.

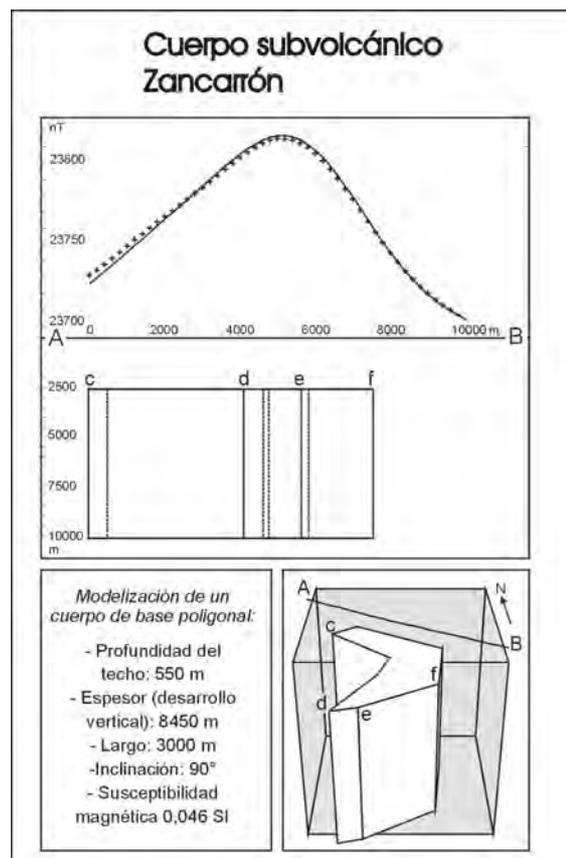


Fig. 5. Modelización del cuerpo subvolcánico de Zancarrón (modelo utilizado: cuerpo de base poligonal). La línea de puntos corresponde a la anomalía observada y la línea continua a la anomalía calculada. En el sector inferior derecho se observa una vista en perspectiva del cuerpo interpretado. Profundidad del cuerpo: se restan 2000 m (separación sensor / fuente magnética) correspondientes a la grilla de continuación ascendente de donde se extrajo el perfil AB. Sector inferior derecho: vista en perspectiva del cuerpo.

Por lo tanto, las evidencias geológicas y geofísicas indican que este centro eruptivo corresponde a una estructura mayor interpretada como una

caldera volcánica, cuyo edificio volcánico fue modificado por los sucesivos eventos magmáticos y parcialmente enmascarado por efectos tectónicos y erosivos posteriores.

IMPLICANCIAS PARA LA EVOLUCIÓN DEL ARCO/RETROARCO CENOZOICO

Desde la implatación de un régimen de subducción típicamente andino –durante el Oligoceno Superior– hasta la finalización del volcanismo –para el Mioceno Superior– el frente volcánico de esta región de los Andes Centrales del sur migró paulatinamente de oeste a este; resultado de la somerización de la placa de Nazca que se subduce por debajo de la placa Sudamericana (Kay et al., 1999 Ramos et al. 2002). En este contexto, la localización de dos nuevos centros eúptivos en el Valle del Cura permite delinear con mayor precisión la evolución del arco volcánico cenozoico; en particular, durante el lapso eoceno-oligoceno, del cual se contaba con un registro más limitado.

El arco eoceno-oligoceno inferior tuvo un desarrollo restringido a lo largo del extremo sur de los Andes Centrales debido al incremento en la convergencia oblicua y a una menor tasa de subducción normal (Pardo Casas y Molnar, 1987). El magmatismo eoceno estuvo limitado al emplazamiento de cuerpos intrusivos de composición ácida a intermedia, representados por los pórfiros cupríferos mineralizados de la cordillera de Domeyko (Chile) en el segmento norte de los Andes Centrales del sur. A las latitudes del Valle del Cura y sobre territorio chileno, los pórfiros de la Unidad Intrusiva Bocatoma (Martin et al., 1997) están representando la expresión austral de la actividad del arco eoceno arriba mencionado. El reconocimiento de complejos volcánicos de edad eocena media a tardía en la pendiente chilena entre estas latitudes (Emparan y Pineda 1999) son también indicativas de una escasa pero continua actividad del arco volcánico durante este período.

Si bien la actividad volcánica del arco disminuyó durante el Eoceno Medio al Oligoceno Inferior, la actividad registrada en el retroarco, localizado en territorio argentino en el Valle del Cura, fue muy intensa, tal como queda registrado por la Formación Valle del Cura (Limarino et al., 1999; Litvak, 2004). Esta unidad incluye un volcanismo explosivo que derivó en la formación de depósitos de flujo piroclástico conspicuamente extendidos en la quebradas del río Frío, Zancarrón y la Cordillera de la Brea. El reconocimiento del centro eruptivo de la Brea permite explicar la proveniencia de las potentes secuencias volcánicas y volcanoclásticas depositadas en esta cuenca eocena y así delinear la ubicación y actividad del retroarco durante el eoceno para estas latitudes.

El Oligoceno Superior marcó el inicio de un cambio en la configuración tectónica global del margen andino, cuando entre los 25–26 Ma se produjo la ruptura de la placa de Farallones, dividiéndose entre la placa de Nazca y de Cocos (Pardo Casas y Molnar 1987). Esto derivó en un aumento en la velocidad de convergencia y en un cambio de la dirección de convergencia oblicua que pasó a una casi ortogonal (Cande y Leslie, 1986).

La convergencia iniciada presentaba un ángulo de subducción normal de 30°, relativamente más somero que en períodos anteriores, lo que resultó en la migración del arco volcánico hacia el este. Bajo este contexto, se desarrolló –a las latitudes del Valle del Cura– un magmatismo de arco que está representado por las manifestaciones volcánicas del Grupo Doña Ana y cuyo centro eruptivo más reconocido se localiza en el cerro Escabroso en la cordillera de Doña Ana. El reconocimiento del centro eruptivo del Zancarrón como un centro de emisión oligoceno permite ampliar la extensión lateral del arco volcánico de esta edad; más aún, si se considera que este centro de emisión se matuvo activo durante el Mioceno, la ubicación geográfica del mismo limita el borde oriental del frente volcánico oligoceno, marcando la transición

entre ambos frentes volcánicos.

CONCLUSIONES

El presente estudio permitió, en primer lugar, generar el mapa de geología sólida de la región de estudio, el cual comprende seis unidades litomagnéticas las cuales están limitadas por quiebres en la fábrica magnética, que corresponden tanto a corrimientos submeridianos de primer orden con vergencia al oeste, como a estructuras transversales NO y NE.

El análisis estructural del levantamiento aeromagnético también permitió identificar rasgos circulares interpretados como fracturas anulares asociadas a centros eruptivos. El primero de ellos se localiza en el extremo sur de la cordillera de la Brea; la fuente de esta anomalía magnética es de carácter somero, y no existe un cuerpo subvolcánico asociado al centro eruptivo. Los depósitos volcánicos y volcanoclásticos eocenos, ampliamente distribuidos en la periferia de este centro de emisión, están espacial y genéticamente vinculados con el mismo. En virtud de la ubicación de la secuencia eocena con respecto a las unidades coetáneas de arco expuestas en territorio chileno, el centro eruptivo de la Brea se localizaría en una posición de retroarco; delineándose así la ubicación y actividad del retroarco durante el eoceno para estas latitudes.

El centro eruptivo de la cordillera del Zancarrón se destaca como una estructura circular que es también la expresión magnética de un conjunto de fracturas anulares interpretada, en este caso, como una caldera volcánica; esta observación es consistente con los indicios geológicos de la presencia de un estratovolcán de edad miocena en esta región. Por otra parte, existen evidencias geofísicas que indican que en el núcleo del centro eruptivo del Zancarrón, aproximadamente a 550 m de profundidad, se localizaría un cuerpo subvolcánico de posible composición andesítica. Esta observación permite

considerar que la actividad magmática del mismo habría comenzado en el Oligoceno; en consecuencia, el centro eruptivo del Zancarrón sería un centro de emisión oligoceno adicional al ya reconocido en territorio chileno, ampliándose lateralmente la extensión del frente volcánico oligoceno.

Habida cuenta de la asociación del Grupo Doña Ana con zonas de alteración hidrotermal mineralizadas en el Valle del Cura, la identificación de sectores con posible presencia de volcanitas oligocenas no aflorantes en la región resulta de interés para orientar la exploración minera en la región. La confirmación del inicio de la actividad del centro eruptivo del Zancarrón a partir del Oligoceno permitiría precisar la evolución del volcanismo oligoceno en la región, su distribución espacial y sus consecuencias metalogénicas.

REFERENCIAS

- Bissig, T., H.; Lee, J. K. W.; Clark, A., 2001. The cenozoic volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andean flat-slab region: New 40Ar-39Ar constrains from the El Indio-Pascau Au (-Ag, Cu) belt, 29°20' - 30°30' S. *International Geology Review*, Vol 43, p. 312-340.
- Cande, S.C.; Kent, D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97:13917-13951.
- Cande, S.C.; Leslie, R.B., 1986. Late tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91(B1): 471-796.
- Cardó, R., 1987. Reconocimiento en el sector de las cabeceras de las quebradas Los Bañitos y Zancarrón. Valle del Cura, Iglesia, San Juan. Servicio Minero Nacional, Carpeta 2396, 5 pp.
- Chernicoff, C.J.; Litvak, V.D.; Page, S., 2000. Estudio preliminar de interpretación geológica del levantamiento aeromagnético del Valle del Cura, provincia de San Juan, República Argentina. In *Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas*, Vol 2, p. 421-425. Puerto Varas.
- Chernicoff, C.J. y M. Claire Zapata, 1998. Estudio preliminar de interpretación geológica del levantamiento aeromagnético del área Las Petas, República de Bolivia. In *Congreso Latinoamericano de Geología, No. 10, Anales*, Simposio III: Geofísica aérea y Geoquímica en la prospección geológico-minera, p. 31: 81-85. Buenos Aires.
- Chernicoff, C.J., 2001. Interpretación geofísico-geológica del levantamiento aeromagnético de la región noroccidental de la Provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol 56, No 3, p. 268-280.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. *Revista del Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales*, Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", Geología, Vol 1, No. 5, p. 235-352.
- Hungerford, N., J.P. Sims y P.G. Stuart-Smith, 1996. Interpretación geofísica (magnética) de las Sierras de San Luis y Comechingones, Mapeo Geocientífico de las Sierras Pampeanas, Proyecto Cooperativo Argentino-Australiano. Servicio Geológico-Minero Argentino. *Serie Contribuciones Técnicas (Geofísica)*, Vol 2, p. 1-200.
- Jones, J. P., 1995. Contribución de Minería Argentina Gold a la selección de áreas para la prospección minera, República Argentina. In *Congreso Nacional de Geología Económica, No. 5, Actas*, p. 201-213. San Juan.
- Jones, J. P., R. Martínez y E. Rossello, 1996. La Faja volcánica terciaria del Valle del Cura (San Juan, Argentina): sus alcances y potencial para localizar World Class Deposits. In *Congreso Geológico y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 13, Actas, Vol. 3.*, p. 55-71. Buenos Aires.
- Jordan, T.E.; Isacks, B.; Ramos, V. A.; Allmendinger, R.W., 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, No. 3, p. 20-26.
- Kay, M. S.; Mpodozis, C.; Ramos V. R.; Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with shallowing zone and thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). In *Andean magmatism and its tectonic setting* (Harmon, R. S. And Rapela, C. W.; editores) *Geological Society of America, Special Paper, No. 265*, p. 113-137. Boulder, Colorado,
- Kay, M. S.; Mpodozis, C.; Coira, B., 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-23° S Latitude). In

- Geology and Ore Deposits of the Central Andes (Skinner, B.J., editor). *Society of Economic Geologists Special Publication*, No. 7, p. 27-59.
- Limarino C. O.; Gutiérrez. P. R.; Malizia, D.; Barreda, V.; Page, S.; Ostera, H.; Linares, E., 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 54, No. 2, p. 177-181.
- Litvak, V.D., 2004. Evolución del volcanismo terciario en el Valle del Cura sobre el segmento de subducción horizontal pampeano, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, *Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas*, 270 p.
- Litvak, V.D.; Poma, S.M. ; Limarino, C.O. 2004. Volcanismo piroclástico de edad miocena media en el Valle del Cura, provincia de San Juan: nuevos datos geológicos y geocronológicos". *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(3).
- Litvak, V.D.; Page, S.M., 2002. Nueva evidencia cronológicas en el Valle del Cura, provincia de San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 57, No. 4, p.483-486.
- Litvak, V.D.; Page S.M.; Kay, S.M., 2002. La Cordillera del Zancarrón en el Valle del Cura, provincia de San Juan: un centro eruptivo mioceno?. In *Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas*, Vol. 2, p. 235-240. El Calafate.
- Llambías, E. J. y A. M. Sato, 1990. El batolito de Colangüil (29°-31° S), Cordillera Frontal de Argentina. Estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 1, p. 89-108.
- Llambías, E. J.; R. Caminos; C. W. Rapella, 1996. Capítulo XIV: Magmatismo. In *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay* (Academia Nacional de Ciencias), Capítulo 14, p. 275-297. Córdoba.
- Maksaev, V.; Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico Superior en la alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, No. 21, p.11-51.
- Maksaev, V ; Zentilli, M., 1988. Marco metalogénico regional de los megadepósitos de tipo pórfido cuprífero del Norte Grande de Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 1, p.181-212. Santiago.
- Malizia, D.; Limarino, C.O.; Sosa-Gomez, J., Kokot, R., Nullo, F.; Gutierrez, P., 1997a. Descripción Hoja Geológica Cordillera del Zancarrón, escala 1:100.000. *Secretaría de Minería de la Nación*, 280 p.
- Malizia, D.; Limarino, C.O.; Sosa-Gomez, J., Kokot, R., Nullo, F.; Gutierrez, P., 1997b. Descripción Hoja Geológica Portezuelo de Conconta, escala 1:100.000. *Secretaría de Minería de la Nación*, 280 p.
- Martin, M. W.; J. Clavero R.; C. Mpodozis, 1997. Eocene to Late Miocene magmatic development of El Indio belt, 30° S, North-Central Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. I, p. 149-153.
- Martínez. R. D.; Grassi, J. I.; Hernández, M. B., 1993. Consideraciones estructurales sobre las alteraciones epitermales de la región del Valle del Cura, San Juan: sus implicancias en prospección metalífera. In *Congreso Geológico Argentino, No. 12, Actas*, Vol. 5, p. 202-210. Mendoza.
- Nullo, F. 1988. Geología y estructura del área de Guanaco Zonzo y Veladero, Oeste de Cordillera de Sancarrón, San Juan. In *Congreso Nacional de Geología Económica, No. 3, Actas*, Vol. 2, p. 501-515. Olavarría.
- Nullo, F. y G. Marín, 1992. Geología y estructura de las quebradas de la

- Sal y de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 45, Nos. 3-4, p. 323-335.
- Pardo Casas, F., y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6:233-248.
- Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. *Editorial Universitaria de Buenos Aires, Manuales*, 216 p. Buenos Aires.
- Quartino, B. J. y R. A. Zardini, 1967. Geología y petrología de la Cordillera de Colangüil y las serranías de Santa Rosa y San Juan. Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 22, No. 1, p. 5-63.
- Ramos, A.R., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of Southamerican Earth Science*, 15: 59-78.
- Ramos, V. A.; Kay, S.M.; Page, R.; Munizaga, F. 1989. La Ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 44, Nos. 1-2, p. 336-352.
- Rodriguez Fernández, L.R.; Heredia, N.; Marín, G.; Quesada, C.; Robador, A.; Ragona, D.; Cardó, R., 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de las Andes argentinas entre los 30° 30' y 31° 00' de latitud sur. *In Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas*, Vol. 2, p. 111-124. Córdoba.
- Sato, A. M. y E. J. Llambías, 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalentes efusivos del batolito de Colangüil. *In Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas*, Vol. 4, p. 156-165. Mendoza.
- SEGEMAR, 1999a. Levantamiento aeromagnético del Bloque IV Cordillera Frontal (San Juan). Datos digitales. *Servicio Geológico-Minero Argentino*. Buenos Aires.
- SEGEMAR, 1999b. Carta aeromagnética de la Hoja 3969-III Malimán, escala 1:250.000. *Servicio Geológico-Minero Argentino*. Buenos Aires.