

Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central

Gonzalo A. Yáñez

GEODATOS S.A.I.C., Román Díaz 773, Santiago, Chile

Paulina Gana

Servicio Nacional de Geología y Minería, Avenida Santa María 0104,
Casilla 10465, Santiago, Chile

Ricardo Fernández

GEODATOS S.A.I.C., Román Díaz 773, Santiago, Chile

RESUMEN

La Anomalía Melipilla, una transición geológica de primer orden en el valle del río Maipo, ha sido interpretada geológicamente mediante una integración de la geología de superficie, información magnética y gravimétrica regional, y 42 sondajes magnetotéluricos organizados en dos perfiles de dirección norte-sur. La Anomalía Melipilla responde a la presencia de un cuerpo tabular no magnético, dispuesto en forma subhorizontal en niveles intermedios de la corteza superior (~4-6 km), e inmerso en un batolito presumiblemente jurásico y fuertemente magnético ($k \sim 0,01$ cgs). La interpretación conjunta de la geología de superficie y las imágenes geoeléctricas en profundidad indicarían la presencia de un pilar en compresión, caracterizado por resistividades en el intervalo de 1.000-10.000 ohm-m y un contraste en densidad de $\sim 0,07$ gr/cc con respecto al entorno, hacia el sur de la Anomalía Melipilla. Este pilar en compresión, o bloque rígido, habría constituido una barrera natural para la deformación tectónica observada en los granitoides jurásicos al norte del río Maipo. En este contexto, el cuerpo tabular no magnetizado que genera a la Anomalía Melipilla, se ha interpretado como la zona de despegue que permite acomodar la deformación contra el bloque rígido dispuesto en dirección sur. La demagnetización de esta zona de debilidad estaría asociada con procesos de alteración y migración de fluidos en las superficies libres, interpretación consistente con una respuesta geoeléctrica moderadamente resistiva. Desde una perspectiva regional, el desarrollo de un bloque rígido al sur de los $33,5^\circ\text{S}$, probablemente constituye un elemento condicionador de la posterior evolución segmentada del margen continental. Adicionalmente, el modelo tectónico inferido sugiere una convergencia oblicua de sentido sinistral durante el Mesozoico, aseveración compatible con la evolución tectónica de otros segmentos del margen Andino durante el Jurásico y Cretácico Inferior.

Palabras claves: Tectónica, Geología regional, Geofísica, Gravedad, Magnetismo, Magnetotélurica, Melipilla, Chile.

ABSTRACT

Origin and geological significance of the Melipilla Anomaly, Central Chile. The Melipilla Anomaly, a first order geological transition along the Maipo river valley, has been geologically interpreted through an intergration of surface geology, regional magnetic and gravimetric information, and 42 magnetotelluric soundings organized in two north-south profiles. Magnetically, the Melipilla Anomaly represents the response of a tabular, non magnetic flat-lying body at middle upper crustal depth (~4-6 km), surrounded by a strongly magnetic ($k \sim 0.01$ cgs), presumably Jurassic batholith. The joint interpretation of surface geology and geoelectrical images with depth would indicate the presence of a compressional horst to the south of the anomalous zone, characterized by resistivities in the range of 1,000-10,000 ohm-m, and a consistent gravimetric response with a positive contrast of ~ 0.07 gr/cc with respect to the country rock. This

compressional horst or rigid body acted as a buttress opposing the tectonic deformation of the jurassic granitoids to the north of the Maipo river. Within this tectonic setting, the non-magnetic tabular body has been interpreted as the detachment surface that allowed the accomodation of the deformation exerted by interaction with the rigid body to the south. The demagnetization of the detachment zone would be associated with fluid migration and alteration in the free surfaces, interpretation which is consistent with its moderate geoelectrical response. From a regional perspective, the development of a rigid block to the south of 33.5°S, probably represents a feature that conditioned the later segmented evolution of the continental margin. Additionally, the inferred tectonic model suggests an oblique convergence with sinistral sense during the Mesozoic, in agreement with the tectonic evolution of other segments of the Andean margin during the Jurassic and Lower Cretaceous.

Key words: Tectonics, Regional geology, Geophysics, Gravity, Magnetism, Magnetotellurics, Melipilla, Chile.

INTRODUCCION

La región de Chile central entre los 30-34°S registra la evolución del borde continental desde el Paleozoico Superior al Neógeno. La acreción de terrenos exóticos que caracterizó al Paleozoico Inferior (Mpodozis y Ramos, 1990), finalizó en el Paleozoico Superior, dando paso a la activación de un sistema de subducción situado en el margen occidental de Gondwana. El batolito carbonífero-pérmico, desarrollado en relación al proceso de subducción, intruyó la parte oriental de un complejo acrecionado (Hervé, 1988 ; Gana *et al.*, 1996), cuyos remanentes constituyen las rocas más antiguas expuestas en la Cordillera de la Costa.

El Triásico y Jurásico Inferior representan un lapso de transición que precedió al inicio del Ciclo Andino. Durante este período, se formaron cuencas marinas sobre basamento ensiálico, acompañadas de actividad volcánica predominantemente ácida y plutonismo bimodal (Gana, 1991; Parada, 1991), bajo un régimen tectónico extensional, asociado a un estado pasivo del margen continental (Parada, 1991; Mpodozis y Kay, 1992; Parada *et al.*, 1997).

La activación del sistema de subducción que marca el comienzo del Ciclo Andino en el Jurásico Inferior (Pliensbachiano, Thomas, 1958; Piracés, 1976), constituyó un proceso destructivo del margen continental durante el Mesozoico y Cenozoico. La presencia de arcos magmáticos con ejes migrantes hacia el oriente, asociados a cuencas de trasarco, caracterizan la tectónica andina en esta región, y en gran parte, habrían condicionado la segmentación de la corteza en respuesta a los procesos deformativos (Mpodozis *et al.*, 1990). En este contexto, la región de la Cordillera de la Costa, se ubica en una posición de arco, conteniendo

cuencas de intraarco del Jurásico-Cretácico Inferior (Vergara *et al.*, 1995; Nasi y Thiele, 1982; Charrier y Muñoz, 1994).

Dentro de este contexto, la Anomalía Melipilla (AM), descrita originalmente por Parra y Yáñez (1988) como un rasgo predominante de la Carta Magnética de Chile en el valle del río Maipo, coincide con una estructura geológica de dirección este-oeste, tendiendo a oeste-noroeste en su margen occidental, y adicionalmente se correlaciona con una anomalía gravimétrica regional de similar orientación y longitud de onda (Gana *et al.*, 1994). La extensión de esta estructura al este del Valle Central no ha sido determinada con precisión, si bien existen evidencias que sugieren una proyección en tal sentido (O. Rivera, comunicación oral 1998). Este rasgo constituye sin lugar a dudas una transición tectónica mayor en el margen andino (ver descripción geológica de la AM en la próxima sección). Esta afirmación es reforzada al comparar una serie de rasgos geológicos y geomorfológicos de primer orden en los segmentos tectónicos separados por la AM:

- Una sistemática migración del eje magmático durante el Ciclo Andino en el flanco norte en contraposición a una progresiva cuasi estacionaridad en sentido sur (p.ej. Mpodozis y Ramos, 1990).
- Un cambio en el rumbo del eje magmático (al menos a partir del Cretácico) y fosa, de N-S a NNE en el flanco norte y sur respectivamente (*e.g.*, Mpodozis y Ramos, 1990).
- La preservación del prisma de acreción Paleozoico en el flanco sur (Hervé, 1988), en contraste con una marcada erosión tectónica en el flanco norte (von Heune *et al.*, 1997).
- En ambientes de antepaís esta segmentación

está marcada por la exposición de bloques paleozoicos de las Sierras Pampeanas en una tectónica de escamamiento profundo cuya desaparición en dirección sur esta acompañada con la deposición de extensos 'plateaus' basálticos durante el Terciario (Fig. 1).

- En tiempos más recientes esta zona de transición se caracteriza por la abrupta desaparición de los valles transversales al sur de Santiago, dando origen a la depresión central que se extiende por más de 1.000 km en dirección sur (Fig. 1).

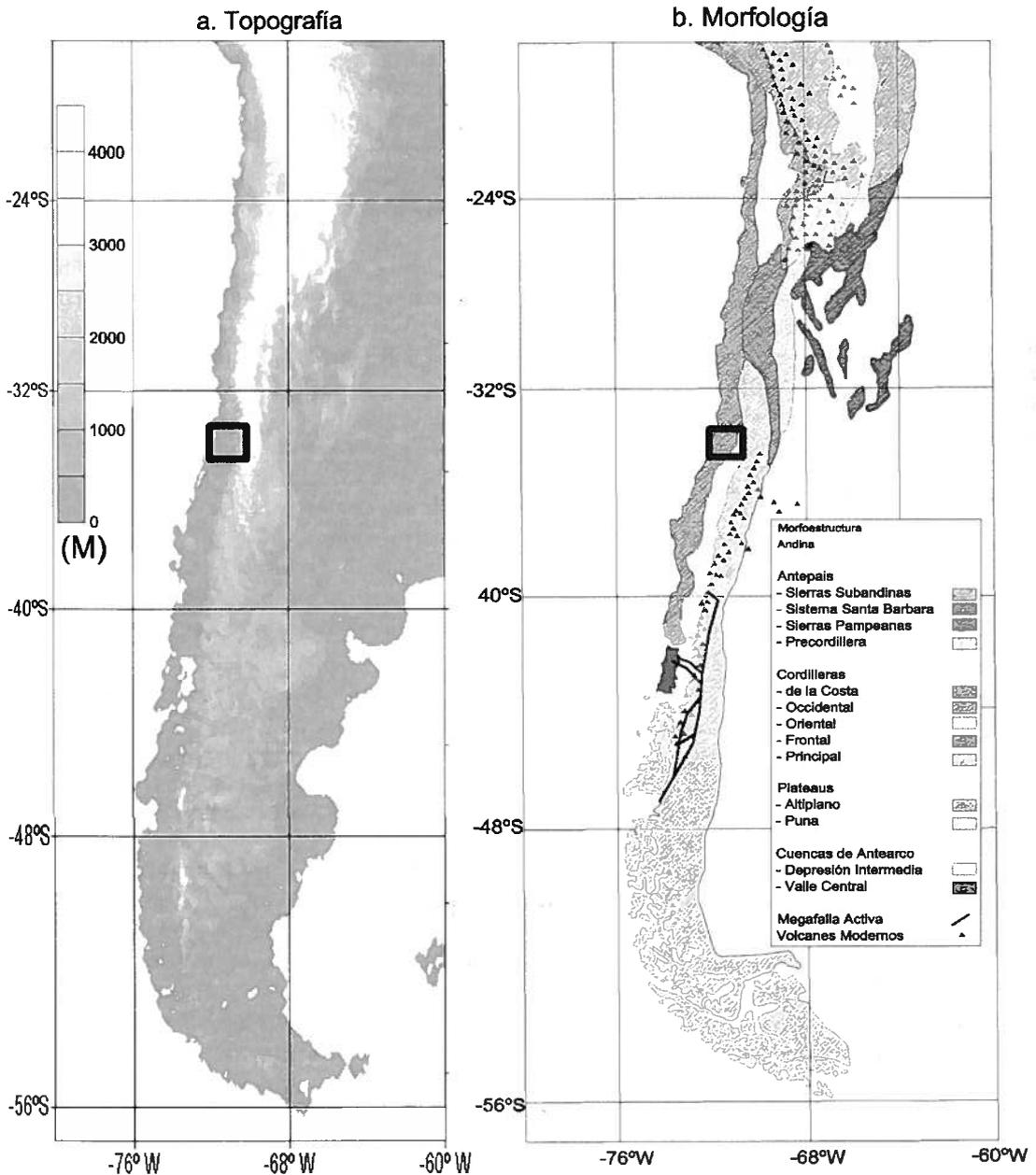


FIG. 1. a- topografía del margen andino; b- elementos morfotectónico de la segmentación andina (modificado de Mpodozis y Ramos, 1988 in Yáñez, 1995). En el marco, el sector correspondiente al presente estudio.

Adicionalmente, la configuración actual de la convergencia andina da cuenta de una zona de transición en la inclinación de la placa subductada, con un desarrollo sub horizontal y ausencia de volcanismo reciente en dirección norte (Fig. 1).

- Este segmento transicional contiene los principales yacimientos cupríferos del Mioceno en la cordillera principal de los Andes Centrales (e.g., El Teniente y Río Blanco- Los Bronces).
- Finalmente la evolución del relieve de la alta cordillera andina muestra una progresiva disminución en su ancho y altura (Fig. 1), lo cual ha sido interpretado por Tassara y Yáñez (1996, 1997) como indicativo de un cambio en las condiciones reológicas de la litósfera continental a esta latitud.

Esta serie de características geológicas y rasgos geomorfológicos han sido interpretados por Yáñez (1995) en términos de una evolución geológica del margen en el cual los procesos más recientes están controlados por condiciones geológicas preexistentes heredadas. En este marco, la identificación de la AM (Parra y Yáñez, 1988) y su posterior interpretación, integrada con información geológica y gravimétrica regional (Gana *et al.*, 1994), constituye un elemento clave para la caracterización geológica de este segmento transicional del margen andino. La información originalmente utilizada para entender el origen y significado de la AM se ha complementado en este trabajo con la ejecución de 42 sondajes magnetotelúricos distribuidos

en dos transectas de dirección norte-sur (ubicación en Fig. 2). Esta información geofísica complementaria provee de imágenes geoelectricas de gran penetración en la corteza superior, que permiten, a su vez, proyectar en profundidad los principales sistemas estructurales y litológicos observados en superficie, reduciendo de esta forma la inherente carencia de unicidad en la interpretación de los métodos de potencial (gravedad y magnetismo). Esta metodología geoelectrica ha sido utilizada profusamente en estudios corticales profundos (Jones, 1992, descripción detallada del uso de esta técnica en márgenes activos, cratónicos y pasivos). En Chile, la aplicación de esta metodología se restringe a un estudio realizado por Schwarz *et al.* (1984) en una transecta continental a la latitud de Antofagasta. Ha sido practica normal, en estos estudios, el incorporar la información complementaria derivada de los métodos geofísicos de potencial (gravedad y magnetismo), obteniendo de esta forma una interpretación más robusta de los resultados.

La organización de este trabajo incluye, en primer término, una descripción del marco geológico del área de estudio. A continuación, se describe e interpreta en términos geológicos la información geofísica utilizada: gravedad, magnetismo, y perfiles magnetotelúricos (MT). El modelo geológico resultante es analizado, finalmente, en el contexto de la segmentación transversal andina.

GEOLOGIA LOCAL

La geología del área estudiada se presenta en las figuras 2 y 3 (Wall *et al.*, 1996). Las unidades expuestas corresponden en gran parte al batolito y Complejo Metamórfico Valparaíso (Gana *et al.*, 1996) del Paleozoico Superior, que constituyen el basamento de la secuencia mesozoica volcano-sedimentaria de intraarco y a plutones del Mesozoico (Triásico Superior-Cretácico) que la intruyen. Depósitos marinos de plataforma somera del Mioceno-Plioceno y escasos remanentes de lavas basálticas miocénicas, posiblemente de origen fisural, representan los eventos geológicos más relevantes del Cenozoico. Manifestaciones de actividad volcánica cuaternaria proveniente de la cordillera andina, se encuentran como extensos depósitos piroclásticos cubriendo zonas topográficamente deprimidas.

EL PALEOZOICO SUPERIOR

Gneises tonalíticos y graníticos, anfibolitas, esquistos anfibólicos y lentes paragnésicos pertenecientes al Complejo Metamórfico Valparaíso (Gana *et al.*, 1996), se encuentran como enclaves en intrusivos paleozoicos expuestos en la zona litoral. Están deformados en pliegues similares, localmente afectados por foliación milonítica de orientación NW-EW/30-45°S. Dataciones Rb-Sr en roca total de 330 Ma (Cordani *et al.*, 1976) y K-Ar en biotita de 278±6 Ma (Gana *et al.*, 1996) han sido interpretadas como edades del protolito y del metamorfismo respectivamente.

Los plutones paleozoicos están constituidos por rocas foliadas, predominantemente tonalitas y

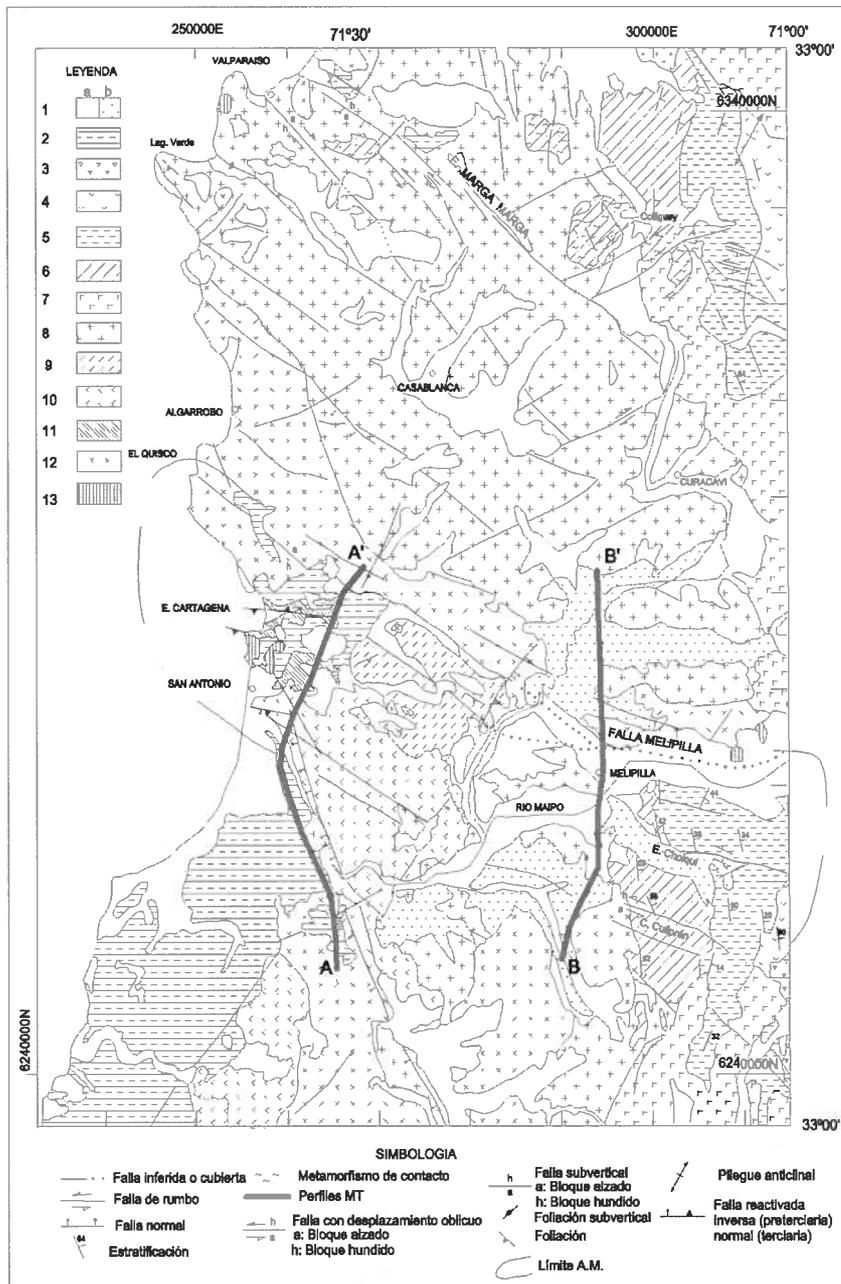
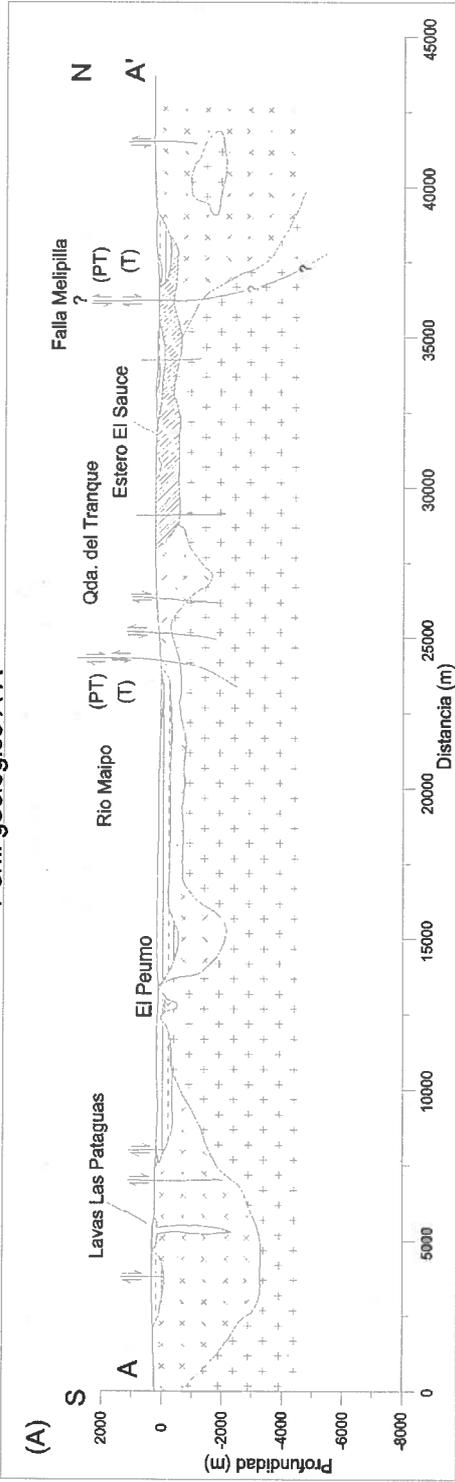


FIG. 2. Marco geológico. 1- Cuaternario: a- sedimentos; b- Ignimbrita Pudahuel; 2- Neógeno: Formación Navidad y Estratos de Potrero Alto; 3- Formación Las Chilcas (Aptiano-Albiano); 4- Formación Veta Negra (Barremiano-Aptiano?); 5- Formación Lo Prado (Berrisiano-Hauteriviano); 6- Formaciones Ajial, Cerro Calera y Horqueta (Jurásico); 7- Intrusivos cretácicos; 8- intrusivos jurásicos; 9- zona milonítica; 10- granitoides del Triásico Superior-Jurásico; 11- Dioritas gnéissicas de Cartagena (Triásico Superior); 12- Granitoides paleozoicos; 13- Basamento metamórfico (Paleozoico). Líneas A-A' y B-B', trazas de perfiles MT y geológicos en sector costero e interior, respectivamente.

granodioritas de anfíbola y biotita, con granitos de anfíbola-biotita y microclina subordinados. Las edades U-Pb en circones de 299 ± 10 Ma (Gana y Tosdal, 1996) y Rb-Sr en roca total de 308 ± 15 Ma

(Hervé *et al.*, 1988), señalaron que la cristalización de estos granitoides se produjo en el Carbonífero Superior; mientras que su enfriamiento está registrado por edades K-Ar en el intervalo 274-289 Ma.

Perfil geológico A-A'



Perfil geológico B-B'

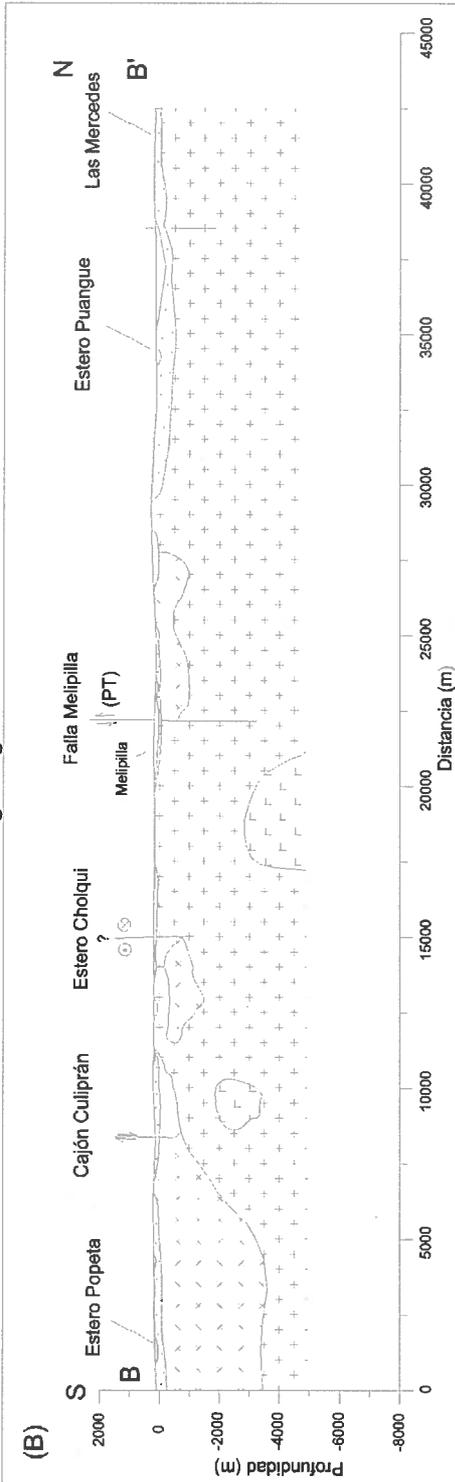


FIG. 3. Perfiles geológicos. Leyenda: igual a la figura 2. Fallas con doble indicación de movimiento corresponden a fallas reactivadas: (T) movimiento Terciario; (PT) movimiento pre-Terciario.

EL MESOZOICO

Durante el Triásico-Jurásico Inferior existió un decaimiento de la actividad plutónica, manteniéndose el eje magmático estacionario. Este plutonismo se caracterizó por la producción de dioritas y gabros foliados (Dioritas gnéissicas de Cartagena) y granitos de biotita y de anfíbola. Edades mínimas K-Ar ca. 180 Ma y 212 ± 5 Ma han sido obtenidas en estos intrusivos. Las rocas básicas, datadas por U-Pb en 214 ± 1 Ma (Gana y Tosdal, 1996), contienen una mineralogía primaria dominada por hornblenda y plagioclasa cálcica, parcialmente metamorfozada.

El registro estratigráfico de la cobertura mesozoica comienza con el volcanismo andesítico y sedimentación continental del Jurásico (Pliensbachiano?-Aaleniano; Formación Ajial; Thomas, 1958, Piracés, 1976), seguido por 760 m de una secuencia marina litoral a sublitoral, (Aaleniano Superior- Bajociano; Formación Cerro Calera; Piracés, 1976), integrada por sedimentos clásticos y calcáreos que contienen fauna de ammonites y bivalvos (Nasi y Thiele, 1982). Hacia el techo de la secuencia, la sedimentación cambió gradualmente hacia un ambiente continental que prevaleció durante el Batoniano y Jurásico Superior, depositándose 4.300 m de sedimentos volcanoclásticos rojos (areniscas y conglomerados), simultáneamente con un intenso volcanismo subaéreo andesítico a riolítico (Formación Horqueta; Piracés, 1976). El Cretácico Inferior se inicia con una nueva ingresión marina depositando una secuencia carbonatada litoral a sublitoral, alternada con un potente espesor de 5.800 m de una secuencia volcánica andesítica, dacítica y riolítica (Formación Lo Prado; Thomas, 1958; Piracés, 1976; Nasi y Thiele, 1982; Wall *et al.*, 1996). Le siguió un evento principalmente volcánico y subvolcánico de carácter andesítico-basáltico (Formación Veta Negra; Thomas, 1958), cuyas lavas han sido datadas por Rb-Sr en 117 Ma (Aberg *et al.*, 1984) en el sector de la mina Lo Aguirre, al norte de la AM y en ca. 100 ± 115 Ma por K-Ar (S. Rivano, 1996)¹ al norte del río Aconcagua. Posteriormente, a fines del Cretácico Inferior, en el Aptiano-Albiano, el volcanismo cambió a una composición bimodal, riolítico- dacítico y andesítico (Formación Las Chilcas; Thomas, 1958; Estratos Horcón de Piedra, Wall *et al.*, 1996), alternando con facies sedimentarias aluviales y marinas. El gran volumen

de roca, aproximadamente 17.000 m de potencia, depositadas en esta cuenca de subsidencia bajo un gradiente térmico de aproximadamente 20-30°C/km (Aguirre *et al.*, 1989), causó un metamorfismo de carga pervasivo en la secuencia (Levi *et al.* 1982, 1969).

Los plutones del Jurásico se exponen en forma continua al norte de la AM, mientras que hacia el sur, cuerpos aislados intruyen a la secuencia jurásica. Litológicamente, predominan las tonalitas y granodioritas de anfíbola y biotita, en forma subordinada, granitos, monzodioritas cuarcíferas y dioritas. Datos geobarométricos en anfíbola (Gana y Tosdal, 1996), indican presiones de cristalización ca. 4,1-5,4 kbar para las dioritas y 2,8-3,6 kb para las tonalitas. La proximidad entre las edades promedio K-Ar 158 Ma en biotita y las edades U-Pb 156-161 Ma, indica una cristalización y enfriamiento relativamente rápido de estos plutones (Godoy y Loske, 1988; Gana y Tosdal, 1996).

La actividad plutónica que durante gran parte del Cretácico Inferior fue casi nula, se reactivó y migró hacia el oriente a partir del Aptiano, intruyendo a la secuencia volcanosedimentaria mesozoica. Los plutones de edades mínimas K-Ar ca. 91-115 Ma (Wall *et al.*, 1996; se orientan según una dirección norte-sur, cambiando a noreste, al sur de la zona de anomalía Melipilla. Composicionalmente, varían entre granodioritas y gabros de tipo calcoalcalinos, cuyas razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7036 (Parada *et al.*, 1988) son indicativas de magmas parentales derivados del manto superior.

EL CENOZOICO

Durante el Mioceno tuvo lugar, en discordancia sobre el basamento, la deposición de lavas andesítico- basálticas (Lava Las Pataguas, Wall *et al.*, 1996). Estas lavas han sido datadas por K-Ar en 13-19 Ma, y sus escasos remanentes forman un plateau de 40 m de potencia. Simultáneamente, se registró una ingresión marina sobre el borde costero (Formación Navidad; Darwin, 1846, emend. Gana *et al.* 1996), depositando 500 m de sedimentos de carácter litoral que engranan lateralmente con facies clásticas transicionales y aluviales (Estratos de Potrero Alto, Wall *et al.*, 1996).

Extensos depósitos piroclásticos de composición riolítica del Pleistoceno superior, se distribuyen en los valles que limitan al oriente del Estero

¹ 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo, regiones de Valparaíso y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería (Inédito), 232 p., 1 mapa, escala 1:250.000 (realizado por Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Espiñeira, D. 1993).

Puangue (Ignimbrita Pudahuel, Wall *et al.* 1996), y corresponden a productos volcánicos explosivos de la Caldera Diamante, 130 km al sureste en la Cordillera Andina (Stern *et al.*, 1984).

TECTONICA

La tectónica de esta zona consiste en bloques de basamento, limitados por fallas verticales a subverticales, y una cobertura de actitud monoclin al rumbo NS-NE/ 25-35°E. El patrón estructural al norte y sur de la AM es diferente, predominando estructuras NW, NE y NNW, NNE respectivamente. Al sistema noroeste pertenecen las estructuras relacionadas a la AM. Si bien no se cuenta con datos suficientes que permitan determinar la cinemática y edad de estas estructuras, se puede inferir de las relaciones de terreno, que su último desplazamiento, de tipo normal, fue posterior al Mioceno-Plioceno?. Sin embargo, existen evidencias de que estas estructuras poseen una historia compleja, al menos desde el Triásico Superior y/o Jurásico. En el sector entre Valparaíso y Quintay, se exponen plutones básicos de ca. 160 Ma, que muestran una foliación magmática predominante y deformación milonítica, orientadas paralelamente a fallas noroeste en las cercanías de éstas (Falla Laguna Verde, Caleta Las Docas, Punta Curahumilla), lo que sugiere una posible relación con su emplazamiento. Hacia el este, estas estructuras se infieren por la marcada orientación del drenaje y valles, y se reflejan como fallas de rumbo que afectan estratos de la Formación Lo Prado al sureste de Colliguay. La AM coincide en superficie con una zona en la que destacan tres fallas principales, de dirección NW-WNW (Fig. 2). La traza principal (Falla Melipilla) de rumbo este-oeste entre la Depresión Central y Melipilla, está cubierta por depósitos cuaternarios del valle del río Maipo. Hacia el oeste se bifurca en

dos ramas de rumbo noroeste, una finalizando a la latitud del estero Cartagena y otra en las cercanías de El Quisco. Al este de Melipilla, esta estructura se interpreta como una zona de falla subvertical, que permitió el alzamiento de plutones en el bloque norte. Es así como al sur del río Maipo aflora la secuencia estratificada mesozoica dispuesta en contacto deposicional sobre granito paleozoico, ininterrumpidamente desde el Jurásico Medio; mientras que inmediatamente al norte, se exponen bloques de granitos paleozoicos incluidos en intrusivos jurásicos y cretácicos y parte de la secuencia estratificada con base metamorfizada, a partir del Cretácico Inferior (niveles superiores de la Formación Lo Prado. Afectando a la cobertura mesozoica se observan además otras fallas subparalelas a la traza principal; una de ellas, en la línea del estero Cholqui, desplaza el contacto entre estratos de las formaciones Horqueta y Lo Prado, 900 m en sentido sinistral. Otra falla paralela al cajón de Culiprán presenta un desplazamiento oblicuo de 300 m en sentido sinistral y alzamiento de 200 m del bloque sur. Al oeste de Melipilla las ramificaciones de la traza principal afectan rocas del basamento e intrusivos jurásicos, manifestándose en una foliación milonítica discreta, de dirección variable N55E/43SE (C° Miltín) a N70W/20SW (C° Solitario). En el sector del estero Cartagena plutones básicos foliados ca. 214 Ma, muestran localmente deformación milonítica coplanar con la deformación magmática, en planos WNW e inclinación 40-80° al sur; adicionalmente, estas fábricas están afectadas por cizalle dúctil milonítico de dirección aproximada N20-45W-20SW. El sector sur de la AM coincide con una falla que alza el intrusivo paleozoico al norte de la desembocadura del río Maipo; fallas este-oeste inversas de gran ángulo pre-terciarias han sido observadas desplazando diques que cortan el intrusivo.

MARCO GEOFISICO

El área de estudio dispone de información magnética y gravimétrica regional correspondiente a la Carta Aeromagnética de Chile (Parra y Yáñez, 1988), e información preliminar de la Carta Gravimétrica de Chile, Hoja Santiago. Para complementar esta información se han obtenido 42 sondeos magnetotélúricos (MT) en una modalidad

modificada del perfilado electromagnético descrito en Torres-Verdin y Bostick (1992). Estos sondeos de MT han sido organizados en dos perfiles de 42 km de largo de acuerdo a la ubicación indicada en la figura 2, y constituyen el primer experimento científico de estas características en Chile.

MAGNETISMO

La información magnética utilizada en este trabajo corresponde a un sector de la Carta Magnética de Chile que considera un levantamiento aeromagnético con líneas de vuelo de dirección norte-sur, separadas cada 2.5 km y una altura de vuelo nominal de 600 m sobre la superficie. El levantamiento correspondiente a este sector se efectuó entre los años 1983 y 1985. La información ha sido procesada y corregida de acuerdo a los estándares de la industria (*e.g.*, Telford *et al.*, 1990) y es presentada en formato de mapa de contornos del campo magnético total en la figura 4. En esta figura se superpone, además, una interpretación cualitativa de los principales dominios magnéticos observados. De acuerdo a la nomenclatura de Parra y Yáñez (1988) se destaca en este sector la Provincia Magnética de la Cordillera de la Costa (flanco oriental: dominio II en la figura 4), caracterizado por anomalías magnéticas de mediana a gran intensidad, en directa asociación con los afloramientos plutónicos del Cretácico que se distribuyen en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa (Fig. 2). El flanco occidental del área de estudio comprende la Subprovincia Magnética de Valparaíso-San Antonio (Parra y Yáñez, 1988) (dominio I en Figura 4), con anomalías magnéticas de regular a baja intensidad, en correspondencia con un basamento jurásico homogéneo y relieve suavizado que no permite el desarrollo de anomalías magnéticas de grandes dimensiones, a diferencia del relieve medianamente juvenil asociado a los plutones cretácicos del flanco oriental de la Cordillera de la Costa. Esta provincia magnética se caracteriza además por un arreglo de lineamientos magnéticos de dirección NNW (Parra y Yáñez, 1988). Un análisis detallado de estos lineamientos magnéticos mediante modelación directa de las principales anomalías (Yáñez *et al.*, 1988), ha permitido establecer una asociación directa con el sistema estructural que compromete el basamento jurásico que aflora mayoritariamente en este sector. El flanco sur occidental del área de estudio se enmarca en la Provincia Magnética de la Costa de los mismos autores (dominio III en Figura 4), que se caracteriza por anomalías magnéticas de baja intensidad que se asocian a una predominancia de rocas metamórficas e intrusivos graníticos del basamento paleozoico costero, con baja concentración de minerales magnéticos. La Anomalía magnética de Melipilla (AM) se dispone como un rasgo

contrastante entre las dos provincias magnéticas anteriores (dominio IV en la figura 4). Esta anomalía magnética se caracteriza por su gran amplitud (~400 nT), longitud de onda (~30 km), y extensión lateral (~60-70 km) a lo largo de un rumbo E70W a EW. Estas peculiaridades se unen a un factor especialmente particular: a diferencia de la mayoría de las rocas intrusivas magnetizadas por inducción magnética, la AM no presenta el característico patrón dipolar, consistiendo básicamente en una anomalía positiva con un pequeño negativo en su flanco norte.

A fin de cuantificar el efecto magnético de la AM se procedió a efectuar una medición de la susceptibilidad magnética en muestras de las rocas que afloran en el área de estudio. Esta información ha sido procesada en un contexto espacial que permita corregir los problemas de muestreo inherentes a toda estadística con información parcial y afecta a una sobre población de muestras con cierto grado de meteorización y el consiguiente deterioro de las propiedades magnéticas. Se procedió, en consecuencia, a considerar como representativa de la magnetización de una superficie de 5x5 km al valor más alto de susceptibilidad magnética observada. En la figura 5 se presenta esta estadística en forma areal y acumulativa. Se puede apreciar que la población se concentra entorno a un valor medio de 0.002 cgs, y dos máximos secundarios en 0,00035 y 0,0045 cgs, y una dispersión que alcanza hasta valores de 0.006 cgs que corresponde, principalmente, a los gabros triásicos de Cartagena. En particular, es interesante destacar que el sector correspondiente a la AM no muestra rastros evidentes de una particular mayor magnetización que el entorno, en parte esto se explica por encontrarse gran parte del área cubierta con sedimentos recientes del valle del río Maipo.

La ubicación espacial del cuerpo magnéticamente anómalo resulta de un compromiso entre la magnetización asignada y la profundidad del cuerpo. Si la anomalía está bien definida como en este caso, es posible utilizar la técnica espectral de Spector y Grant (1970) para determinar la profundidad a la que se encuentra el cuerpo, directamente de la pendiente del logaritmo del espectro de energías de la anomalía magnética en análisis. Este espectro (Fig. 6) entrega una profundidad aproximada de 4-6 km, lo cual impone una restricción adicional a la modelación del cuerpo causante de la AM.

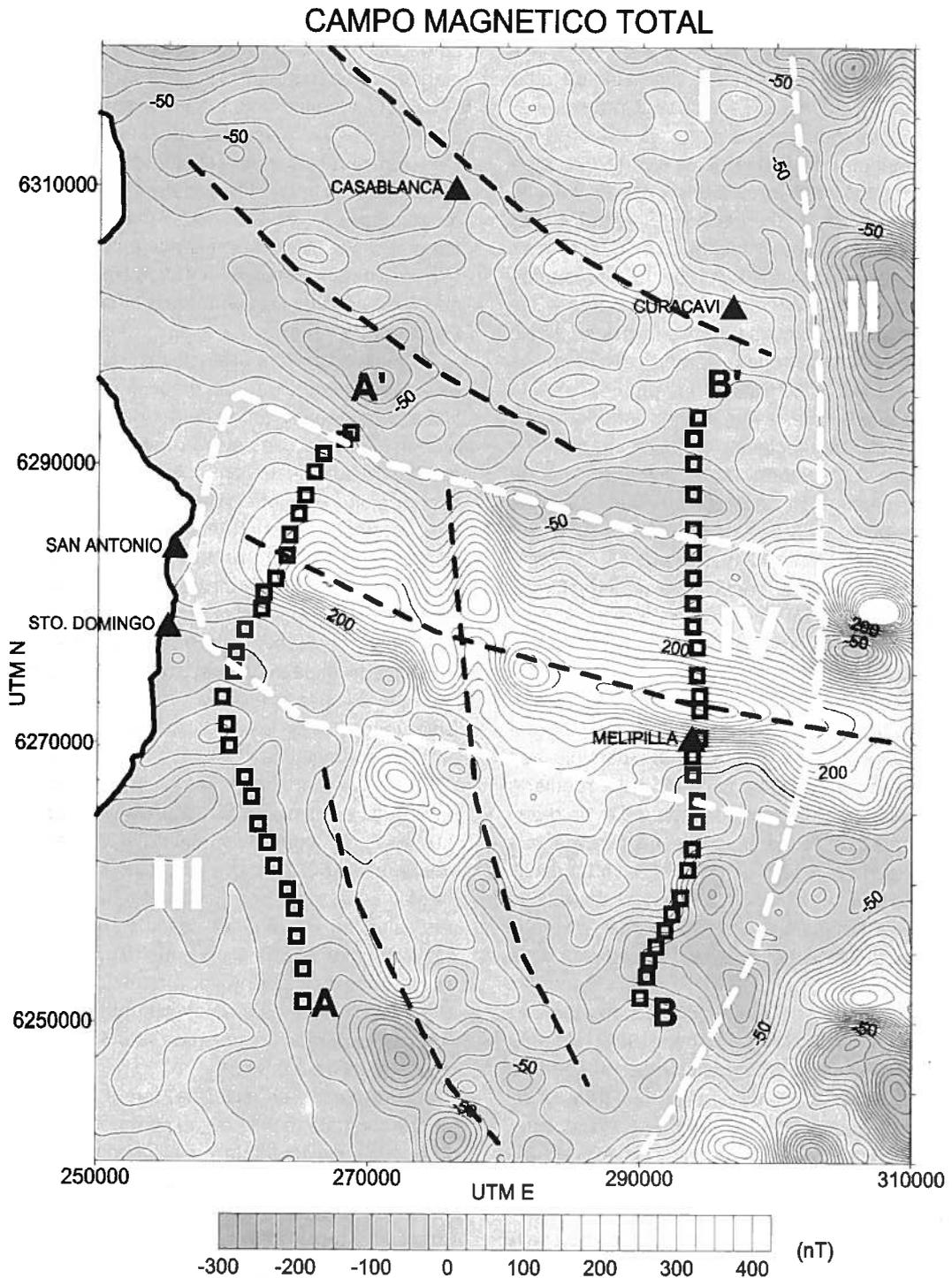


FIG. 4. Campo magnético total del área de estudio. En forma superpuesta se incluye una interpretación cualitativa de los principales dominios magnéticos (ver discusión en texto). Las líneas discontinuas de color negro representan los principales lineamientos magnéticos del sector. En líneas discontinuas de color blanco la sectorización de los dominios magnéticos. La AM, ubicada en el dominio magnético IV, se caracteriza por una orientación marcadamente este-oeste y una amplitud mayor que las anomalías magnéticas del entorno.

En función del análisis de susceptibilidad magnética y profundidad a la fuente, se procedió a efectuar una modelación directa de la AM. En las figuras 7a y 7b se presenta el mejor ajuste de las observaciones por la respuesta del modelo en los perfiles definidos en la figura 3. El carácter 2-D de la AM que interesa modelar justifica el uso de una modelación simple tipo Talwani (*e.g.*, Telford *et al.*, 1990). Destaca en esta modelación el carácter tabular de la zona o cuerpo anómalo, y la necesidad de imponer una susceptibilidad magnética negativa de -0.01 cgs. Una susceptibilidad magnética negativa responde a la presencia de un cuerpo demagnetizado en un entorno fuertemente magnetizado; las implicancias geológicas de este resultado serán discutidas en las siguientes secciones. Modelos alternativos con una susceptibilidad magnética positiva y manteniendo fuertemente al sur, como los propuestos en el trabajo de Gana *et al.* (1994), no son compatibles con las limitaciones impuestas por la información de MT que ha sido incorporada en este trabajo. Adicionalmente, un refinamiento en el proceso de los datos magnéticos permite identificar claramente una secuencia dipolar de la AM que se compone de un positivo prominente flanqueado al norte por un negativo de menor amplitud (Fig. 4). Una anomalía magnética de estas características, necesariamente debe ser modelada considerando un contraste negativo de susceptibilidad magnética. Otras alternativas que incorporan una magnetización remanente han sido también probadas sin mayor éxito. Un segundo aspecto importante en esta modelación es el requerimiento de un entorno fuertemente magnetizado (0.01 cgs). La inherente falta de unicidad en la solución de los métodos de potencial (*e.g.*, Blakely, 1995) otorga cierto compromiso entre la potencia del cuerpo anómalo y la susceptibilidad magnética requerida para obtener el mejor ajuste, sin embargo esta variabilidad no puede superar el 80% del valor impuesto. Comparando este fuerte valor de susceptibilidad magnética con los valores medios medidos en muestras de la figura 5, se advierte un incremento substancial de la magnetización con la profundidad en el basamento jurásico al norte de la AM. Este incremento de la magnetización con la profundidad en rocas intrusivas podría interpretarse como el producto de residuos máficos en una cámara magmática sometida a procesos de diferenciación gravitacional.

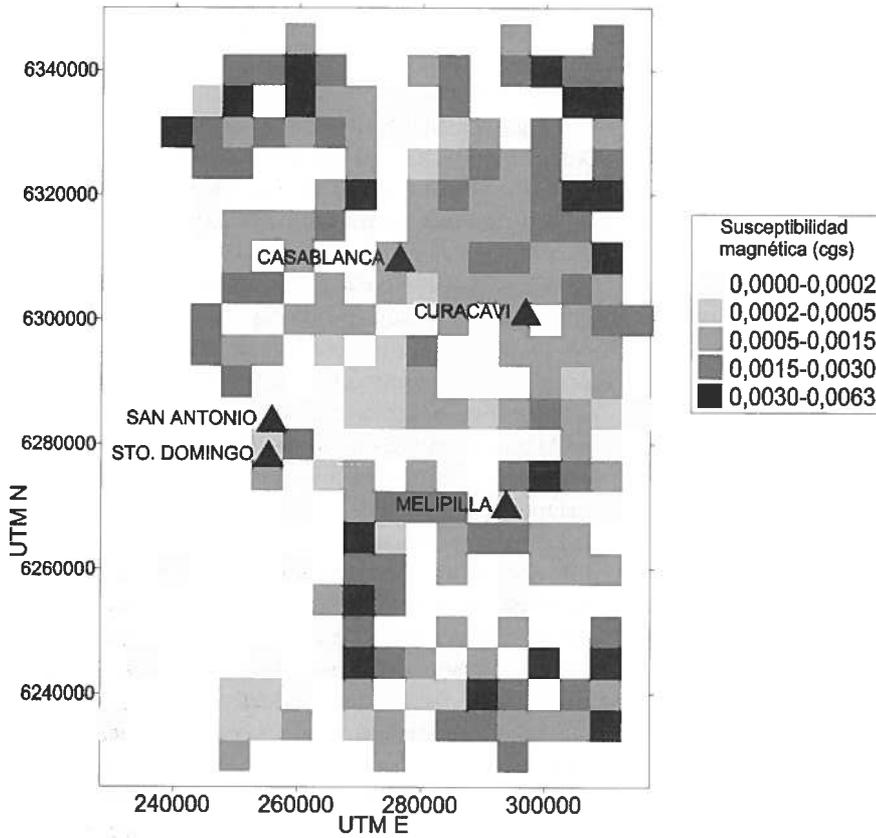
GRAVEDAD

La anomalía gravimétrica residual del área de estudio se presenta en la figura 8. La resolución y calidad de la información gravimétrica mostrada en esta figura es sin duda menor a la observada en la Carta Magnética de Chile para el mismo sector, básicamente por tratarse de observaciones discretas con intervalo de muestreo promedio de 5 km y un control de altura del orden de 10-15 m (error de 3 a 4,5 mGal). Sin desconocer las limitaciones de esta información su utilidad en el presente problema queda garantizada por las dimensiones regionales del objetivo de análisis. De hecho el rasgo estructural de dirección este-oeste que se asocia a la AM queda claramente evidenciado en la figura 8 (dominio IV). En este caso la anomalía gravimétrica residual se compone de un alto gravimétrico de más de 20 mGal en el extremo occidental que decrece a menos de 15 mGal en el extremo oriental de la zona de influencia de la AM. Este alto gravimétrico presenta un abrupto término en su flanco norte, y decrece en forma más gradual en sentido sur. Una modelación acabada del alto gravimétrico asociado a la AM no es práctico debido a la poca resolución de la información gravimétrica utilizada para construir esta malla regular. Sin embargo es posible determinar el exceso de masa asociado al alto gravimétrico. Para estimar el exceso de masa (M) asociado a la anomalía positiva de la figura 8 se utiliza la expresión (Telford *et al.*, 1990):

$$M=26,300dx^2\sum\Delta g(x,y) \text{ kg}$$

donde dx es el intervalo de grilla y g es la anomalía gravimétrica residual. Utilizando una integración mediante el método de Simpson (*e.g.*, Nagle y Saff, 1989) de la componente positiva de la anomalía gravimétrica residual se obtiene un exceso de masa de 6.1014 kg. Este exceso de masa se distribuye en una superficie aproximada de 2.109 m², e involucra a un cuerpo de aproximadamente 4 km de espesor. Bajo estas dimensiones medias el contraste en densidad de este núcleo más denso es de ~ 0,07 gr/cc que puede corresponder al contraste por ejemplo de una roca metamórfica tipo gneiss (2.81 gr/cc) y una granodiorita (2.74 gr/cc). Los resultados de esta modelación gravimétrica semicuantitativa son incorporados posteriormente al contexto global de esta investigación.

a. Distribución espacial de susceptibilidad magnética



b. Distribución acumulada de susceptibilidad magnética

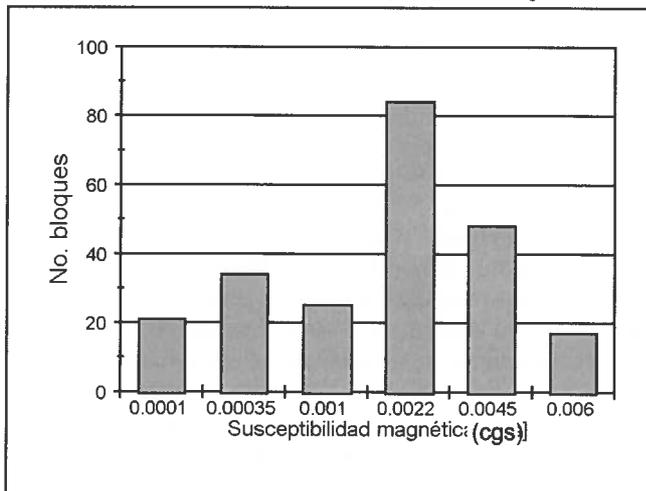


FIG. 5. Distribución estadística de susceptibilidad magnética en muestras del área de estudio: a-distribución espacial promedio en bloques de 5x5 km; b- distribución de susceptibilidad magnética acumulada.

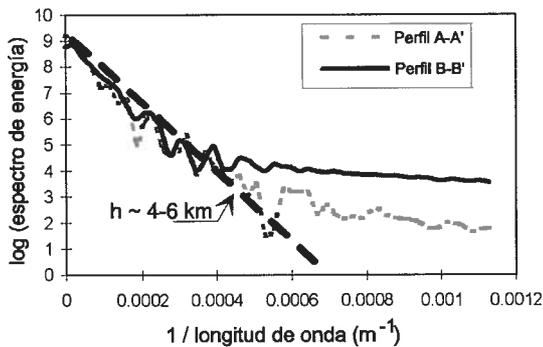


FIG. 6. Logaritmo del espectro de energía en perfiles magnéticos de Costa y Melipilla (ubicación de perfiles en la figura 2).

PERFILES MAGNETOTELURICOS (MT)

Como complemento de la información geofísica de gravedad y magnetismo se diseñó y llevó a cabo un experimento de perfilado electromagnético en la modalidad magnetotelúrica (MT: ver descripción del método en Vozoff, 1972). Esta técnica geofísica constituye una poderosa herramienta para la detección de sistemas estructurales y litológicos con contrastes en sus propiedades eléctricas (resistividad). Particularmente apropiada resulta su aplicación en esta investigación dado su gran poder de penetración a niveles profundos de la corteza. El experimento en cuestión consideró un total de 42 sondajes de MT distribuidos en dos perfiles de 21 estaciones cada uno, y separación entre estaciones de 2-3 km. La ubicación de los perfiles se incluye en la figura 2, coincidiendo con la ubicación de las secciones geológicas y los perfiles magnéticos que han sido presentados previamente. Dado el carácter urbano del área de estudio fue necesario operar en la modalidad de referencia remota (Gamble *et al.*, 1978). En particular fue necesario desarrollar una estrategia de proceso de la información tendiente a eliminar el efecto nocivo de la descarga eléctrica en trenes de la red centro sur de Chile. Una descripción detallada del proceso y tratamiento efectuado sobre la información MT se incluye en Anexo adjunto.

En la figura 9 se han construido las secciones geoelectricas (de Bostick), a partir de la resistividad aparente $\rho_{a_{yz}}(Z_b)$ para cada estación MT en los perfiles costero (A-A') e interior (B-B') (ver definición de $\rho_{a_{yx}}(Z_b)$ en Apéndice I). En esta figura se ha superpuesto la ubicación exacta del valor de

resistividad aparente que contribuye para la generación de la imagen geoelectrica en cada sondaje (distribución vertical en profundidad por sondaje y distribución lateral para las estaciones aledañas). Se puede advertir que a medida que aumenta la profundidad, la información es más espaciada y en consecuencia la resolución de la imagen geoelectrica decrece. El análisis e interpretación geológica de estas imágenes geoelectricas se realizará en la sección siguiente, sin embargo es necesario destacar aquí algunos aspectos generales sobre las características de esta representación de las propiedades eléctricas de la corteza superior. En primer término se debe aclarar que el límite de 10 km de profundidad se ha establecido en función de la resolución del método, que decrece fuertemente en profundidad, como se puede apreciar en la falta de textura en los niveles mas profundos. Valores de resistividad en el intervalo de 500 y 10000 ohm-m, como los generalmente observados bajo los 2 km de profundidad están en el intervalo de lo esperado para rocas graníticas en un ambiente de arco (Jones, 1992). En los niveles más someros las resistividades varían en un intervalo inferior a 5-50 ohm-m para sedimentos recientes o rocas fuertemente meteorizadas de superficie. En niveles intermedios es posible ubicar rocas volcánicas o intrusivos fracturados que facilitan la circulación de fluidos, bajando de esta forma su resistividad efectiva. La correspondencia entre ambos perfiles se verifica al observar un núcleo central más resistivo (1.000-10.000 ohm-m), flanqueado por una zona de resistividad moderada (200-1,000 ohm-m). Es interesante destacar una mayor profundización de los niveles más resistivos en el perfil interior (B-B') con respecto al perfil costero (A-A').

Dado que los perfiles MT se ubican en las proximidades de la línea de costa, es necesario considerar el efecto producido por el contacto océano-continente. Esta transición, que pone en contacto un cuerpo extremadamente conductor (océano) con uno resistivo continental, tiende a desplazar las curvas de resistividad aparente en dirección de una mayor conductividad, a profundidades que son equivalentes a la distancia entre el punto de observación y el cuerpo conductor. Para cuantificar este efecto, se procedió a evaluar la respuesta eléctrica de un cuerpo conductor de 0.3 ohm-m (océano) en contacto con un semiespacio continental de resistividad uniforme de 500 ohm-m. Para llevar a

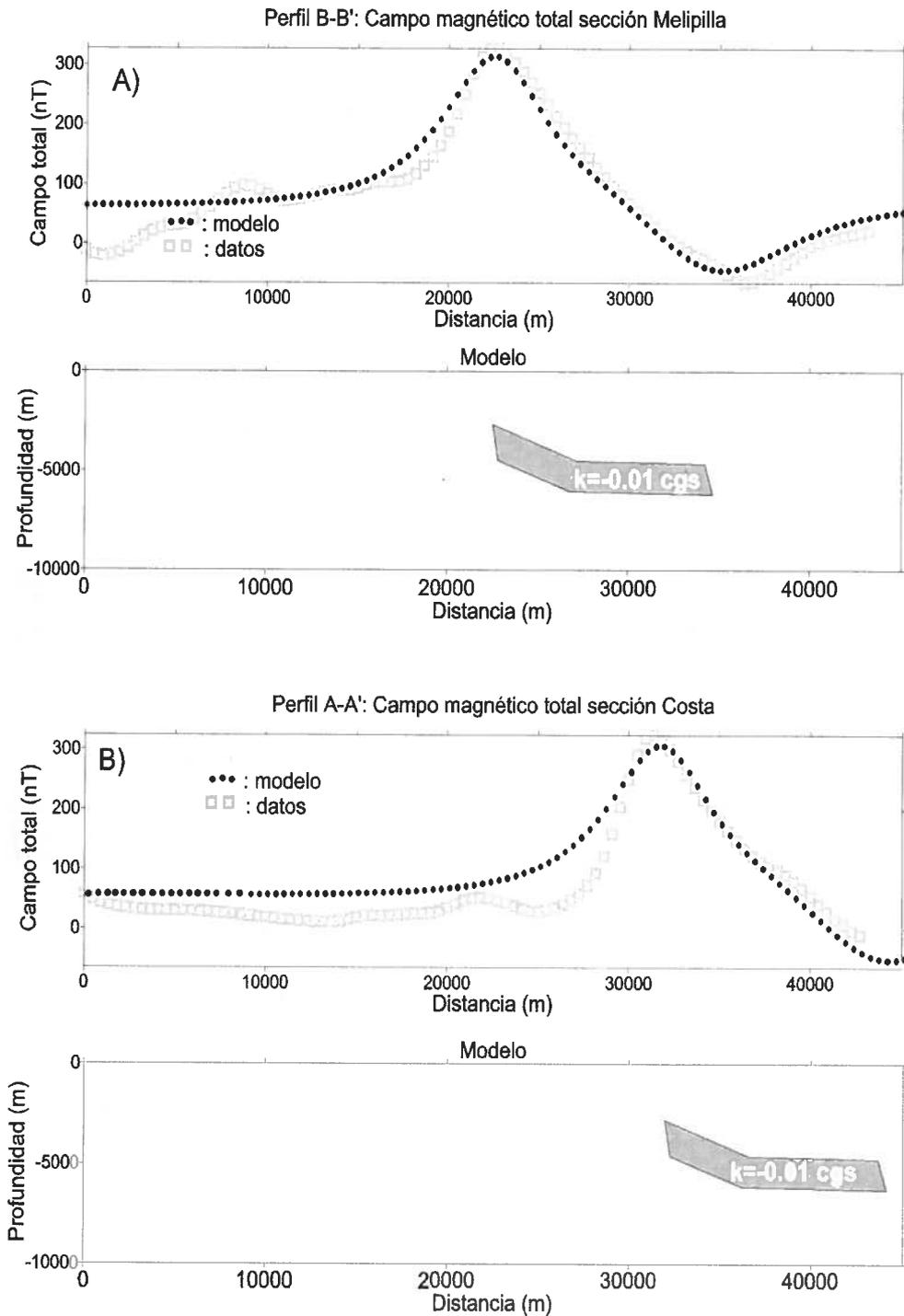


FIG. 7. Modelación de perfiles magnéticos en el modelo Talwani 2-D (e.g., Telford *et al.*, 1990). En puntos sólidos negros, respuesta del modelo. Cuadrados abiertos en tonalidad de gris, observaciones en cada perfil.

CAMPO GRAVITATORIO RESIDUAL

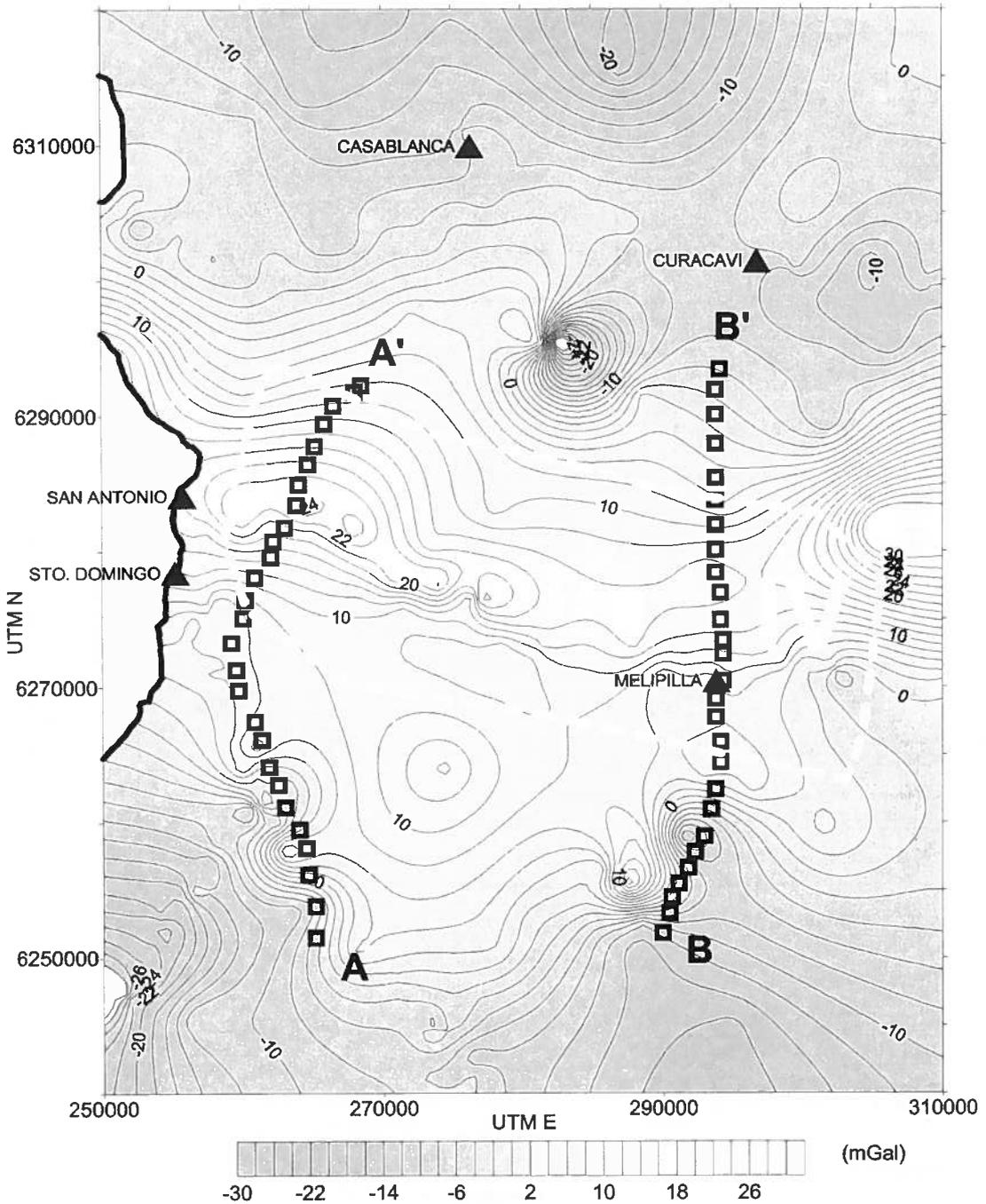


FIG. 8. Campo gravitatorio residual del área de estudio. Esta base de datos constituye un segmento preliminar de la Carta Gravimétrica de Santiago que prepara el Servicio Nacional de Geología y Minería. Adicionalmente se ha incorporado información gravimétrica generada en el proyecto Fondecyt No. 1930164 (G. Yáñez)². En línea punteada se destaca la ubicación de la AM (dominio IV en la nomenclatura de la figura 4).

² 1996. Informe Final Proyecto Fondecyt No. 1930164.

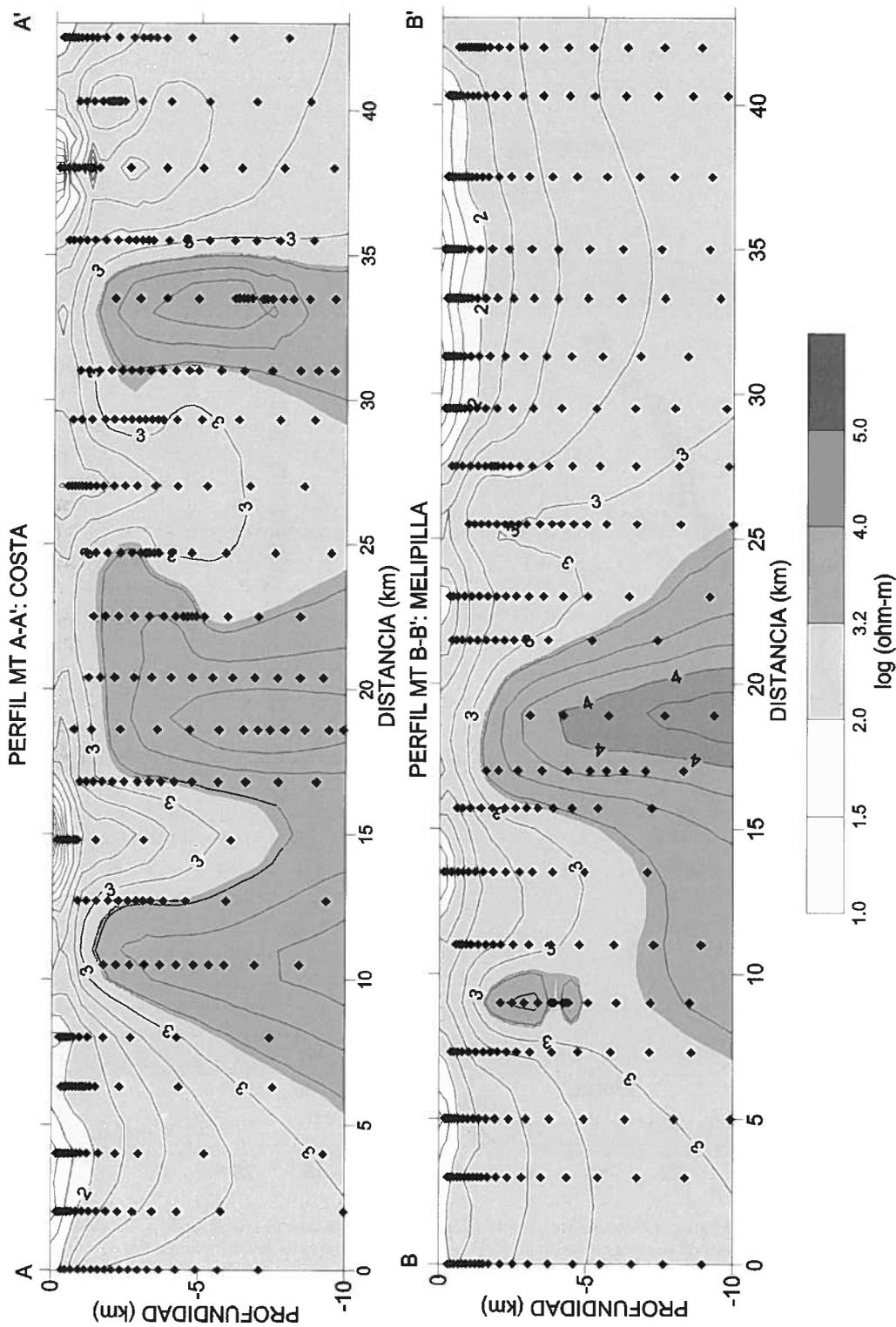


FIG. 9. Secciones de Bostick para cada perfil MT. La distribución de colores y contornos en la imagen de resistividad aparente se presenta en escala logarítmica. Se superpone a ambas figuras la ubicación de la resistividad aparente en cada sondaje y la profundidad de Bostick (puntos negros). Esta distribución de puntos es un indicador de la resolución de la imagen geoelectrónica generada.

cabo esta modelación, se utilizó el algoritmo de Wanamaker (1989) implementado en paquete computacional Geotools. De acuerdo a esta modelación el efecto océano se comienza a percibir a una profundidad de 3 km en el perfil costero y bajo los 10 km de profundidad en el perfil interior. En

consecuencia este efecto es prácticamente nulo en el perfil interior, y no supera el 30 % a profundidades inferiores a 5 km en el perfil costero. Como resultado de este ejercicio se considera que para los objetivos del presente trabajo el efecto océano puede ser descartado.

DISCUSION

En la figura 10 se ha incorporado la interpretación de la información geofísica descrita en las secciones anteriores, en combinación con los perfiles geológicos de la figura 3, y una interpretación general del mecanismo propuesto para explicar el origen del segmento andino asociado a la AM. La interpretación de la continuidad de las principales fallas de basamento en profundidad está basada en: 1- contraste geoelectrico; 2- modelación magnética del cuerpo asociado a la AM, y 3- en forma subordinada, la modelación semicuantitativa de la información gravimétrica.

En términos geoelectricos los niveles someros muestran resistividades inferiores a 10 ohm-m que son característicos de zonas con rellenos sedimentarios, que en todo caso presentan una potencia menor en la mayor parte de las secciones. En niveles moderadamente profundos (<1 km), se aprecia un incremento de la resistividad (10-500 ohm-m) que probablemente representa la presencia de rocas antiguas fuertemente meteorizadas del Paleozoico y Jurásico. En niveles intermedios (1-3 km) ya se aprecian contrastes de resistividad importantes, con cierta homogeneidad en los flancos de la AM. En particular, es interesante destacar la homogeneidad observada al norte de la AM en el perfil interior (variación gradual de 500-2,000 ohm-m). Esta regularidad, con valores de resistividad en el intervalo medio de rocas graníticas (Jones, 1992), puede ser interpretado en términos de la homogeneidad del plutón jurásico que afloran en este sector. El contacto de dominios geoelectricos semiverticales con un contraste de resistividad de al menos un orden de magnitud es indicativo de un contacto litológico. Al respecto la zona al sur de la AM, se caracteriza por una secuencia de anomalías de alta resistividad cuyos contactos verticales se proyectan en superficie a fallas expuestas. Especialmente conspicua es la continuidad de las fallas inmediatamente al norte del río Maipo en el perfil

costero (A-A'), y las fallas del cajón **Culiprán** y Estero Cholqui en perfil interior (B-B'). En el caso particular de la Falla Melipilla, la continuidad en profundidad se asociaría con la ubicación de la zona demagnetizada, manteniendo al norte. En las restantes estructuras mayores, la imagen geoelectrica sugiere una transición a estructuras subhorizontales en profundidad. Esta horizontalización de las estructuras ocurre a niveles más someros en el perfil costero. Adicionalmente la separación de las estructuras que flanquean el área central de mayor resistividad y exceso de masa, presenta mayor amplitud en el perfil costero. Ambas observaciones sugieren un mayor alzamiento del segmento costero relativo al sector oriental. Esta inferencia es consistente con el alzamiento de la Cordillera de la Costa, ocurrido alrededor de los 98 Ma (M. Zentilli, comunicación oral *in* Gana y Wall, 1997), el cual causó la inclinación hacia el este de la columna cortical, y que, sumado a su posterior erosión, contribuyeron al afloramiento de niveles progresivamente más profundos hacia el oeste.

El sentido de movimiento propuesto en la interpretación estructural de la figura 10 que propone la presencia de un pilar en compresión se sustenta en observaciones geológicas a escala regional. En este contexto, la distribución espacial y estratigráfica de las unidades geológicas sugiere la existencia de un núcleo plutónico ascendente de aproximadamente 80 km de longitud, comprendido entre los valles de los ríos Aconcagua (Estero Limache) y Maipo, del cual, la estructura de Melipilla correspondería al límite sur. El mecanismo que favoreció esta condición habría estado activo, al menos desde el Triásico Superior-Jurásico Medio hasta el Cretácico. Esta hipótesis de trabajo se fundamenta en las siguientes observaciones:

- Al norte del río Aconcagua la secuencia mesozoica se presenta en forma continua a partir del Jurásico Inferior, intruida en su base por plutones del Jurásico

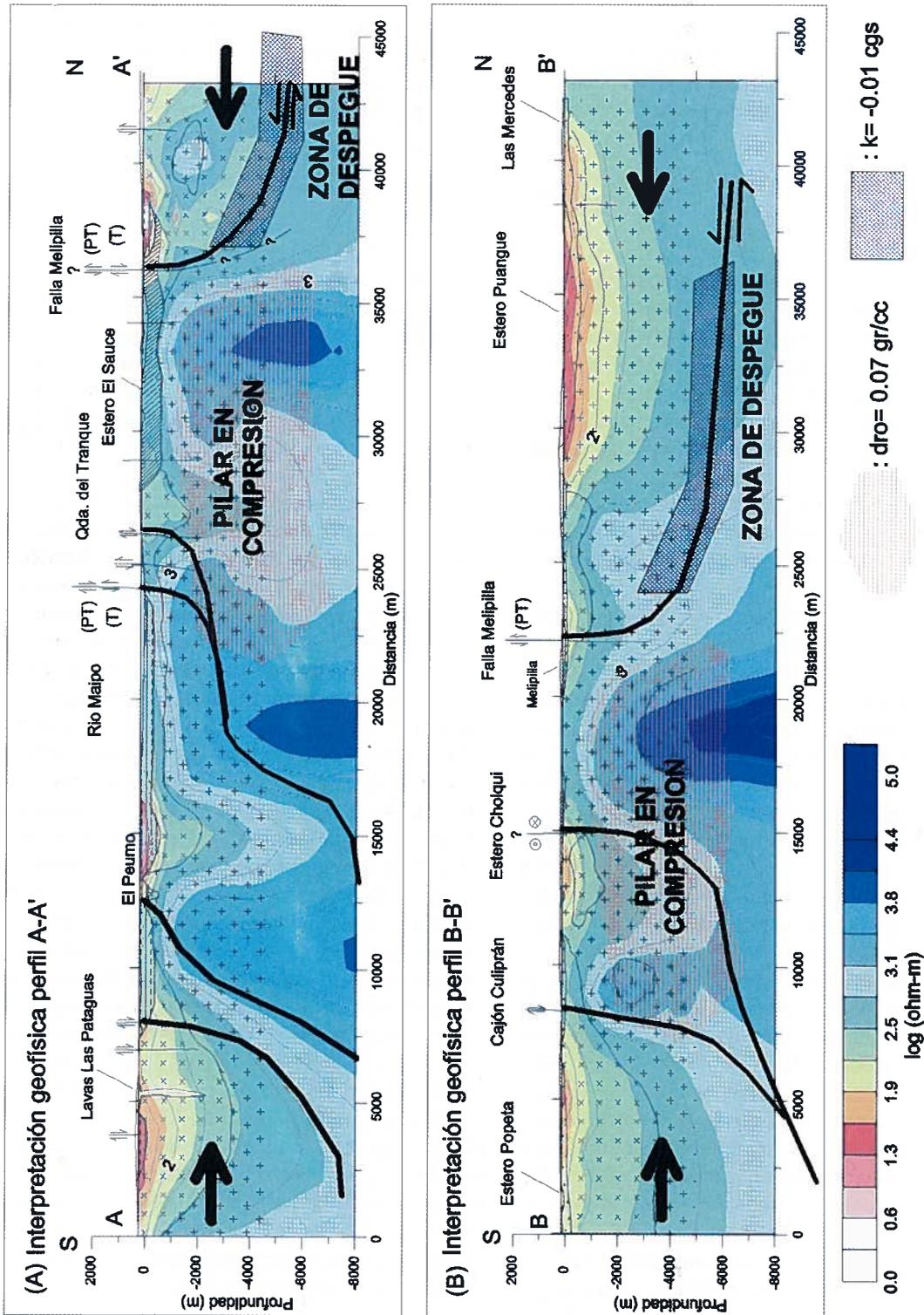


FIG. 10. Mapa de interpretación integrada. Como marco de fondo se incluyen las secciones geológicas de la figura 3, y las imágenes geoelectricas de la figura 9. Se sobre impone el modelo magnético tabular asociado a la AM (trama cruzada de color morado) y una ubicación aproximada del exceso de masa asociado al alto gravimétrico de la figura 8 (trama horizontal de color rojo). El sistema de estructuras interpretadas esta basada en una continuidad de la geología de superficie y la interpretación conjunta de las imágenes geoelectricas, y los modelos gravimétricos y magnéticos.

Medio. Evidencias de plegamiento en la secuencia mesozoica, denotando una compresión NNE, se han observado al norte de San Francisco de Limache, superpuesto al metamorfismo termal que afecta a estratos de la Formación Ajjal. Asimismo, pliegues apretados, de ejes N60W suavemente buzantes hacia el oeste, comprometen estratos de la Formación Veta Negra al sur de la cuesta La Dormida (Cerros Los Castillos).

- Progresivamente hacia el sur estos intrusivos jurásicos alcanzan niveles más someros de exposición, interrumpiéndose la continuidad longitudinal de la secuencia jurásica, que reaparece al sur del río Maipo.

- Similares relaciones se observan en el Cretácico. Evidencias de terreno sugieren que el núcleo plutónico señalado se emplazó a niveles corticales más someros, que al norte y sur del mismo. Sin embargo, además habría sufrido un alzamiento relativo, consistente con el mayor nivel de erosión alcanzado, que fue favorecido por un sistema compresivo controlado por un bloque rígido al sur de la AM con actividad en diferentes períodos del Mesozoico. Esta última inferencia se fundamenta en las siguientes observaciones de campo:

- Interpretación del movimiento de las fallas asociadas a la AM observadas en superficie.

- Exposición de rocas con deformación milonítica post paleozoicas en el centro de la AM, y en su flanco occidental (Fig. 2).

- Interrupción del sistema estructural noroeste, al sur de la AM, indicando un cambio en el estilo de deformación.

- Disposición de un bloque no magnetizado en un entorno fuertemente magnético que se interpreta como los plutones máficos de una cámara diferenciada sugiere, en consecuencia, una zona de debilidad que habría favorecido la alteración de los minerales magnéticos producto de una mayor circulación de fluidos a lo largo de una estructura sub- horizontal que habría sido utilizada como plano de despegue.

- Presencia de un bloque de mayor densidad y resistividad al sur de la AM.

En consecuencia, la AM representa la respuesta geológica y geofísica de un pilar en compresión, activo durante distintos periodos de la evolución mesozoica del margen a esta latitud. El concepto de pilar en compresión se entiende, en este caso, como el resultado de la interacción de dos medios con propiedades reológicas diferentes y sometidos a una tectónica compresional. Bajo estas condiciones, el bloque más competente o rígido (al sur de la AM) habría influido en el alzamiento y estilo de deformación del núcleo plutónico jurásico entre los ríos Aconcagua y Maipo.

A gran escala, este estilo tectónico se explica en base a una convergencia oblicua de sentido sinistral. Al respecto es interesante destacar que diversos autores (*e.g.*, Naranjo *et al.*, 1984), han propuesto una convergencia oblicua sinistral para explicar la cinemática mesozoica de la Falla Atacama en el norte de Chile. Esta convergencia oblicua de la placa oceánica probablemente tuvo efectos más eficientes en la deformación continental en el período inmediatamente posterior al inicio del Ciclo Andino en el Jurásico Inferior (Mpodozis y Ramos, 1990). Para ese período geológico, la zona de trasarco estaba probablemente aun sometida a los efectos de un adelgazamiento litosférico que permitiría un eficiente proceso de tectónica de escape en dirección este como producto de la interacción con el bloque rígido del flanco sur. De esta manera se habría generado un sistema estructural proclive a una deformación de tales características. En la figura 11 se presenta un modelo de flujo con las condiciones de borde y reológicas apropiadas para el esquema tectónico propuesto en este trabajo. Se puede advertir en esta figura la dirección de las líneas de flujo que en cierta forma responden al patrón estructural observado al norte de la AM (Fig. 2).

CONCLUSIONES

El análisis integrado de la AM desde la perspectiva de su respuesta magnética, gravimétrica, geoelectrica y las evidencias geológicas de superficie han permitido proponer un modelo geológico

que es consistente con las observaciones de campo. El modelo propuesto se compone de una anomalía magnética asociada a una probable zona demagnetizada ubicada en niveles intermedios de

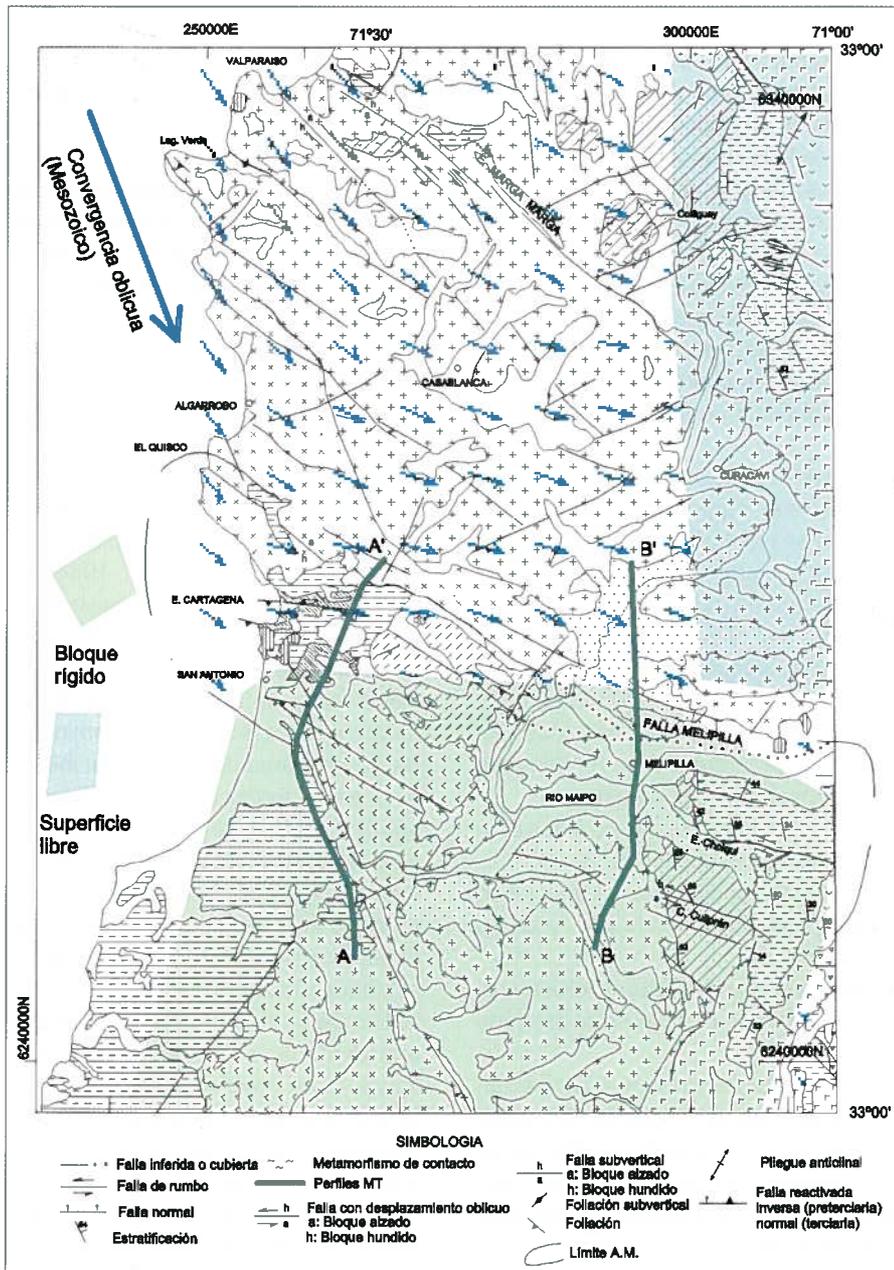


FIG. 11. Modelo viscoso de deformación de acuerdo a formulación de Yáñez (1995) para una litósfera continental de viscosidad 10^{22} Pa s sometida a una convergencia oblicua con un incremento de un orden de magnitud en la viscosidad del bloque rígido al sur, y superficie libre en dirección este con una viscosidad nominal de 10^{20} Pa s que facilita una tectónica de escape en tal dirección.

la corteza superior, en un entorno fuertemente magnetizado. La demagnetización de esta zona subhorizontal se interpreta como el producto de procesos de alteración en un plano de debilidad que correspondería a un plano de despegue que acomoda la compresión norte-sur de los plutones

jurásicos contra un bloque rígido en dirección sur. Este bloque rígido se expresaría geofísicamente como un cuerpo de mayor densidad y resistividad, que se distribuye espacialmente en el flanco sur de la AM, constituyendo un pilar en compresión durante el Mesozoico en la zona central de Chile. Este

pilar en compresión presenta evidencias geológicas de una progresiva mayor exposición de los plutones jurásicos desde el flanco norte del área de estudio hasta la falla Melipilla. Igualmente consistente con el desarrollo de un pilar en compresión es el cambio de estilo en la deformación de los plutones jurásicos al norte de la AM con respecto al estilo tectónico del flanco sur. Adicionalmente, la presencia de rocas miloníticas o fuertemente metamorizadas a lo largo de la AM, pueden ser explicadas como producto de

un modelo compresivo como el propuesto en este trabajo. Esta compresión de sentido norte-sur está condicionada por una tectónica de placas con un estilo de convergencia oblicua de sentido sinistral durante el Mesozoico. Este estilo de deformación probablemente no es particular al segmento analizado en este estudio, y puede ser extendido a otros segmentos de la convergencia andina en los cuales se han amalgamado bloques con una repuesta reológica contrastante.

AGRADECIMIENTOS

El estudio magnetotélúrico ha sido financiado por el proyecto Fondecyt No. 1960008. C. Moraga, S. Pino, L. Carvacho, M. Rivera y J. M. Capó cooperaron leal y acertadamente en diversas etapas de la ejecución de este proyecto. El manuscrito de esta publicación se benefició sustancialmente

por los aportes y correcciones de Ri. Allmendinger (Cornell University), L. Aguirre, J. Cembrano (Universidad de Chile), I. Garrido (Geonovel Ltda.), E. Godoy (Sernageomin), y F. Hervé (Universidad de Chile).

REFERENCIAS

- Åberg, G.; Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström, J. 1984. Spreading subsidence and generation of ensialic marginal basin: An example from the Early Cretaceous of Central Chile. *In* Marginal basin geology (Kokelaar, B.P.; Howells, M.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 16, p. 185-193.
- Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström, J.O.; 1989. the link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. *In* Evolution of metamorphic belts (Daily, J.S.; Cliff, R.A.; Yardley, B.W.D.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 43, p. 223-232.
- Blakely, R. 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. *Cambridge University Press*, 441 p. Stanford.
- Charrier, R.; Muñoz, N. 1994. Jurassic Cretaceous Palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24°S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. *In* Tectonics of the Southern Central Andes (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editors). *Springer-Verlag*, p. 233-242.
- Cordani, U.; Munizaga, F.; Hervé, F.; Hervé, M. 1976. Edades radiométricas provenientes del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas, Vol. 2, p. F213-F222. Santiago.
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. *Smith Elder and Co.*, 279 p. London.
- Gamble, T.D.; Gobou, W.M.; Clarke, J. 1978. Magnetotelluric with remote reference. *Geophysics*, Vol. 44, p. 53-68.
- Gana, P. 1991. Magmatismo bimodal del Triásico Superior-Jurásico Inferior, en la Cordillera de la Costa, provincias de Elqui y Limarí, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18, No. 1, p.55-67.
- Gana, P.; Yáñez, G.; Wall, R. 1994. Evolución geotectónica de la Cordillera de la Costa de Chile Central (33°-34°S): control geológico y geofísico. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 38-42, Concepción.
- Gana, P.; Tosdal, R.M. 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 2, p. 151-164.
- Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 1, escala 1: 100.000, anexo.
- Gana, P.; Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas ⁴⁰Ar/³⁹Ar y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33°-30'S). *Revista Geológica de Chile*, Vol 24, No. 2, p.145-163.

- Godoy, E.; Loske, W. 1997. Tectonismo sinplutónico de dioritas jurásicas al sur de Valparaíso: datos U-Pb sobre la 'Fase Quintay'. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15, No. 2, p. 145-163.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Parada, M.A.; Brook, M.; Pankhurst, R.J.; Snelling, N.J.; Drake, R.E. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: Geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 2, p. 185-194.
- Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, Vol. 11, No. 3, p. 183-188.
- Jones A.G. 1992. Electrical properties of the lower continental crust. In *Continental lower crust* (Fountain, D.M.; Arculus, R.; Kay, R.W.; editors). Elsevier, p. 81-144. Amsterdam.
- Kaufman A.A.; Keller, G.V. 1981. The magnetotelluric method. Elsevier, 595 p. Amsterdam.
- Kay, S.M.; Maksav, V.; Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere; mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30°30') over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, p. 6173-6189.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A.; Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). *Geological Society of America, Special Paper*, No. 265, p. 113-137.
- Kurtz, A.C. 1996. Geochemical evolution and uplift history of Miocene plutons near the El Teniente copper mine, Chile (34°S-35°S). M.Sc. Thesis (Unpublished), Cornell University, 140 p.
- Levi, B. 1969. Burial metamorphism of a Cretaceous volcanic sequence west from Santiago, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 24, No. 1, p. 30-49.
- Levi, B.; Aguirre, L.; Nyström, J.O. 1982. Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 80, p. 49-58.
- Mpodozis, C.; Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Erickson, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.A.; editors). *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*, Vol. 11, p. 59-90. Houston.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 104, p. 999-1014.
- Nagel, K.R.; Saff, E.B. 1989. Fundamentals of Differential Equations. Second edition. *The Benjamin/Cummings Publishing Company, Inc.*, 682 p.
- Naranjo J.A.; Hervé, F.; Prieto, X.; Munizaga, F. 1984. Actividad mecánica de la falla Atacama al este de Chañaral: milonización y plutonismo. Edición especial Primer Coloquio Chileno del Proyecto PICG No. 202, Megafallas de Sudamérica. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 34, p. 57-66. Santiago.
- Nasi, C.; Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur de Río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile*, No. 16, p. 81-99.
- Parada, M.A. 1990. Granitoid plutonism in Central Chile and its geodynamic implications; a review. *Geological Society of America, Special Paper*, No. 241, p. 51-65.
- Parada, M.A. 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic Plutonism of central Chile (30 to 33°S); petrogenetic implications and a tectonic discussion. *Geological Society of America, Special Paper*, No. 265, p. 99-112.
- Parada, M.A.; Nyström, J.O.; Levi, B. 1997. The role of lithospheric delamination during the evolution of the Coastal Batholith of Central Chile (31°-34°S). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol 3, p. 1699-1703.
- Parada, M.A.; Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Hervé, M.; Hervé, F.; Puig, A.; Munizaga, F.; Brook, M.; Pankhurst, R.; Snelling, N. 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30'-32°30'S). *Journal of South American Earth Science*, Vol. 1, No. 3, p. 249-260.
- Parada, M.A.; Levi, B.; Nyström, J. 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of central Chile (30°-33°S); petrogenetic implications and a tectonic discussion. In *Andean Magmatism and its tectonic setting* (Harmon, R.S.; Rapela, C.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, No. 265, p. 99-112. Boulder, Colorado.
- Parra, J.C.; Yáñez, G. 1988. Provincias magnéticas de Chile Central. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15, No. 2, p. 101-117.
- Piracés, R. 1977. Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, Región de Aconcagua. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 118 p.
- Scharwz, G.; Haak, E.; Martínez, J.; Bannister, J. 1984. The electrical conductivity of the Andean crust in the northern Chile and southern Bolivia as inferred from magnetotelluric measurements. *Journal of Geophysics*, Vol. 55, p. 169-178.
- Spector, A.; Grant, F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, Vol. 35, No. 2, p. 293-302.
- Stern, C.R.; Amini, H.; Charrier, R.; Godoy, E.; Hervé, F.; Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, No. 23, p. 39-52.

- Tassara A.; Yáñez, G. 1996. Thermomechanic Segmentation of the Andes, 15-50°S: A flexural Analysis Approach. In *Symposium of Andean Geodynamics*, No. 3, p. 115-118. Saint Malo, Francia.
- Tassara A.; Yáñez, G.A. 1997. Segmentación de los Andes (12°-50°S): Un punto de vista reológico aportado por un análisis flexural. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, p. 271-275. Antofagasta.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. Applied geophysics, 2nd edition. *Cambridge University Press*, 770 p.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 2, 86 p., 2 mapas.
- Torres-Verdín C.; Bostick, Jr., F.X. 1992. Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: Electromagnetic array profiling (EMAP). *Geophysics*, Vol. 57, No. 4, 603-622.
- Vergara, M.; Levi, B.; Nyström, J.O.; Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of Central Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 107, No. 12, p. 1427-1440.
- von Heune, R.; Corvalán, J.; Flueh, E.R.; Hina, K.; Korsgard, J.; Ranero, C.R.; Weinrebe, W.; and the CONDOR Scientist. 1997. Condor, a study of the Nazca Plate and adjacent Andean margin off Valparaíso. *Tectonics*, Vol. 16, No. 3, p. 474-488.
- Vozoff K. 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, 37, p. 98-141.
- Wall, R.; Gana, P.; Gutiérrez, A. 1996. Geología de la Hoja Santiago, área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 2, 1 mapa escala 1:100.000.
- Wanamaker, P.E. 1989. PWRDIS user documentation finite element program for solution of magnetotelluric responses and sensitivities for two dimensional earth resistivity structure. *University of Utah Research Institute ESL-89043-TR*.
- Yáñez, G.; Parra, J.C.; Alvarez, S. 1988. Intrusivos Jurásicos al sur de los 33°S en el margen occidental de la Cordillera de la Costa, evidencias geofísicas. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 2, p. F267-F286. Santiago.
- Yáñez, G. 1995. Some aspects of the long term lithospheric evolution: Remanent magnetization of the ocean basins and deformation at convergent margins. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Columbia University*, 269 p.

Manuscrito recibido: Mayo 15, 1998; aceptado: Noviembre, 11, 1998.

APENDICE I

PROCESO DE LA INFORMACIÓN MAGNETOTELURICA (MT)

En el trabajo de terreno se operó en la modalidad de referencia remota (Gamble *et al.*, 1978), en el cual se utiliza una estación de MT de referencia para la cual se asume que el ruido cultural inducido en las componentes de campo magnético es menor o bien está descorrelacionado con el ruido del punto de medición. De esta forma al correlacionar las señales del punto de medición y la estación de referencia en el formato estándar del método MT (*e.g.*, Vozoff, 1972), la respuesta resultante incrementa su razón señal/ruido. El trabajo de terreno consideró la utilización de dos estaciones MT simultáneas con la doble finalidad de ser un punto de medición y una estación de referencia para la observación en el perfil opuesto, tratando de mantener la mayor separación entre cada estación base (remota) y su respectiva remota (base). En cada sondaje MT se registró en un intervalo de frecuencias de 0,01-1,000 Hz, lo cual exigió un registro simultáneo de 8 horas diarias por cada sitio, con grabación digital del vector de campo magnético y eléctrico. El registrar un volumen de información considerable dice relación con la falta de control sobre la fuente de energía utilizada en este método (variación cuasi aleatoria del campo electromagnético generado por la interacción del viento solar y la magnetósfera a la altura de la ionósfera). En consecuencia, este gran volumen de información permite una mejor edición, selección y sumación ('stacking') de las señales coherentes que entregan conocimiento sobre la estructura geoelectrónica del subsuelo. En el proceso de los datos el problema que causó mayor dificultad dice relación con la supresión del ruido cultural asociado a la descarga de trenes eléctricos que operan en la zona central de Chile. Estos trenes generan una señal electromagnética que no responde a los supuestos de la señal proveniente de la ionósfera y en consecuencia constituyen un efecto nocivo que se induce tanto en la estación base como remota. Para evitar el efecto estático producto de la descarga de los trenes eléctricos se diseñó un procedimiento de edición interactiva de las series de tiempo (ver descripción in G. Yáñez, 1998³) para remover los segmentos contaminados por esta clase de ruido cultural. El proceso de los datos mediante esta estrategia fue medianamente satisfactorio ya que no fue posible eliminar del todo el ruido,

³ 1998. Informe Final Proyecto Fondecyt No. 1960008.

especialmente en la señal eléctrica polarizada en sentido norte-sur y frecuencias bajas (<1 Hz). Pese a la ineludible limitante anterior dado el carácter urbano del área de estudio, se ha generado un tensor de impedancias que permite la derivación del modo de polarización TM (*e.g.*, Kaufman y Keller, 1981) que consiste en la razón entre el campo eléctrico en dirección este-oeste y el campo magnético en sentido perpendicular. El modo de polarización TM es apropiado para distinguir estructuras con respuesta geoelectrica orientadas en dirección este-oeste, que es básicamente el rumbo de las estructuras que se pretende caracterizar en este estudio. Para la generación de la imagen geoelectrica de cada perfil se aplicó un filtrado espacial adaptivo basado en el esquema propuesto por Torres-Verdin y Bostick (1992), pero modificado para las condiciones del presente experimento. El filtro espacial adaptivo tiene por finalidad reducir la propagación de heterogeneidades locales a todo el perfil. Para tal efecto se procede a promediar el valor del tensor de impedancia para cada frecuencia con los correspondientes valores de las estaciones MT vecinas. A medida que la información geoelectrica compromete una mayor profundidad de observación, el filtro espacial involucra a un número mayor de estaciones aledañas. En consecuencia, el ancho del filtro espacial utilizado es inversamente proporcional a la frecuencia de observación. Se impone además un valor de 4 y 42 km para la mayor y menor frecuencia muestreada, respectivamente. Estos valores dicen relación con la separación entre estaciones y la longitud máxima de cada perfil. Una vez aplicado el filtro espacial adaptivo a cada frecuencia (**wi**) del tensor de impedancias (**Zi**: tensor complejo de 2x2 componentes), la imagen geoelectrica de cada perfil se construye a partir de la determinación de la resistividad aparente calculada como:

$$\rho_{a_{yx}} = 0.2 * \frac{2\pi}{w} |Z_{yx}|^2$$

en la determinación de esta resistividad aparente se ha utilizado la componente Z_{yx} del tensor de impedancias, que justamente corresponde al modo de polarización TM en la cual se considera la razón entre un campo eléctrico polarizado en dirección EW sobre un campo magnético de dirección NS. Esta resistividad aparente corresponde en forma aproximada a la resistividad de la corteza a una profundidad conocida como la profundidad de Bostick **zb** (Torres-Verdin y Bostick, 1992), definida para cada frecuencia **wi** como:

$$z_b = \frac{1}{\mu w} |Z_{yx}|$$