

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada



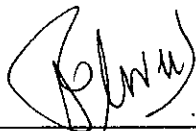
**POLARIZACION INDUCIDA CON SONDEOS
ELECTROMAGNETICOS TRANSITORIOS SOBRE
EL PORFIDO CUPRIFERO DE EL ARCO,
BAJA CALIFORNIA**

**TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS**

SERGIO ALBERTO PERALTA ORTEGA

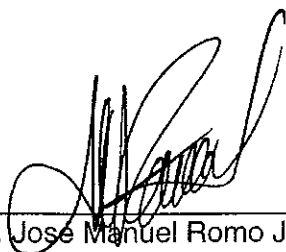
Ensenada, Baja California. Noviembre de 2001.

TESIS DEFENDIDA POR
Sergio Alberto Peralta Ortega
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Dr. Carlos Francisco Flores Luna

Director del Comité



M. C. José Manuel Romo Jones

Miembro del Comité



Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Miembro del Comité



Dr. Enrique Gómez Treviño

Miembro del Comité



M. C. Cuauhtémoc Nava Button

Miembro del Comité



Dr. Enrique Gómez Treviño

*Jefe del Departamento de
Geofísica Aplicada*



Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Director de Estudios de Posgrado

28 de Noviembre del 2001

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE
EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA**

DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA APLICADA

**POLARIZACIÓN INDUCIDA CON SONDEOS
ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS SOBRE EL PÓRFIDO
CUPRÍFERO DE EL ARCO, BAJA CALIFORNIA**

TESIS

Que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS presenta:

SERGIO ALBERTO PERALTA ORTEGA

Ensenada, Baja California, México. Noviembre de 2001

RESUMEN de la Tesis de **Sergio Alberto Peralta Ortega**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **MAESTRO EN CIENCIAS** en **CIENCIAS DE LA TIERRA** con especialidad en **GEOFÍSICA APLICADA**, Ensenada, Baja California, Octubre de 2001.

**POLARIZACIÓN INDUCIDA CON SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS
TRANSITORIOS SOBRE EL PÓRFIDO CUPRÍFERO DE EL ARCO, BAJA
CALIFORNIA.**

Resumen aprobado por:



Dr. Carlos F. Flores Luna
Director de Tesis

El método geofísico de polarización inducida (PI) ha sido una herramienta muy útil en el área de exploración minera. Tradicionalmente, este método ha sido aplicado inyectando corriente al subsuelo y midiendo el voltaje resultante con un par de electrodos, en la mayoría de los casos con el arreglo electródico dipolo-dipolo. En este trabajo se examina la viabilidad de realizar PI utilizando un método diferente, el de sondeos electromagnéticos transitorios (TDEM). El área de prueba es el yacimiento de cobre diseminado de El Arco, Baja California.

Los sondeos TDEM fueron realizados en las modalidades de bobina central y no central. Todos los sondeos de bobina central mostraron evidencia de subsuelos polarizables. Los datos de bobina central fueron invertidos a modelos uni-dimensionales (1-D) polarizables con un algoritmo linealizado de mínimos cuadrados. El fenómeno de PI fue incorporado en la inversión al considerar que la resistividad en cada capa del modelo varía con la frecuencia de acuerdo con el modelo dispersivo Cole-Cole. Este modelo está definido por cuatro parámetros en cada medio (resistividad DC, cargabilidad, constante de tiempo y exponente c). Los datos fueron invertidos a semiespacios homogéneos y modelos de dos capas, pero en la mayoría de estos últimos la segunda capa resultó estar pobremente constreñida.

Se demuestra que, a partir de los resultados obtenidos, es posible interpretar sondeos TDEM en términos de modelos Cole-Cole. Los valores de El Arco de cargabilidad contra constante de tiempo concuerdan con el diagrama de Pelton *et al.* (1978) y con las concentraciones de mineral medidas en barrenos. Estos resultados indican que es posible realizar discriminación mineral con sondeos TDEM. Esta es la primera ocasión que se hace esto. Sin embargo, problemas de no-unicidad y de correlación de parámetros son limitantes en la aplicación del método. Otra limitante para determinar la estructura eléctrica más

profunda fue la presencia de errores altos en los voltajes de los tiempos largos. El intervalo explorado de profundidades fue de 100 a 500 m, lo cual sugiere que el yacimiento pudiera extenderse a profundidades mayores de 350 m.

Palabras clave: Sondeos Electromagnéticos Transitorios, Polarización Inducida, Modelo Cole-Cole

ABSTRACT of the Thesis presented by Sergio Alberto Peralta Ortega as partial requirement to obtain the **MASTER OF SCIENCES** degree in **EARTH SCIENCES** with specialization in **APPLIED GEOPHYSICS**. Ensenada, Baja California, Mexico. November 2001.

**INDUCED POLARIZATION WITH TRANSIENT ELECTROMAGNETIC
SOUNDINGS OVER THE PORPHYRY COPPER DEPOSIT OF EL ARCO,
BAJA CALIFORNIA**

The geophysical method of induced polarization (IP) has been a very useful tool in the mining exploration area. This method traditionally has been applied by injecting current to the ground and measuring the resulting voltage with a pair of electrodes, mostly with the dipole-dipole electrode array. In this work the feasibility of doing IP with a different method, the transient electromagnetic soundings (TDEM) technique, is examined. The testing area is the disseminated copper deposit of El Arco, Baja California.

The TDEM soundings were acquired with the central-loop and off-center arrays. All central-loop soundings showed evidence of polarizable grounds. Central-loop data were inverted to one-dimensional (1-D) polarized models with a linearized least-squares algorithm. The IP phenomenon was incorporated in the inversion by considering, in each layer, a frequency-dependent resistivity following the Cole-Cole dispersion model. This model is defined by four parameters in each medium (DC resistivity, chargeability, time constant and exponent c). The data were inverted to homogeneous halfspaces and two-layer models, but in the latter the second layer was poorly constrained in most of the cases.

The results indicate that TDEM soundings can be interpreted in terms of Cole-Cole models. The El Arco values of chargeability against time constant agree with the mineral concentrations measured in drillholes and with the diagram proposed by Pelton et al. (1978). For the first time, these results indicate that it is possible to perform mineral discrimination with TDEM soundings. However, problems of non-uniqueness and parameter correlation limit the application of the method. Another limiting factor for determining the deep electrical structure is high uncertainties in the late-time voltages. The estimated depth range of exploration was from 100 to 500 m, suggesting that the deposit could extend to depths greater than 350 m.

Key words: Transient Electromagnetic Soundings, Induced Polarization, Cole-Cole model.

DEDICATORIA

*A mis padres GISELA y CIPRIANO,
por brindarme gran parte de su vida, amor, comprensión y un apoyo incondicional.
A ustedes por haberme guiado hasta este camino que aun sigo andando,
por todo esto y más, gracias.*

*A mis Hermanos VICTOR, KARINA y ENRIQUE,
que me han ayudado a forjar un rumbo, compartiendo
lo mejor de sí y han sabido estar presentes
en todo momento.*

A mis abuelos, tíos y primos,

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, por todo su apoyo incondicional para realizar los estudios de maestría.

A mi director de tesis Carlos Flores Luna, por su meritoria contribución para que esta tesis lograra concluirse, tanto desde el punto de vista técnico y moral.

A Margarita López Martínez por creer en mi y dedicarme tiempo para poder lograr mi estancia dentro de esta institución.

Al Centro de investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

A Ing. Remigio Martínez M. y Ing. Benjamín Rascón de la Compañía Mexicana de Cobre del Grupo de México S.A. de C.V. por permitir el libre acceso y uso de información del yacimiento EL Arco.

A mi comité de tesis J. M. Romo, Enrique Gómez T., Luis Delgado A. y Cuauhtémoc Nava B.

A Jaime Calderón González por su cooperación en la adquisición de datos.

A Humberto Benítez P. y José Mojarro B. por su apoyo técnico en lo referente al equipo de computo.

A Héctor Romero E. por la información aportada de EL Arco.

A Andrés Algarín, Edgardo Tejada, Miguel Vicario, por su inestimable amistad.

A la familia Malagón Pimentel por hacerme sentir parte de la familia y brindarme su confianza y apoyo.

A mis amigos, que de alguna manera han formado parte importante en mis andares: Alfonso Fabela, Angélica Cruz, Denise Orquídea, Dulce Cruz, Eliseo Méndez, Fernando Castro, Francisco Fernández, Gabriel Ortega[†], Gabriela Rivera, Marco T. Rivera, Mario Orozco, Martha Blancas, Oswaldo C. Longoria, Oswaldo Roldan, Ramón Amador, Zaillet Yáñez y a todos aquellos que omito por causas ajenas a mi voluntad.

A todos los amigos que hicieron placentera mi estancia dentro y fuera de esta institución: Adriana Acosta, Aarón Del Valle, Claudia Herrera, Fátima Carrillo, J. Gabriel Hdez. , Hilarión Sánchez, Joel Rodríguez, Jorge Cañuta, José L. Puga, José R. Bravo, Laura Gómez, Ma. Auxilio, Maria E. Vázquez, Martha Rosete, Oscar Romero, Rogelio Rufino, Rosa Carrillo, Rubén Campos, Santiago Duran, Selene Fanego, Selene Solorza, Sergio Paz, Mario Mendoza, Teresa Romero.

A ti Ensenada por permitirme pisar en tu suelo.

...la ciencia no es... ni misterio de iniciados, ni privilegio de los aristócratas de la mente, sino el medio que tiene el hombre de explicarse las leyes de la vida.

José Martí

I. INTRODUCCIÓN	1
II. EL YACIMIENTO DE EL ARCO	5
II.1 Generalidades	5
II.2 Geología regional	6
II.3 Geología del Pórfido Cuprífero El Arco	10
II.4 Geofísica	18
III. EL FENÓMENO DE LA POLARIZACIÓN INDUCIDA	24
III.1 Las fuentes de polarización inducida	24
III.2 Método tradicional de polarización inducida con Dipolo-Dipolo.	25
III.3 Modelo de dispersión Cole-Cole	32
IV. SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS SOBRE UN SUBSUELO ESTRATIFICADO POLARIZABLE	43
IV.1 El sistema de adquisición de datos	43
IV.2 Solución del problema directo	48
IV.3 El método de inversión linealizada	68
IV.4 Análisis de resolución de los parámetros	71
IV.5 El método VLF.	74
V. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS	77
V.1 Los datos	77
V.2 Inversión de datos	83
V.3 Interpretación	103
VI. CONCLUSIONES	115
LITERATURA CITADA	119
APÉNDICE A.	125

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Localización del depósito de El Arco y geología regional (modificado de Barthelmy, 1979).	7
2	Geología local. Se ha eliminado la cubierta superficial de conglomerado que domina la porción occidental (modificada de Echavarry y Rangin, 1978).	11
3	Concentración en peso de calcopirita en el yacimiento de El Arco. Contornos en por ciento. También se indica el límite del yacimiento económico (Farías, 1978).	14
4	Concentración en peso de pirita en el yacimiento de El Arco. Contornos en por ciento (Farías, 1978).	15
5	Concentración en volumen de los sulfuros totales en el yacimiento de El Arco. Contornos en por ciento (Farías, 1978).	16
6	Mapa de polarización inducida obtenido con un arreglo trielectrónico Wenner. Contornos de cargabilidad en milisegundos (ms). Se incluye la ubicación del perfil A-A' de la Figura 9 (modificado de Farías, 1978).	19
7	Mapa de resistividad aparente. Contornos cada 100 $\Omega \cdot m$. Se incluye la ubicación del perfil A-A' de la Figura 9 (modificado de Farías, 1978).	21
8	a) Respuestas observadas de polarización inducida (cargabilidad en ms), resistividad (resistividad aparente en $\Omega \cdot m$), gravimetría (mGal) y magnetimetría (gammas o nanoTeslas) a lo largo del perfil A-A' de las Figuras 7 y 8. b) Mineralización de cobre y ubicación de barrenos bajo la línea A-A'. c) Sección geológica de la línea A-A' (modificado de Farías, 1978).	22
9	Fenómeno de polarización de electrodo y membrana producidos por un grano de sulfuro y arcilla, respectivamente. a) distribución normal de los iones en un poro de roca. b) Partículas polarizadas.	26
10	Forma convencional de medir PI. a) Arreglo eléctrico dipolo-dipolo. Electrodo de corriente (A y B), electrodos de potencial (M y N). b) Decaimiento del voltaje después del corte de corriente.	27
11	a) Modelo de una roca mineralizada que muestra dos poros uno de los cuales está obstruido por una partícula polarizable. b) Circuito equivalente para la roca mineralizada. Espectros de amplitud y fase de la resistividad según el modelo Cole-Cole. Variación de la cargabilidad m . c) $c=0.25$, d) $c=0.5$.	35
12	Ejemplos del decaimiento del voltaje normalizado en función del tiempo con modelos Cole-Cole. Variación de la constante de tiempo ($\tau = 10^{-2}, 1$ y 10^4 s) y exponente c (0.2, 0.5 y 0.9).	37
13	Gráfica de cargabilidad vs. constante de tiempo de 47 afloramientos de pórfido cuprífero de 9 yacimientos de Norteamérica. Seco y húmedo implican una baja y alta interconexión entre partículas de sulfuros (Pelton et al., 1978).	39

LISTA DE FIGURAS (CONTINUACIÓN)

Figuras		Página
14	Gráficas de cargabilidad vs. constante de tiempo de los 9 yacimientos de Norteamérica. a) Asociación con la concentración de sulfuros. El tamaño de los círculos es proporcional a la concentración en volúmen. b) Asociación con la textura. Tipo de mineralización: de cobre (círculos), pirita (triángulos). Textura: diseminada (símbolos llenos), en vetilla (símbolos vacíos) (de Pelton et al, 1978).	40
15	Tendido en el campo de las diferentes componentes del sistema de adquisición de sondeos TDEM. El arreglo mostrado es el de bobina central. a) Corriente en la espira transmisora para las tres frecuencias de repetición (30, 7.5 y 3 Hz). b) Posición en tiempo lineal de las 20 ventanas de medición del voltaje para cada frecuencia de repetición. c) Posición en tiempo logarítmico de las 20 ventanas para cada frecuencia de repetición.	44
16	Tendido en el campo de las diferentes componentes del sistema de adquisición de sondeos TDEM. El arreglo mostrado es el de bobina central. a) Corriente en la espira transmisora para las tres frecuencias de repetición (30, 7.5 y 3 Hz). b) Posición en tiempo lineal de las 20 ventanas de medición del voltaje para cada frecuencia de repetición. c) Posición en tiempo logarítmico de las 20 ventanas para cada frecuencia de repetición.	46
17	Diferentes tipos de arreglos transmisor (Tx) – receptor (Rx) empleados en sistemas electromagnéticos y distintas formas de onda de la corriente en sistemas transitorios (modificado de Spies y Frischknecht, 1991). Los empleados en esta tesis se encuentran enmarcados.	49
18	a) Escalón ideal de corriente, b) Corriente real del sistema TEM57.	53
19	a) Geometría del sistema coordinado para una espira rectangular. b) Campo eléctrico horizontal en Q debido a un dipolo magnético vertical (DMV) en P .	56
20	Diagrama de flujo de la solución del problema directo. Los números entre paréntesis corresponden a los números de las ecuaciones usadas.	59
21	a) Voltajes de bobina central sobre un semiespacio homogéneo no-polarizable para diferentes resistividades. b) Voltajes sobre un semiespacio polarizable. En cada marco se varía un solo parámetro, de un modelo Cole – Cole. Los voltajes negativos se indican con líneas punteadas.	62
22	Variación del tiempo del cambio de polaridad del voltaje en función de cada uno de los parámetros Cole-Cole. Cada gráfica fue calculada variando un solo parámetro del modelo [500, 0.4, 10^{-2} , 0.5]	64

LISTA DE FIGURAS (CONTINUACIÓN)

Figura		Página
23	Esquema de la interacción entre las corrientes de vórtice y de polarización en un poro con un electrolito y partículas de sulfuro y arcilla. a) Antes del apagado de la corriente constante en la espira transmisora. Presencia de un campo magnético primario y ausencia de corriente en el subsuelo. b) Un tiempo corto después del apagado de la corriente. Inducción de corriente en el subsuelo producidas por el colapso del campo magnético primario. Generación de un campo magnético secundario. c) Tiempos tardíos. La corriente de polarización es más intensa que la corriente inducida. (modificada de Flis et al., 1989).	65
24	Comparación de voltajes de bobina central entre un semiespacio de resistividad $300 \Omega \cdot m$ (sin PI) y el semiespacio polarizable $[300, 0.5, 10^{-2}, 0.4]$ (con PI).	67
25	Localización de las espiras transmisoras en relación al yacimiento de El Arco. Los pequeños círculos indican la posición de las bobinas receptoras. Por claridad, algunas de ellas se muestran desplazadas.	78
26	Ubicación de las bobinas receptoras y notación adoptada. Por claridad, algunas bobinas se muestran desplazadas respecto a la línea central.	79
27	Voltajes observados en los siete sondeos de la espira 6. Los voltajes negativos se indican con cruces.	82
28	Diferencia porcentual de los voltajes calculados con espira rectangular de 300×150 m respecto a una espira circular equivalente. Receptor central.	83
29	Variación del error de ajuste y cuatro parámetros Cole-Cole para cada corrida con diferente τ inicial. Semiespacio homogéneo del sondeo 7. Las barras de error denotan +/- una desviación estándar. Las flechas indican que la barra de error se sale de la gráfica correspondiente. Se indica el modelo óptimo, invertido con una τ inicial de 1×10^{-2} .	86
30	Ejemplos representativos de los ajustes entre voltajes observados (símbolos) y voltajes calculados (líneas) con modelos de semiespacio homogéneo. Los modelos invertidos se describen con la notación $[\rho_{DC}, m, \tau, c]$ y las desviaciones estándar de los parámetros (en porcentaje de década) con $[\Delta\rho_{DC}, \Delta m, \Delta\tau, \Delta c]$. El error rms de ajuste (ε) también está incluido. Las barras de error en los datos observados son +/- una desviación estándar.	88

LISTA DE FIGURAS (CONTINUACIÓN)

Figura		Pagina
31	Análisis de resolución del modelo homogéneo del sondeo 9. a) Datos reales. En la porción izquierda se muestran el modelo $[\rho_{DC}, m, \tau, c]$, el error de ajuste (ε), las desviaciones estándar de los parámetros en porcentaje de década $[\Delta\rho_{DC}, \Delta m, \Delta\tau, \Delta c]$, los 16 elementos de la matriz de eigenparámetros V^T y los errores estándar de cada renglón. En la porción derecha se muestran la respuestas observada y calculada y las bandas de voltaje que más contribuyen a cada uno de los parámetros, estimadas de la matriz de eigendatos U^T . b) Datos hipotéticos generados suponiendo que los voltajes calculados de a) son ahora los observados, asignándoles un error uniforme de 2%.	91
32	comparación entre los ajustes con modelos homogéneos y de dos capas. a) Sondeo 14. b) Sondeo 2, para el sondeo 2 de dos capas, la capa más profunda es no polarizable.	97
33	Comparaciones entre los ajustes con modelos homogéneos y de dos capas. a) Sondeo 1. b) Sondeo 12.	98
34	a) Perfiles de concentración (en porciento de volúmen) de sulfuros totales, calcopirita y pirita de la Línea 19. b) Sección de concentraciones (en porciento de volúmen) de sulfuros y óxidos de cobre bajo la Línea 19. La sección no incluye a la pirita. Exageración vertical de 2. c) Sección geológica. También se incluyen las ubicaciones de los centros de las espiras.	105
35	Variación espacial de los parámetros Cole-Cole en la línea 19. Solo el modelo del sondeo 1 es de dos capas. a) Ubicación de los centros de las espiras. b) Perfil de resistividad DC. También se incluyen las resistividades aparentes VLF de las antenas de Cutler y Jim Creek. c) Perfil de cargabilidad. d) Perfil de constantes de tiempo. e) Perfil de exponentes c . f) Perfiles de concentraciones (porcentajes de volumen).	106
36	Gráfica de cargabilidad vs. constante de tiempo de Pelton et al. (1978), se incluyen los sitios de El Arco para modelos homogéneos y de 2 capas.	110
37	Gráficas de cargabilidad vs. constante de tiempo de los 9 yacimientos (Pelton et al., 1978) y los 15 puntos correspondientes a El Arco. a) Asociación con el volumen de sulfuros. b) Asociación con la textura.	112

LISTA DE TABLAS

Tabla		Pagina
I	Parámetros Cole-Cole y desviaciones estándar (en porcentaje de década) de los mejores modelos homogéneos. ε es el error rms de ajuste	89
II	Parámetros Cole-Cole y desviaciones estándar (en porcentaje de década) para modelos de dos capas	99

POLARIZACIÓN INDUCIDA CON SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS SOBRE EL PÓRFIDO CUPRÍFERO DE EL ARCO, BAJA CALIFORNIA

I. INTRODUCCIÓN

El método de polarización inducida (PI) es una de las técnicas geofísicas más importantes en el área de la exploración minera. Este método, aplicado en un gran número de programas de exploración en todo el mundo desde hace más de 50 años, ha sido particularmente exitoso en yacimientos de sulfuros diseminados. El pórfido cuprífero localizado en El Arco, Baja California, es un yacimiento de este tipo.

El efecto de la polarización eléctrica en suelos y rocas fue reconocido por primera vez por Conrad Schlumberger en 1911. El desarrollo del método fue prácticamente nulo hasta el final de los 40, cuando la compañía minera Newmont Exploration reunió a un grupo de geofísicos, quienes, bajo el liderazgo de Arthur Brant, sentaron las bases del método (Collett, 1990). Casi simultáneamente, el grupo encabezado por Ted Madden del Instituto Tecnológico de Massachussets aportó contribuciones importantes a este desarrollo. El número de trabajos de investigación se multiplicó en la década de los 60. La cantidad de kilómetros explorados con este método se ha incrementado notablemente desde ese entonces.

Las exploraciones tradicionalmente se han hecho con el arreglo electródico dipolo-dipolo. En este arreglo se inyecta corriente al subsuelo por medio de un par de electrodos

componente vertical del campo magnético, medida a través del voltaje inducido en una bobina horizontal colocada sobre el terreno,

c) el acoplo electromagnético, que se trata de minimizar en dipolo-dipolo, en TDEM se mide simultáneamente al de polarización inducida.

Objetivos

1. Invertir los sondeos TDEM medidos sobre el depósito mineral de El Arco utilizando modelos de subsuelos homogéneos o de capas horizontales. El efecto de PI es incluido en estos modelos al considerar que la resistividad eléctrica es una función de la frecuencia. La dependencia con la frecuencia se supone que está regida por la expresión dispersiva Cole-Cole, que es un modelo definido por cuatro parámetros.

2. Examinar si existe alguna correlación entre los parámetros estimados Cole-Cole con la concentración de sulfuros de El Arco. Asimismo, comparar estos resultados con los de Pelton *et al.* (1978), obtenidos con el método convencional dipolo-dipolo en 47 afloramientos de pórfidos cupríferos de nueve diferentes yacimientos de Norteamérica. Si las comparaciones son positivas, significará que es posible realizar discriminación mineral con sondeos TDEM, algo que nunca se había hecho.

Organización de la Tesis

En el capítulo II se describen los rasgos más importantes del yacimiento de El Arco, tanto geológicos como geofísicos y de mineralización. Los aspectos más relevantes del fenómeno de polarización inducida, del método convencional dipolo-dipolo y del modelo Cole-Cole son discutidos en el capítulo III. En el cuarto capítulo se describen los diferentes aspectos relacionados con el método de sondeos TDEM sobre un subsuelo polarizable. Primero se hace una descripción del equipo usado, seguido de los procedimientos numéricos empleados en el algoritmo del problema directo. A continuación se presenta un resumen del método de inversión usado para modelar los datos y de la técnica para estimar las incertidumbres del modelo. Se finaliza con una descripción breve de una técnica geofísica adicional usada en el área de estudio, el método VLF (very low frequencies). El capítulo V trata la interpretación de los datos; empieza con una descripción de los datos y de su calidad, seguida por la inversión de los datos suponiendo modelos homogéneos y de dos capas, terminando con la interpretación y correlación de estos modelos con las concentraciones minerales del yacimiento. Las conclusiones se presentan en el capítulo VI.

II. EL YACIMIENTO DE EL ARCO

En este capítulo se presentan los antecedentes generales de este yacimiento mineral, aspectos geológicos regionales y locales de la zona de estudio y algunos antecedentes geofísicos de relevancia. Los aspectos regionales han sido tomados de Barthelmy (1979), los locales de Echávarri y Rangin (1978) y las anomalías geofísicas de Farías (1978). Para evitar la referencia repetitiva de estos tres trabajos, en el siguiente texto se ha omitido referenciarlos. Asimismo, también se omiten los artículos y reportes referenciados por estos tres trabajos.

II.1 Generalidades

El yacimiento estudiado se encuentra en el pueblo de El Arco, situado en la porción central de la península de Baja California (figura 1), en las coordenadas 28° 02' N y 113° 30' W, en el estado de Baja California. El número de habitantes de este poblado es menor de 100 personas. Un camino de terracería de 40 km comunica al poblado con la carretera transpeninsular.

El relieve topográfico de la zona es relativamente suave, con una elevación promedio de aproximadamente 300 m sobre el nivel del mar. El clima de la zona es árido, con una precipitación anual de 120 mm. Los arroyos locales drenan al suroeste hacia el desierto de Vizcaíno, no existe ningún cuerpo de agua superficial en la zona, pero en varias

localidades el nivel freático se encuentra cerca de la superficie. El rango de temperaturas varía de 3° C en invierno a 42° C en verano.

El yacimiento de El Arco está ubicado en el distrito minero El Arco-Calmallí. La actividad minera en este distrito empezó desde 1883 con el descubrimiento de varios depósitos de oro de placer. Durante la primera mitad del siglo pasado varias minas fueron explotadas por cobre y oro, entre ellas la de El Arco. En 1968 la compañía Industrial Minera México (antes Asarco Mexicana) comenzó una campaña de exploración geológica, geoquímica y geofísica en el distrito, seguida de un programa de barrenación. Estos trabajos condujeron al descubrimiento del pórfido cuprífero El Arco que, desde entonces, ha estado sujeto a una intensa etapa de exploración que incluye barrenación. El término pórfido se refiere a una roca ígnea de cualquier composición con una textura porfídica, la cual está caracterizada por dos tamaños de cristal claramente diferentes. Los cristales más grandes se denominan fenocristales y se encuentran soportados por una matriz de cristales finos.

II.2 Geología regional

La zona de estudio se localiza en la parte occidental del batolito peninsular (figura 1). En términos cronológicos la historia geológica de la región se puede dividir en tres etapas representadas por rocas prebatolíticas, batolíticas y postbatolíticas.

a) Rocas prebatolíticas. Estas rocas están representadas por dos secuencias litológicas separadas que afloran en las márgenes del batolito o como colgantes en el interior del

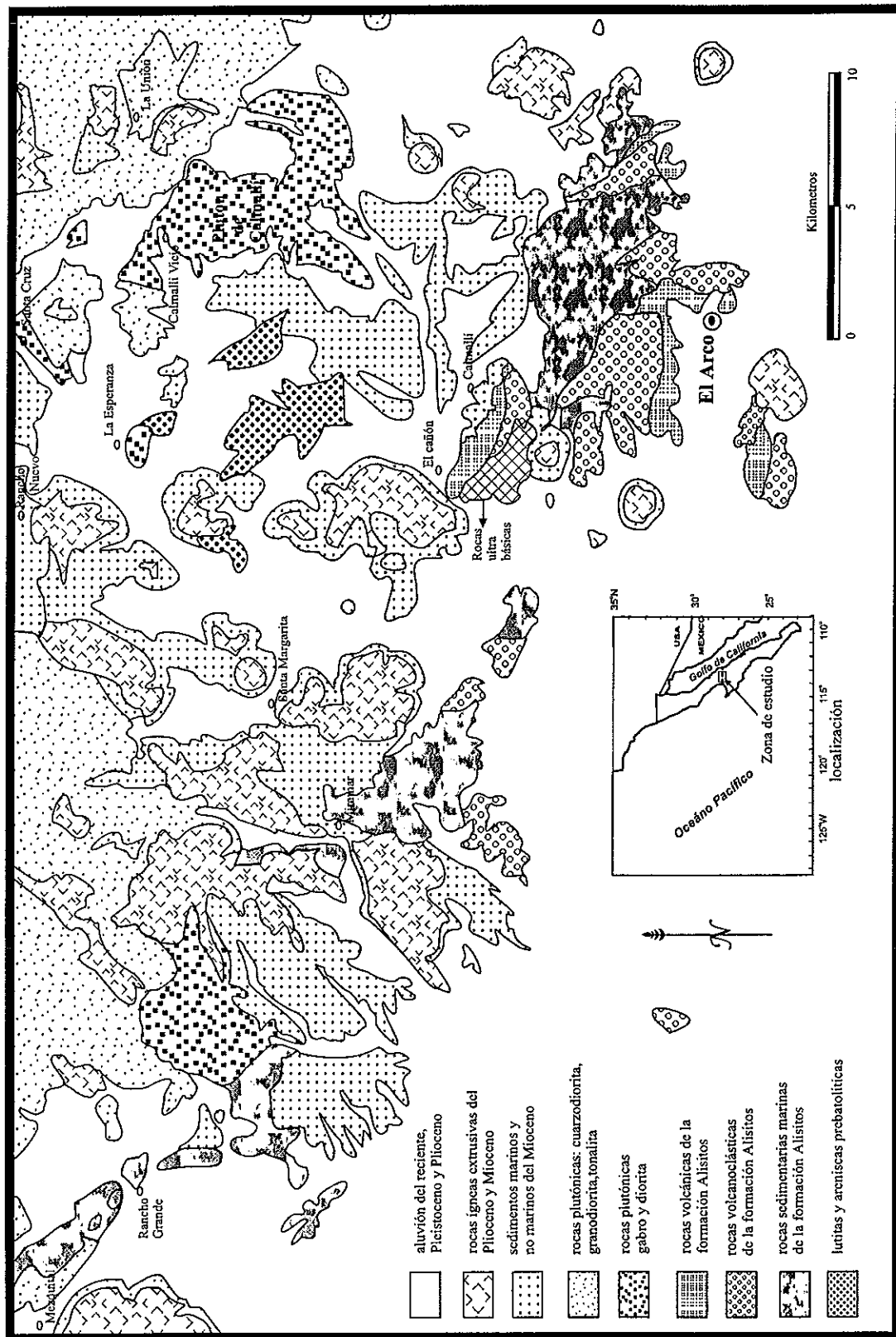


Figura 1. Localización del depósito de El Arco y geología regional (modificado de Barthelmy, 1979).

batolito. La primera secuencia consiste de lutitas-areniscas metamorfizadas posiblemente anteriores a la Formación Alisitos del Cretácico. La segunda secuencia litológica son rocas muy probablemente pertenecientes a la Formación Alisitos del Cretácico temprano.

Las litologías de la Formación Alisitos se pueden dividir en volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias. Las rocas volcánicas están compuestas predominantemente por andesita porfídica, con cantidades menores de basalto, dacita y piroclastos de composición dacítica. Las rocas volcanoclásticas están estrechamente relacionadas con las volcánicas, de las que se derivan en su mayor parte. Consisten en acumulaciones de gran espesor de brecha andesítica, aglomerados, depósitos de lahar y piroclásticos interestratificados. Las rocas sedimentarias están dominadas por lutitas finamente estratificadas y calizas, así como cuerpos más pequeños de brechas, conglomerados, areniscas y tobas. En general, es difícil identificar relaciones estratigráficas regionales entre las diferentes litologías de la Formación Alisitos debido a la falta de fósiles, ausencia de horizontes índice, deformación, metamorfismo, variación estratigráfica lateral y hiatus en el registro litológico.

b) Rocas batolíticas. El batolito peninsular está representado por dos grupos composicionales de rocas plutónicas: el primero es de gabro y diorita y el segundo de granodiorita, cuarzomonzonita y tonalita. Algunas relaciones de contacto observadas sugieren que las rocas ultramáficas fueron las que primero intrusieron a la Formación Alisitos, las cuales a su vez fueron intrusionadas por las rocas félsicas. En la zona de El

Arco un tronco que intrusió a andesitas porfídicas de la Formación Alisitos se considera la fuente del evento mineralizante. Las edades estimadas con el método K/Ar en ocho muestras tomadas tanto del plutón granodiorítico como del stock de El Arco varían entre 117 y 93.4 Ma. Los errores de estos fechamientos son del orden de 2 a 3 Ma.

c) Rocas postbatolíticas. El conjunto de rocas postcretácicas puede agruparse en tres grandes conjuntos: 1) una secuencia sedimentaria delgada de tipo clástico del Paleoceno-Eoceno de origen fluvial, formada por intercalaciones de capas arenosas y conglomerados que descansan discordantemente sobre el basamento, 2) tobas soldadas posiblemente equivalentes al Grupo Comondú del Oligoceno-Mioceno y derrames de basalto y andesita basáltica del Mioceno tardío-Plioceno, 3) una cubierta fluvial del Cuaternario que resultó de una erosión rápida en un clima árido.

El emplazamiento de las rocas intrusivas ocurrió en un ambiente de arco de islas de la Formación Alisitos asociada a la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana durante el Cretácico. Originalmente el distrito de El Arco-Calmallí estaba ubicado en la margen occidental de la placa Norteamérica, pero debido a la separación de la península de Baja California por el sistema de fallas Golfo de California - San Andrés, el distrito ha migrado geográficamente 300 km hacia el NW desde hace 5 Ma. El distrito estuvo localizado en la vecindad de Los Mochis, El Fuerte y Choix, Sinaloa, donde también existen intrusivos mineralizados. Una roca intrusiva de la mina La Reforma en el

área de Choix, tiene una edad aproximada de 59 Ma (Damon, 1983), lo que parece indicar una migración del magmatismo hacia el oriente durante el Cenozoico temprano.

II.3 Geología del Pórfido Cuprífero El Arco

En el área del depósito mineral afloran cuatro clases principales de rocas: andesita, pórfido de monzodiorita, diques de diabasa y una cubierta de conglomerados (figura 2). Los derrames de andesita de la Formación Alisitos son la roca huésped de la mineralización. En la zona de estudio, esta unidad es esencialmente masiva con fractura esquistosa ocasional. Es común la textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda en una matriz de grano fino. Los derrames de andesita han sido recrystalizados y alterados por metasomatismo de contacto y metamorfismo regional asociados con la actividad térmica del batolito. Es común la presencia de brechas andesíticas.

El evento responsable de la mineralización está asociado con un stock de monzodiorita porfídica de hornblenda y cuarzo. Cuatro fechamientos K/Ar de roca total y separados minerales de este intrusivo han arrojado edades de 107 ± 2.5 Ma a 93.4 ± 2.1 Ma. Es probable que estas edades no representen el tiempo de intrusión sino que reflejen el enfriamiento post-metasomático. Los diques de diabasa son posteriores a la mineralización. Estos cuerpos máficos tienen una textura generalmente afanítica y ocasionalmente porfirítica. Más de la mitad del yacimiento, del lado occidental, está cubierto por un conglomerado posiblemente formado en el Pleistoceno. Esta roca moderadamente consolidada está compuesta por fragmentos de andesita, diorita, anfibolita, tonalita y monzodiorita porfídica.

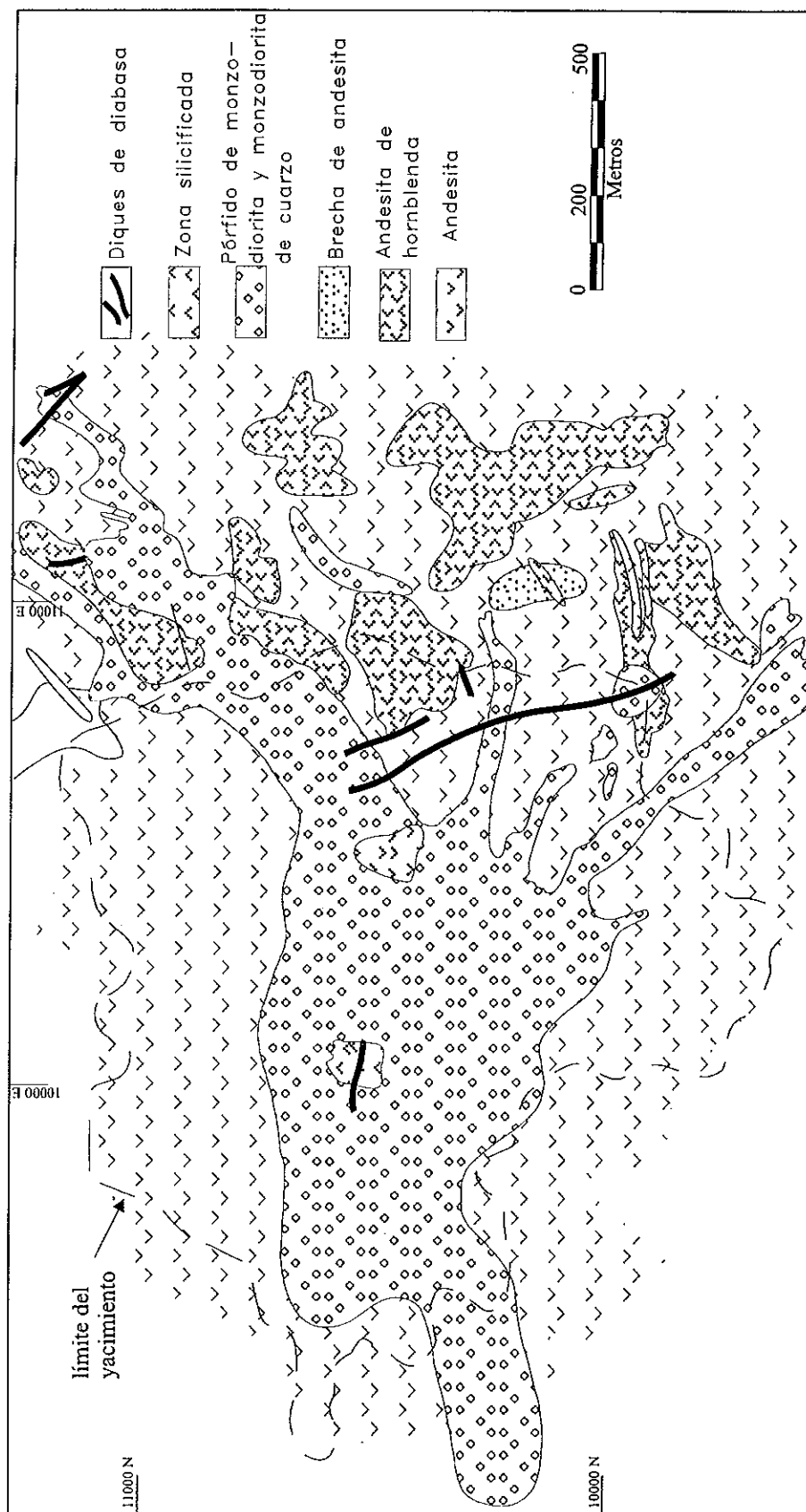


Figura 2. Geología local. Se ha eliminado la cubierta superficial de conglomerado que domina la porción occidental (modificada de Echávarry y Rangin, 1978).

bornita no es abundante, pues se ha encontrado únicamente en dos zonas intersectadas por barrenos, una de ellas casi en el centro del depósito. La molibdenita no se encuentra en cantidades económicas. El oro y la plata se presentan en cantidades suficientemente abundantes como para ser consideradas como subproductos en una explotación a gran escala.

El límite del yacimiento económico se muestra en la figura 2, en donde una concentración de 0.4% de cobre se ha usado como umbral de corte. Esta geometría ha sido definida por más de 270 barrenos distribuidos en los nodos de una rejilla triangular con separaciones entre nodos de 100 m. Las reservas estimadas son de 600 millones de toneladas con una concentración promedio de 0.62% de cobre, 0.2 gramos por tonelada de oro y 4.0 gramos por tonelada de plata. La concentración de cobre sitúa a este yacimiento entre los gigantes de Norteamérica. Actualmente el depósito no se está explotando.

La concentración de la calcopirita se presenta zonada (figura 3). Las concentraciones más altas ($> 2\%$ en peso) se encuentran en un par de núcleos, alrededor de los cuales los valores decrecen gradualmente hasta alcanzar cifras del orden de $.02\%$ fuera del límite del yacimiento. La distribución de la pirita también está zonada, pero con gradientes opuestos a los de la calcopirita y en forma más irregular (figura 4). Las concentraciones en el centro del yacimiento son menores a 0.5% en peso, mientras que hacia los bordes los valores pueden llegar localmente hasta 9% .

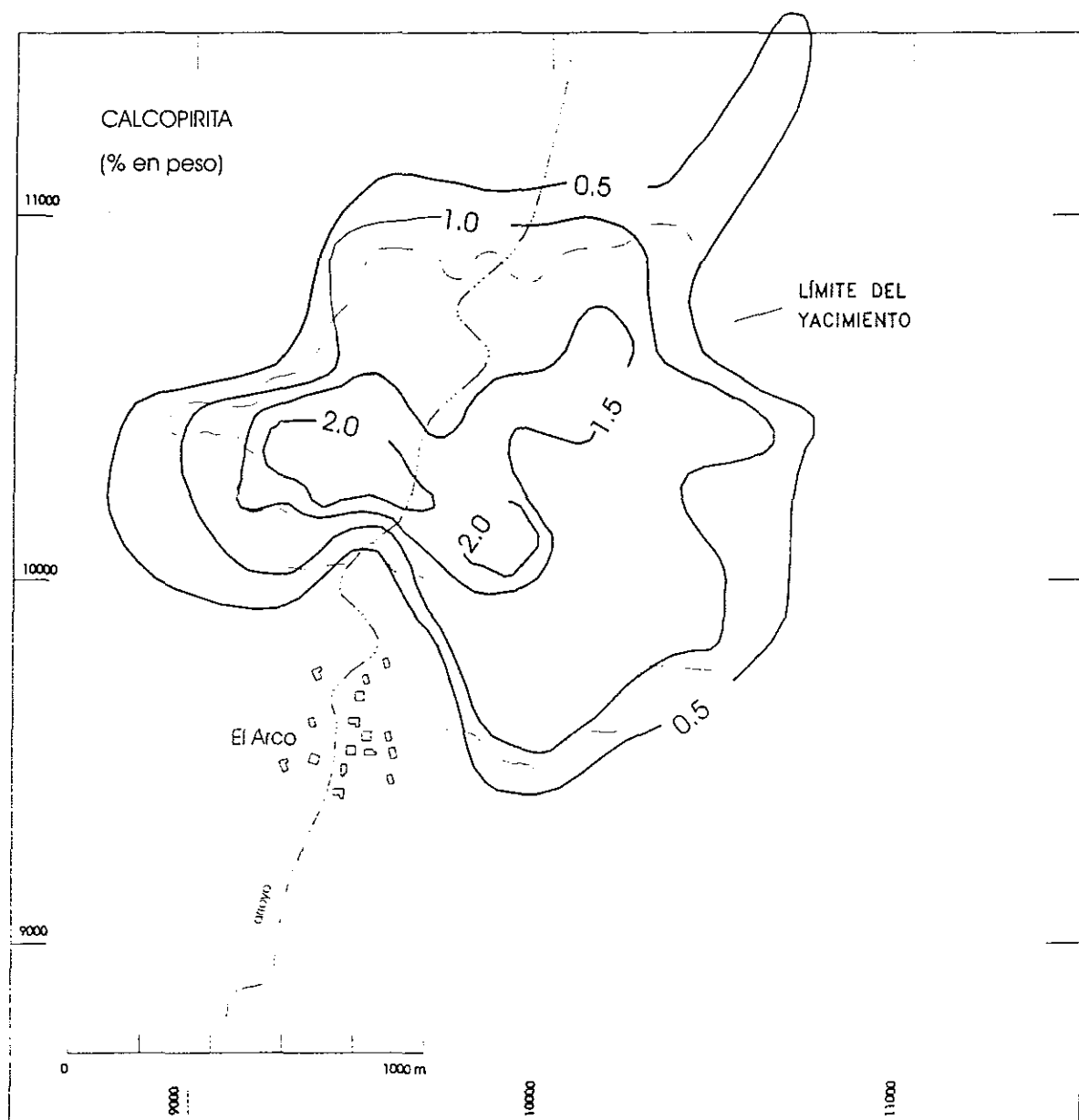


Figura 3. Concentración en peso de la calcopirita en el yacimiento de El Arco. Contornos en por ciento. También se indica el límite del yacimiento económico (Farías, 1978).

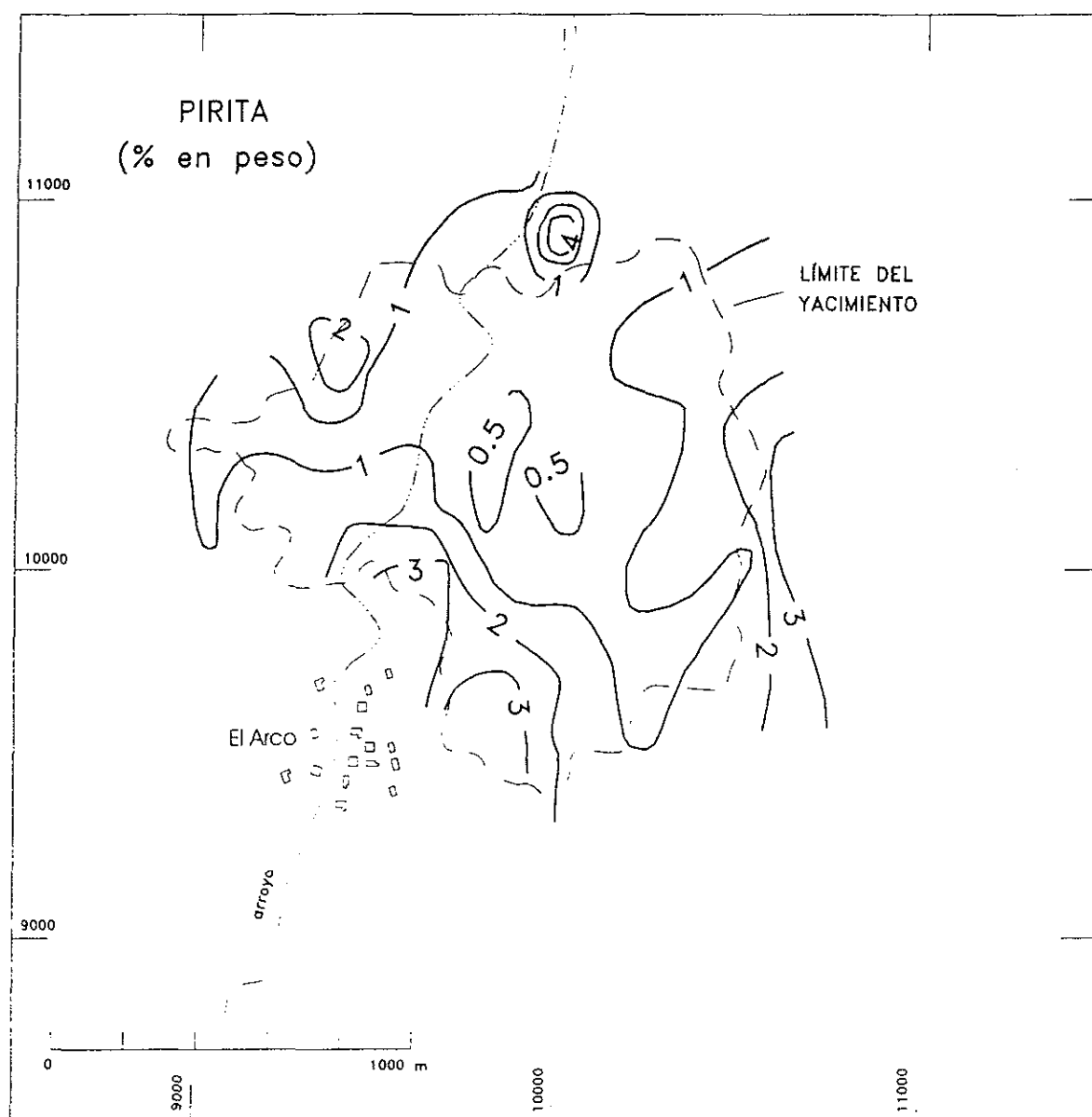


Figura 4. Concentración en peso de la pirita en el yacimiento de El Arco. Contornos en por ciento (Fariás, 1978).

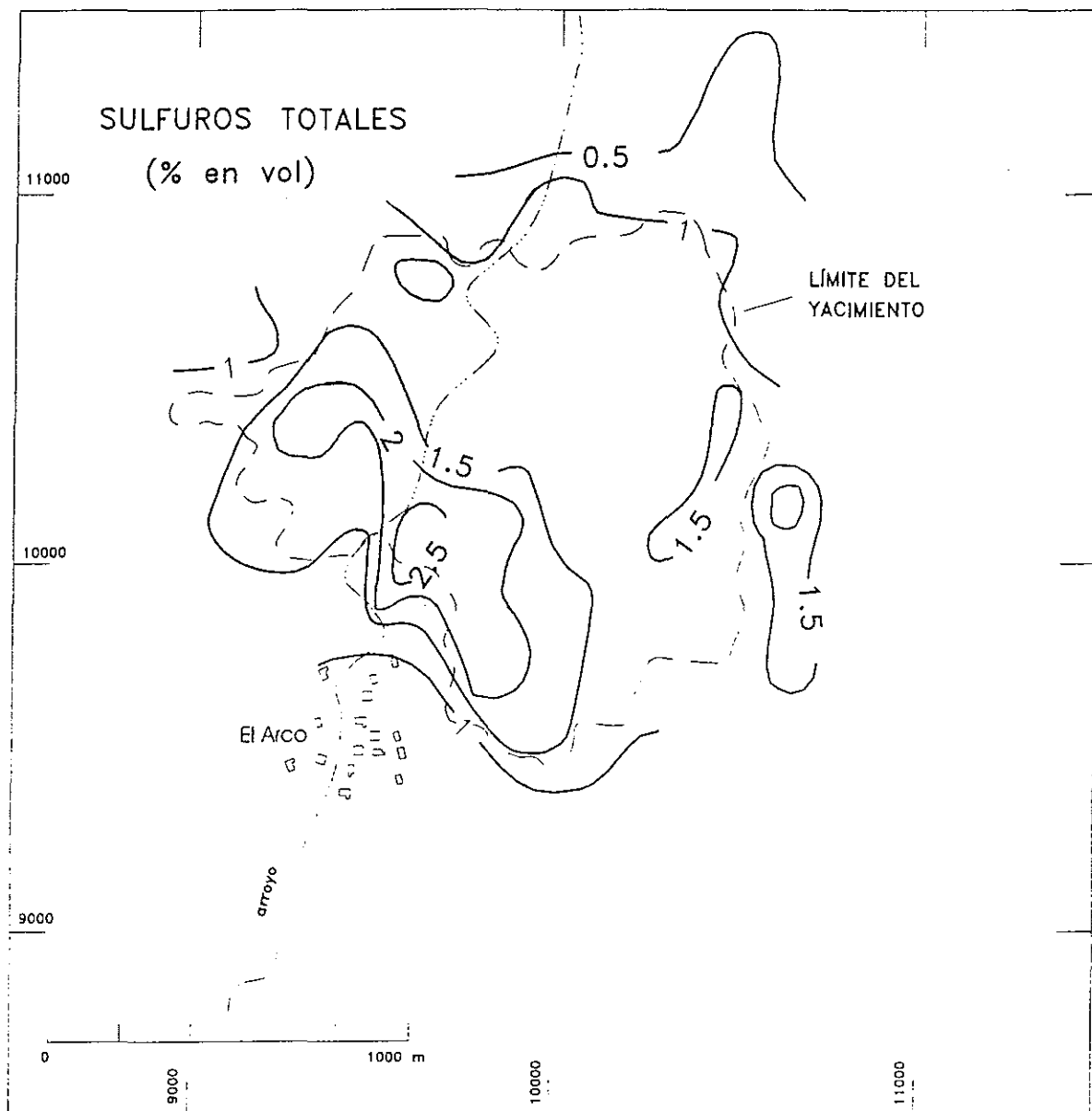


Figura 5. Concentración en volumen de los sulfuros totales en el yacimiento de El Arco. Contornos en porciento (Farías, 1978).

Tanto en la zona externa como en la de mena el promedio de los sulfuros totales es del orden de 1 a 2% en volumen. La figura 5 muestra la concentración en volumen de los sulfuros totales. Para hacer la conversión de concentraciones en volumen a concentraciones en peso, las primeras se deben multiplicar por un factor de 1.84 a 1.54, resultado de la relación de la densidad de la pirita (5 g/cm^3) y calcopirita (4.2 g/cm^3) respecto a la de la andesita (2.72 g/cm^3). La relación general en peso de la zona de mena entre la pirita y la calcopirita es de 1.3:1 con subzonas internas que alcanzan relaciones inferiores a 0.5:1. En el halo pirítico esta relación puede llegar localmente a valores de 14:1. Cabe hacer notar que las distribuciones de sulfuros mostradas en las figuras 3, 4 y 5 son las estimadas en 1978, cuando solo 150 barrenos habían sido perforados. La frontera del yacimiento en estas mismas figuras es la estimada en 1995, cuando se habían hecho más de 270 barrenos. Aunque seguramente los pozos recientes han permitido definir mejor la distribución de sulfuros, es de esperarse que el patrón general de zonamiento no cambie significativamente.

Los sulfuros del yacimiento se presentan predominantemente en un arreglo de stockwork o enrejado, con espesores que van desde algunas micras hasta 3 mm. La proporción de sulfuros que se presentan en forma diseminada es menor (del orden de 20%).

El depósito fue expuesto a la superficie probablemente en el Terciario superior. Los procesos supergénicos asociados con el agua percolante alteró los minerales metálicos, produciendo un capote de enriquecimiento de limonita (principalmente goethita) de 40 m

de espesor en promedio. Los minerales en esta zona de oxidación son, en orden de abundancia: crisocola, goethita, hematita, y otros. Los grados de concentración de la zona de óxidos de cobre y de la zona profunda de sulfuros hipogenéticos son similares.

II.4 Geofísica

Un resumen de los estudios geofísicos realizados sobre el yacimiento se encuentra en Farías (1978). Estos trabajos fueron llevados a cabo durante un período de tres años antes de empezar con la perforación exploratoria. La integración de los diferentes métodos geofísicos aplicados (PI, resistividad, gravimetría y magnetometría terrestre) fue muy útil en la selección de zonas interesantes para efectuar barrenación.

La técnica más exitosa fue PI, cuyas mediciones fueron realizadas cada 100 m en perfiles N-S. Para este fin se usó un arreglo tetraelectródico tipo Wenner en la modalidad de tres electrodos, en donde uno de los electrodos de corriente se colocó a una distancia grande para simular el electrodo al infinito. La separación entre los otros tres electrodos (uno de corriente y dos de potencial) se mantuvo fija en 100 m. Las mediciones del voltaje fueron hechas en el dominio del tiempo con un transmisor Hunttec de 7.5 kW y un receptor Scintrex IPR-7. La cargabilidad (definida por la expresión (1) del capítulo III) fue usada como la respuesta de la polarizabilidad del terreno, expresándola en milisegundos (ms). La figura 6 muestra el mapa de cargabilidad con contornos cada 5 ms. Aunque el yacimiento está parcialmente cubierto por los contornos de 10, 15 y 20 ms, los valores máximos de 22.5 ms no se encuentran en el centro del yacimiento, sino desplazados hacia el sureste.

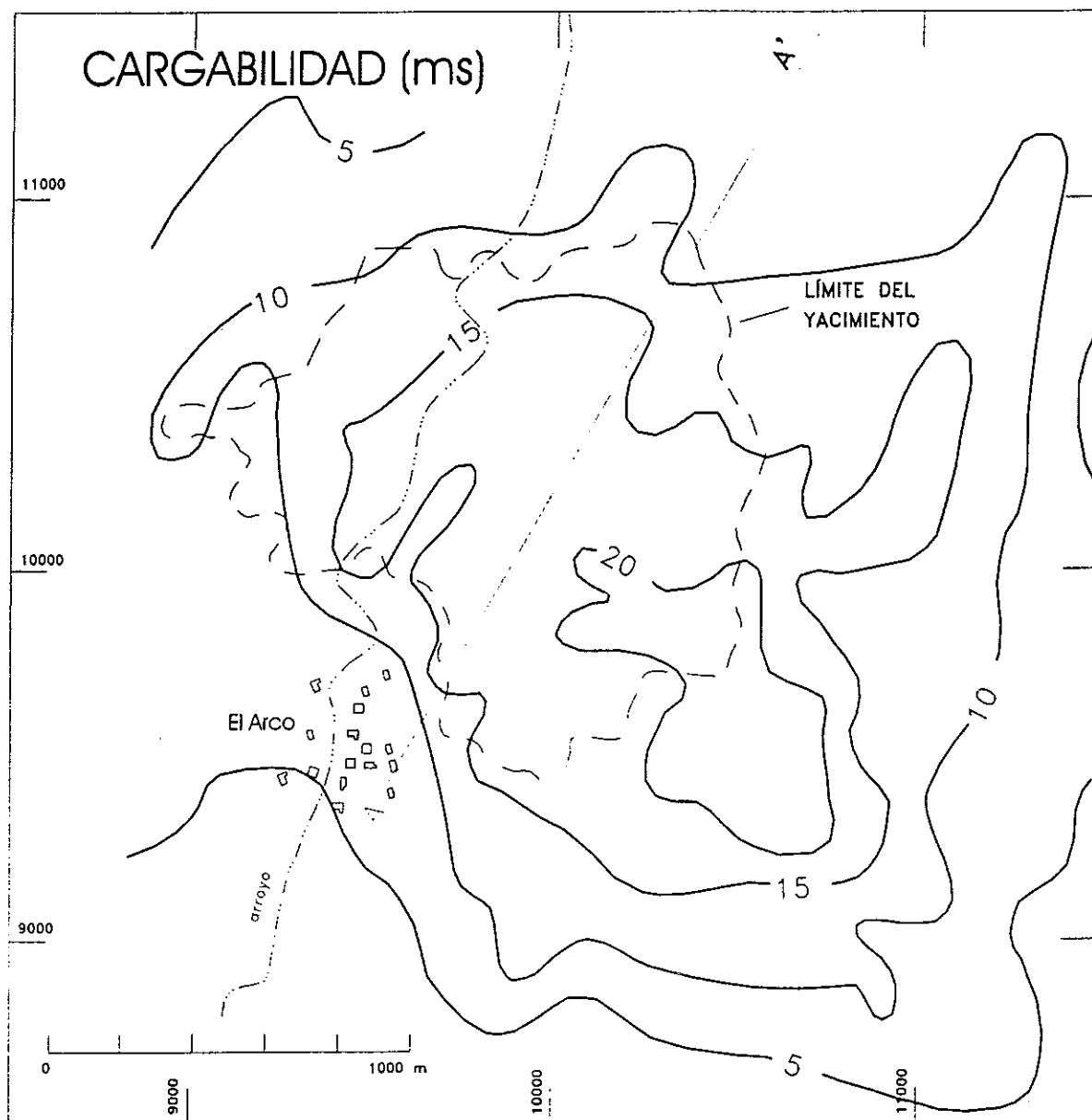


Figura 6. Mapa de polarización inducida obtenido con un arreglo trielectrónico Wenner. Contornos de cargabilidad en milisegundos (ms). Se incluye la ubicación del perfil A-A' de la Figura 9 (modificado de Farías, 1978).

Este efecto fue interpretado por Farías (1978) como la respuesta del halo de pirita que rodea al depósito (figura 4). La asociación de anomalías importantes de PI con la presencia de pirita es un problema común en la exploración geofísica de yacimientos minerales debido a que la pirita es un mineral muy polarizable pero sin interés económico.

Debido a la separación interelectrónica de 100 m usada en la definición del mapa de cargabilidades, las máximas profundidades de investigación deben ser del orden de 75 m. Puesto que aproximadamente 75% del yacimiento está cubierto por la capa superficial de conglomerados (40 m de espesor en promedio), es probable que el mapa de cargabilidad sea la respuesta de la capa de oxidación y de la porción superior de la zona de sulfuros más profunda.

Simultáneamente a la medición del efecto de PI se realizaron lecturas de resistividad aparente. La figura 7 muestra el mapa de contornos de resistividad aparente. Aún cuando no existe una concordancia perfecta entre la frontera del yacimiento y el área encerrada por el contorno de $200 \Omega \cdot m$, el depósito claramente muestra bajas resistividades aparentes.

La figura 8a muestra las respuestas observadas con cuatro métodos geofísicos sobre el perfil AA' (con rumbo SW-NE) que cruza el yacimiento. La localización de este perfil está indicada en los mapas de cargabilidad y resistividad aparente (figuras 6 y 7). La sección correspondiente del cuerpo de sulfuros de cobre, definida por barrenación, se

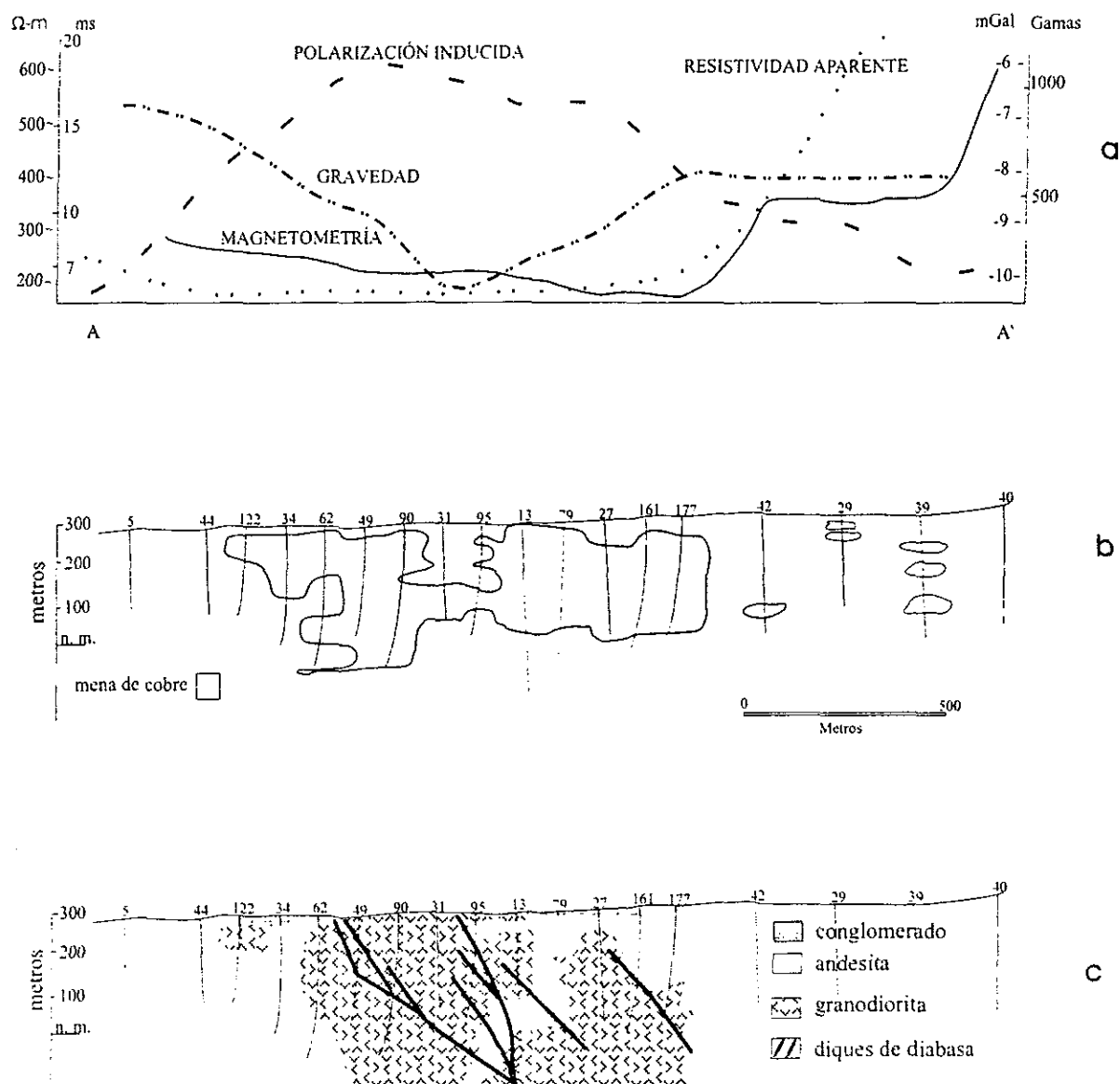


Figura 8. a) Respuestas observadas de polarización inducida (cargabilidad en ms), resistividad (resistividad aparente en $\Omega \cdot m$), gravimetría (mGal) y magnetometría (gammas o nanoTeslas) a lo largo del perfil A-A' de las Figuras 7 y 8. b) Mineralización de cobre y ubicación de barrenos bajo la línea A-A'. c) Sección geológica de la línea A-A' (modificado de Farías, 1978).

muestra en la figura 8b. La anomalía de polarización inducida (con un máximo de 18 ms) es la que mejor refleja la presencia del cuerpo mineralizado. La anomalía de resistividad aparente también muestra valores bajos sobre el depósito, aunque en la esquina SW de la sección el aumento de valores no es tan claro como en el límite NE del cuerpo. El mínimo gravimétrico observado sobre la porción central del depósito fue explicado por Farías como la respuesta de una menor densidad del intrusivo (2.69 g/cm^3) con respecto a la de la andesita huésped (2.72 g/cm^3). El perfil de magnetometría terrestre (campo total en nanoTeslas) también muestra valores bajos sobre el cuerpo mineralizado. Esta asociación fue interpretada por Farías como el resultado de la destrucción de la magnetita primaria por la acción hidrotermal en el área mineralizada y el contenido relativamente alto de magnetita en las rocas andesíticas circundantes.

III. EL FENÓMENO DE LA POLARIZACIÓN INDUCIDA

Este capítulo empieza con una breve descripción de los fenómenos electroquímicos que dan lugar a la polarización inducida. Puesto que una de las finalidades de la tesis es examinar las ventajas o desventajas de hacer PI con un método no convencional, en la segunda sección se revisan los conceptos más importantes del método convencional. Finalmente, se mencionan los antecedentes y comportamiento del modelo dispersivo de resistividades adoptado para el análisis de los datos.

III.1 Las fuentes de polarización inducida

La corriente eléctrica en el subsuelo, ya sea inyectada directamente o inducida electromagnéticamente, es esencialmente de tipo iónica, en donde los portadores de la corriente son los iones de las sales disueltas en el agua (electrolito) contenidos en los poros y fracturas de la roca. La polarización eléctrica inducida en el subsuelo es producida generalmente por dos procesos electroquímicos conocidos como *polarización de electrodo* y *polarización de membrana* (Bertin y Loeb, 1976; Sumner, 1976; Ward, 1990). La primera se presenta cuando existen partículas minerales con conducción electrónica (metales nativos y sulfuros) en los poros y fracturas de la roca (figura 9). Cuando circula una corriente por el electrolito se crea una barrera electroquímica en la interfase entre partícula de mineral (conducción electrónica) y la solución (conducción iónica). Esta barrera se manifiesta eléctricamente en el electrolito como una capa difusa de iones que dificulta el paso de la corriente. Una energía adicional, llamada sobrevoltaje, se requiere

para que la corriente fluya a través de la interfase. Esta barrera energética constituye una impedancia. Macroscópicamente, el fenómeno se puede describir como una polarización de la partícula. Cuando se suprimen el campo externo y la corriente en el electrolito, estas partículas polarizadas vuelven a su estado de equilibrio en forma lenta. Esto produce a su vez una corriente de polarización y un voltaje observable en la superficie que decae también en forma lenta. La intensidad y rapidez de decaimiento del voltaje medido permite entonces detectar la presencia de material polarizable en el subsuelo.

La polarización de membrana es un fenómeno similar a la polarización de electrodo, pero en este caso está asociada con la presencia de partículas de minerales de arcilla. La superficie externa de los minerales arcillosos está cargada negativamente. Esta superficie atrae una capa fija de iones positivos (cationes) en el electrolito. Cuando circula corriente por el electrolito, esta capa fija induce la formación de una capa catiónica difusa que limita la movilidad de los iones en su vecindad. Este obstáculo al flujo de la corriente representa una impedancia y una polarización de la partícula. Nuevamente, cuando la corriente cesa la partícula se descarga y se produce un voltaje medible que decae lentamente. La figura 9 presenta un diagrama de estos fenómenos de polarización asociados a una partícula de sulfuro y una de arcilla.

III.2 Método tradicional de polarización inducida con Dipolo-Dipolo.

La gran mayoría de los levantamientos de PI realizados a la fecha se han hecho con arreglos tetraelectródicos colineales (Wenner, Schlumberger, de gradiente, polo-dipolo,

dipolo-dipolo, etc). De éstos, el más usado ha sido el dipolo-dipolo. En este arreglo (Figura 10) la separación (a) entre los electrodos de corriente (A y B) y los de potencial (M y N) se mantiene constante, mientras que varía la separación $(n+1)a$ entre los centros de los dipolos, donde n generalmente es un entero positivo. Para aumentar la profundidad de penetración de la corriente el valor de n se incrementa, mientras que para investigar la variación lateral de la resistividad el arreglo completo se mueve a otra posición sobre el terreno. La operación de campo con este método consiste en inyectar corriente al terreno por medio del par de electrodos de corriente y medir la diferencia de potencial resultante a través de los electrodos de potencial.

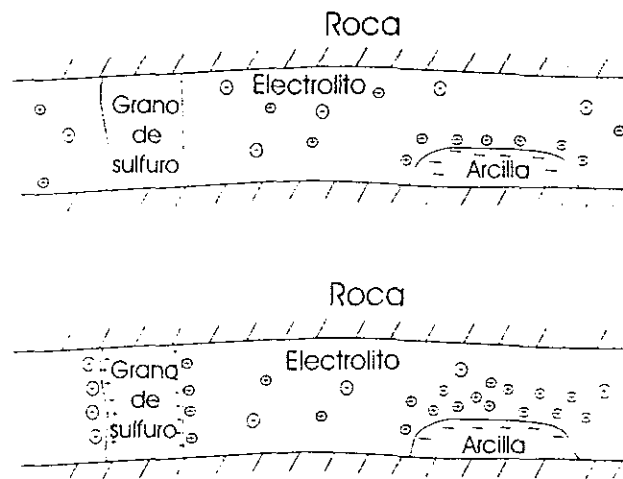


Figura 9. Fenómeno de polarización de electrodo y membrana producidos por un grano de sulfuro y arcilla, respectivamente. a) distribución normal de los iones en un poro de roca. b) Partículas polarizadas.

Arreglo dipolo - dipolo

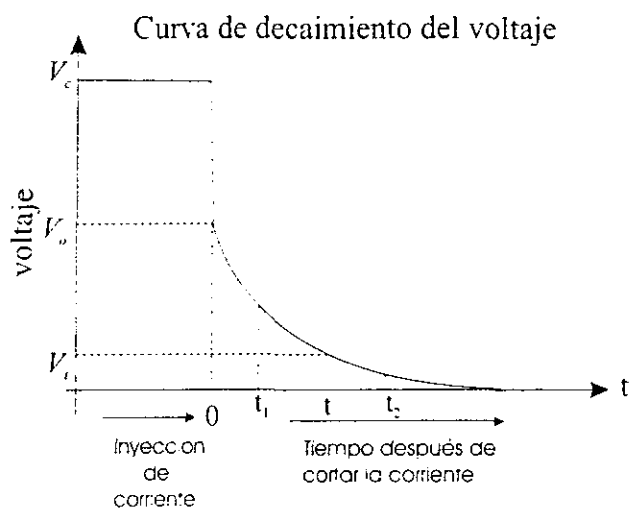
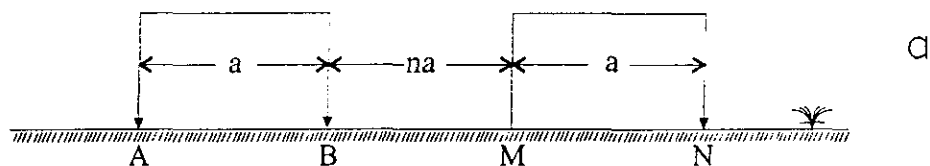


Figura 10. Forma convencional de medir PI. a) Arreglo electródico dipolo-dipolo. Electrodo de corriente (A y B), electrodos de potencial (M y N). b) Decaimiento del voltaje después del corte de corriente.

Existen dos formas diferentes de realizar mediciones de PI con este arreglo y, en general, con cualquier arreglo tetraelectrónico, denominadas *dominio del tiempo* y *dominio de las frecuencias*. La diferencia radica en la forma de onda de la corriente inyectada. En las mediciones en el dominio del tiempo la corriente consiste de una secuencia repetitiva de pulsos cuadrados de polaridad opuesta, con lapsos sin inyección entre cada pulso. Si no hay partículas polarizables en el subsuelo el potencial medido durante los lapsos sin inyección es cero. Al contrario, si en el subsuelo existe material polarizable, el voltaje medido durante la ausencia de corriente decae en forma lenta.

En la modalidad de mediciones en el dominio de la frecuencia la forma de onda inyectada es una función senoidal de frecuencia fija. A diferencia de lo que ocurre en el dominio del tiempo, en este caso el voltaje se mide con la fuente de corriente activa. El voltaje medido también es una función senoidal de la misma frecuencia, pero distinta amplitud y fase. En ausencia de material polarizable la diferencia de fase entre el voltaje medido y la corriente inyectada es cero. En contraste, en presencia de PI hay un desfaseamiento entre el potencial observado y la corriente fuente.

Por el hecho de usar corrientes variables en el tiempo, adicionalmente al efecto de PI siempre existe el efecto de inducción electromagnética, conocido en la práctica como *acoplamiento electromagnético* o *acoplo EM*. La presencia de acoplamiento EM tradicionalmente se ha considerado como un efecto indeseable ya que la respuesta EM puede ser tan intensa como la de PI, dificultando la interpretación. Muchos trabajos (por

ejemplo, Dey y Morrison, 1973; Wynn y Zonge, 1975) se han enfocado a analizar el acoplamiento EM y a encontrar formas de identificarlo y/o minimizarlo. De estos estudios se ha encontrado que el efecto de acoplamiento EM es intenso cuando el producto $a^2 \sigma f$ es grande, donde a es la separación interelectródica, σ es la conductividad de un semiespacio y f es la frecuencia. Adicionalmente, el efecto también aumenta con n , el entero asociado con la separación interdipolar (Dey y Morrison, 1973). Madden y Cantwell, (1967), en base a una serie de aproximaciones, propusieron que el acoplo EM es significativo cuando la frecuencia excede la frecuencia crítica (f_{crit}) definida por $f_{crit} = 10^4 \rho / a^2$. En mediciones en el dominio del tiempo, el acoplo EM es importante cuando el tiempo es menor a $a^2 / (10^4 \rho)$. Entonces, si suponemos el caso de un subsuelo polarizable de baja resistividad, para minimizar el efecto del acoplamiento EM es recomendable evitar separaciones electródicas grandes y frecuencias altas (o tiempos cortos en mediciones en el dominio del tiempo).

Para expresar cuantitativamente el efecto de PI, se han propuesto diversas medidas, las cuales dependen del dominio en el que se realicen las mediciones:

a) *Medidas en el dominio del tiempo.* La medida más sencilla de PI sería la relación V_0/V_c , donde V_0 es el voltaje medido un instante después de cortar la corriente (figura 10) y V_c es el voltaje cuando la inyección de corriente es constante. En la práctica hay problemas para medir V_0 , tal que comúnmente se mide el voltaje un lapso de tiempo después. El tiempo de muestreo t debe ser lo suficientemente grande como para evitar los

efectos de corrientes inducidas asociadas al acople EM, pero no tan grande como para que el voltaje residual asociado a PI ya haya desaparecido. El voltaje residual (V_i), por ser pequeño, generalmente se expresa en milivolts (mV) y el voltaje de carga V_c en volts. En consecuencia, el efecto de la polarización inducida se expresa en mV/V, $m_a = V_i/V_c$. Este cociente suele designarse como *cargabilidad* aparente (m_a) o simplemente como PI. Si ambos voltajes se expresan en mV y el cociente se multiplica por 100, se obtiene la polarización en tanto por ciento.

Otra forma de expresar las mediciones es por medio de la *cargabilidad integrada* (m_i), que es la integral normalizada del voltaje en una ventana de tiempo. Esta función de respuesta se usa para preservar parte de la información inherente a la forma de la curva de decaimiento del voltaje residual, que no se aprovecha si solo se mide el voltaje en un tiempo (figura 10). Está dada por

$$m_i = \frac{1}{V_c} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt, \quad [ms] \quad (1)$$

expresada en milivoltios por segundo entre voltios, o simplemente en milisegundos (ms). Generalmente se obtiene en varias ventanas de tiempo.

b) Medidas en el dominio de la frecuencia. La práctica de PI en el dominio de las frecuencias consiste en determinar la resistividad aparente del terreno a dos frecuencias, una de ellas muy baja y otra alta. Un espectro en una banda ancha de frecuencias daría información más completa, pero las mediciones de este tipo pocas veces se efectúan.

Generalmente no se hacen mediciones a frecuencias muy altas para evitar los efectos de acoplamiento EM. Una banda de frecuencias comúnmente empleada es de 0.1 a 10 Hz.

La idea básica en esta modalidad del método es que los fenómenos de polarización requieren de cierto tiempo para producirse, por lo que si se aplica a un terreno polarizable una corriente sinusoidal, se observará un desfase en el voltaje medido respecto a la fase de la corriente inyectada. Se observa también una disminución de la impedancia con la frecuencia. Esto se puede visualizar suponiendo que los fenómenos de polarización se oponen al paso de la corriente, por lo que la oposición disminuirá con la frecuencia. Por consiguiente, cuando se aplica el dispositivo tetraelectródico al terreno polarizable, la resistividad aparente observada disminuirá al aumentar la frecuencia de la corriente de emisión. La variación de la resistividad con la frecuencia tiene lugar con mayor intensidad en frecuencias inferiores a 10^3 Hz.

Sea ρ_{CC} la resistividad de la roca en corriente continua, ρ_{CA} la que corresponde a corriente alterna de frecuencia alta. Entonces, una medida de la polarización inducida, conocida como Efecto de Frecuencia (EF), está dada por, $EF = (\rho_{CC} - \rho_{CA}) / \rho_{CA}$. En la práctica la resistividad ρ_{CC} (resistividad de frecuencia cero) que aparece en esta expresión suele sustituirse por una resistividad obtenida a frecuencia baja, resultando $EF = (\rho_b - \rho_a) / \rho_a$, donde a y b indican alta y baja frecuencia, respectivamente.

III.3 Modelo de dispersión Cole-Cole

En la literatura existen varios modelos de dispersión o relajación de la resistividad de un medio polarizable, es decir, expresiones matemáticas que describen el comportamiento de la resistividad en función de la frecuencia (por ejemplo, Fraser y Ward, 1967; Madden y Cantwell, 1967; Van Voorhis *et al*, 1973; Pelton *et al*, 1978). De éstos, el modelo Cole-Cole, originalmente propuesto por Cole y Cole (1941) para el caso dieléctrico y adaptado a geofísica por Pelton *et al*, (1978), es el de mayor aceptación. Está basado en el modelo conceptual de un poro bloqueado parcialmente por una partícula mineralizada.

El modelo de dispersión Cole-Cole está definido por:

$$\rho(\omega) = \rho_{DC} \left[1 - m \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right] \quad (2)$$

donde $\rho(\omega)$ es la resistividad del medio en función de la frecuencia angular ω , ρ_{DC} es la resistividad de corriente directa o frecuencia cero (en $\Omega \cdot m$), m es la cargabilidad (adimensional), τ se conoce como la constante de tiempo (en segundos), y c se denomina “dependencia con la frecuencia”, que aquí la llamaremos simplemente “exponente c ” (adimensional). Los cuatro parámetros de este modelo tienen diferentes intervalos de variación. La cargabilidad y el exponente c pueden variar de 0 a 1, con un valor típico del exponente c de aproximadamente 0.25. La constante de tiempo tiene un intervalo de variación muy amplio, puede tomar valores de 10^{-5} hasta 10^4 s. La resistividad a frecuencia cero también puede variar en un intervalo muy amplio, de 10^{-2} a $10^5 \Omega \cdot m$.

La resistividad compleja Cole-Cole de la expresión (2) está basada en un modelo simple de una roca mineralizada compuesta por dos poros ocupados por electrolito, en donde uno de los poros está obstruido por una partícula polarizable (figura 11a). El circuito equivalente de la figura 11b representa al modelo de la roca mineralizada. R_0 y R_1 simulan las resistencias del poro libre y el poro obstruido, respectivamente. La impedancia $1/(i\omega X)^c$ simula la interface partícula polarizable-electrolito. Se puede demostrar que la impedancia equivalente de este circuito satisface la expresión dispersiva (2), con $m = R_0/(R_0 + R_1)$ y $\tau = X(R_0/m)^{1/c}$. Para el caso particular de $c=1$, X es la capacitancia de un condensador. En frecuencias muy bajas la corriente tiende a fluir por la trayectoria superior del circuito equivalente porque la impedancia $1/(i\omega X)^c$ es muy alta. En este caso no hay efecto de PI y $\rho(\omega) \rightarrow \rho_{DC}$. En frecuencias muy altas la impedancia asociada con la interfase partícula-electrolito es pequeña y la impedancia equivalente del circuito es simplemente dos resistencias en paralelo. En este caso $\rho(\omega)$ tiende a $\rho_{DC}(1-m)$. Entre estas dos asíntotas hay una región dispersiva donde la amplitud de la impedancia decrece lentamente y el ángulo de fase alcanza un máximo.

La figura 11 muestra algunos ejemplos de los espectros de amplitud y fase de la resistividad para frecuencias de 10^{-2} a 10^5 Hz. Siguiendo la convención adoptada en otros trabajos, las fases se expresan en miliradianes. Todas las fases son negativas. Ambos conjuntos de gráficas fueron calculados usando la expresión (2) con $\rho_{DC} = 1 \text{ } \Omega \cdot \text{m.}$, $\tau = 0.01 \text{ s}$ y variando la cargabilidad m de 0.1 a 0.9. La diferencia entre los dos conjuntos de

gráficas reside en el valor del exponente c , usándose $c = 0.25$ en la figura 11c y 0.5 en la figura 11d. El efecto de aumentar la cargabilidad en las curvas de amplitud es la de acelerar la disminución de la resistividad con la frecuencia y, en las curvas de fase, la de hacerlas más intensas. Los valores asintóticos de la amplitud para frecuencia cero e infinita son ρ_{DC} y $\rho_{DC}(1-m)$, respectivamente, lo que concuerda con las gráficas de la figura 11. El efecto de aumentar el exponente c de 0.25 a 0.5 es aumentar la dispersión en las amplitudes y hacer más intensas y agudas las curvas de fase. En estas gráficas bilogarítmicas, las pendientes asintóticas de las curvas de fase son c y $-c$ para muy bajas y muy altas frecuencias, respectivamente. En estas gráficas no se muestra el comportamiento de los espectros con la variación de ρ_{DC} y τ . El efecto de variar ρ_{DC} es lineal para las amplitudes y nulo para las fases. Por su parte, el incremento de la constante de tiempo produce un desplazamiento horizontal de los dos espectros hacia las bajas frecuencias, sin alteración de su forma. Similarmente, una disminución de τ produce un desplazamiento de la curva de fase hacia las altas frecuencias.

El comportamiento del voltaje en función del tiempo se obtiene a través de la Transformada de Laplace de (2), dada por (Pelton *et al*, 1978; Tombs, 1981):

$$V(t) = I \rho_{DC} m \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n (t/\tau)^{nc}}{\Gamma(nc+1)} \quad t \geq 0 \quad (3)$$

donde $\Gamma(\cdot)$ es la función gama. En esta expresión se supone la aplicación de un escalón de corriente que se apaga en el tiempo cero.

Varios ejemplos del comportamiento del voltaje normalizado para varios valores de τ y c dentro del intervalo de tiempos que abarca el sistema de adquisición usado en este trabajo (de $87 \mu s$ a $70 ms$) se presentan en la figura 12. Los valores usados para el exponente c son de 0.2, 0.5 y 0.9 y para la constante de tiempo τ de 10^{-2} , 1 y 10^4 . No fue posible calcular las curvas correspondientes para valores más pequeños de τ porque la serie de la expresión (3) diverge para valores de t/τ mayores de 10, aún con el uso de doble precisión. Ejemplos de curvas para otros valores de los parámetros se pueden encontrar en Pastrana (1991). Las características más importantes de estas gráficas son las mayores tasas de decaimiento para valores pequeños de la constante de tiempo y para valores grandes del exponente c .

La utilidad del modelo Cole-Cole proviene de su capacidad para hacer discriminación mineral en yacimientos tipo pórfido cuprífero. El término “discriminación mineral” no significa que a través de mediciones geofísicas se puedan distinguir diferentes minerales, simplemente implica que los valores de algunos de los parámetros del modelo permiten hacer inferencias semicuantitativas sobre la concentración de los minerales metálicos y el tamaño de estos minerales en un yacimiento de sulfuros diseminados, lo cual representa una herramienta de interpretación sumamente útil en exploración minera. Pelton *et al.* (1978), en un trabajo considerado como clásico en geofísica, realizaron mediciones de voltaje en función de la frecuencia (con el arreglo dipolo-dipolo) sobre varios afloramientos de pórfidos cupríferos en yacimientos de Estados Unidos y Canadá. Estas mediciones fueron ajustadas a semiespacios homogéneos Cole-Cole y se estudió la

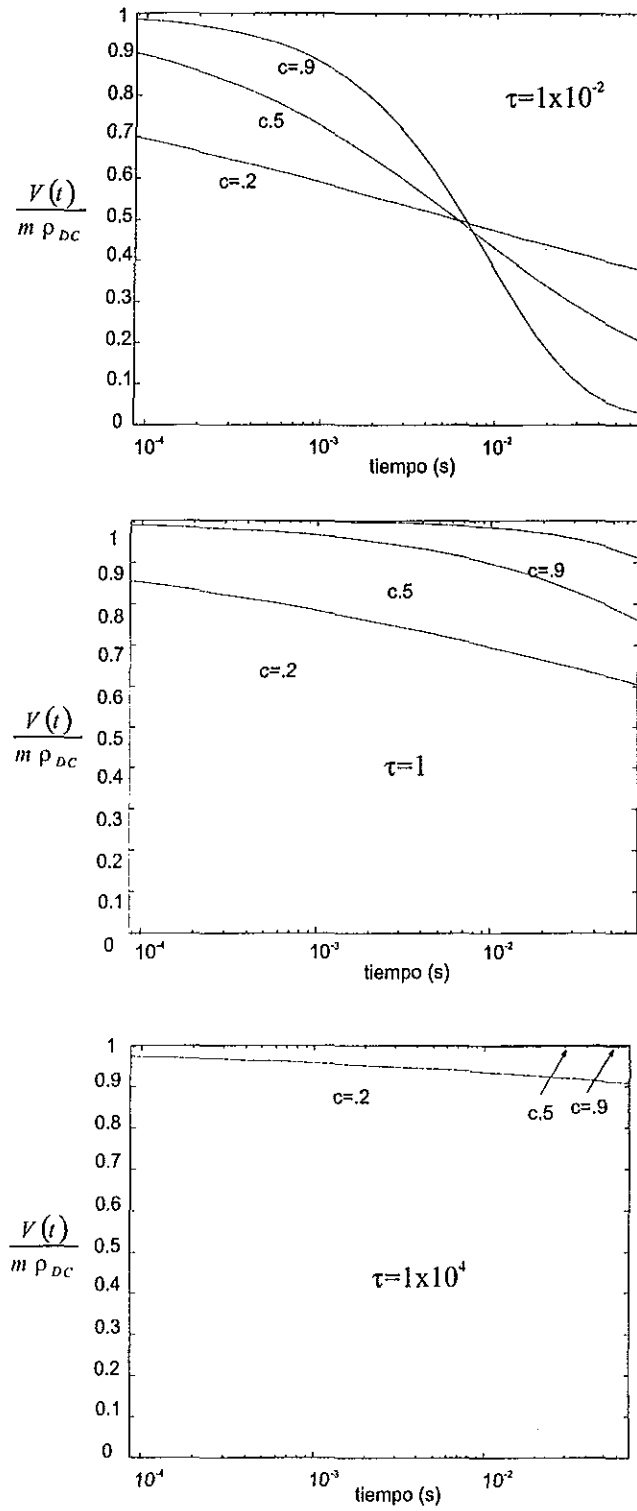


Figura 12. Ejemplos del decaimiento del voltaje normalizado en función del tiempo con modelos Cole-Cole. Variación de la constante de tiempo ($\tau = 10^{-2}, 1$ y 10^4 s) y exponente c (0.2, 0.5 y 0.9).

correlación entre los parámetros estimados y las concentraciones y texturas minerales conocidas.

Las figuras 13 y 14, modificadas del trabajo de Pelton *et al.* resumen los resultados más importantes asociados con la capacidad del método de PI de hacer discriminación mineral. La figura 13 muestra los valores estimados en 47 afloramientos de pórfido cuprífero de 9 diferentes yacimientos en una gráfica de cargabilidad contra logaritmo de la constante de tiempo. Los términos “seco” y “húmedo” no están relacionados con la presencia de agua en el subsuelo, sino que fueron usados por estos autores como una medida cualitativa del grado de interconexión entre minerales; “seco” implica una baja interconexión, “húmedo” una interconexión mayor. Es claro de esta figura que los sitios “secos” están asociados con cargabilidades y constantes de tiempo bajas, lo contrario ocurre en los afloramientos “húmedos”.

Los gráficos de la figura 14 ilustran otros aspectos importantes asociados con la concentración y textura del mineral. En la figura 14a se muestra la relación de la concentración volumétrica de sulfuros, expresada en porcentaje, con la cargabilidad y constante de tiempo. La característica sobresaliente de esta gráfica reside en que los sitios con mayor concentración tienden a presentar cargabilidades y constantes de tiempo altas, ocurre lo contrario en medios mineralizados de baja concentración.

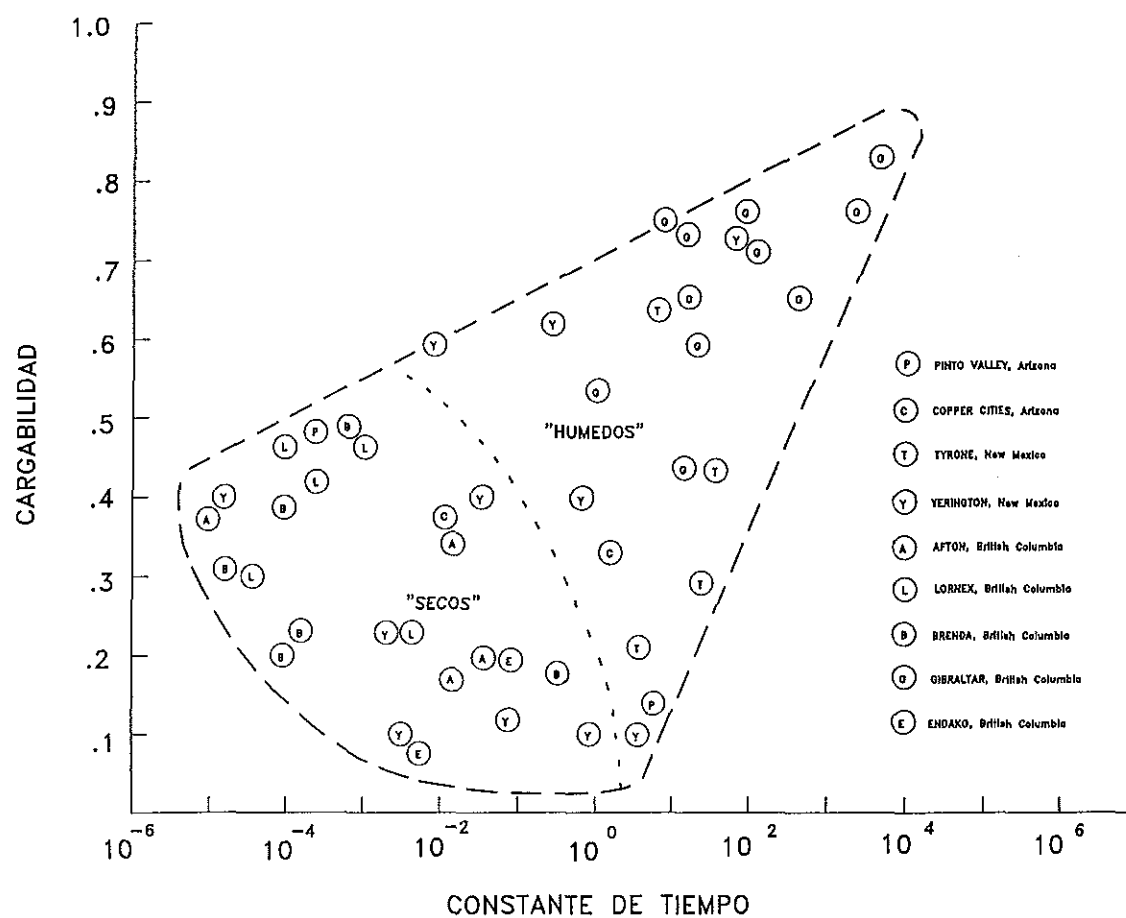


Figura 13. Gráfica de cargabilidad vs. constante de tiempo de 47 afloramientos de pórfido cuprífero de 9 yacimientos de Norteamérica. Seco y húmedo implican una baja y alta interconexión entre partículas de sulfuros (Pelton et al., 1978).

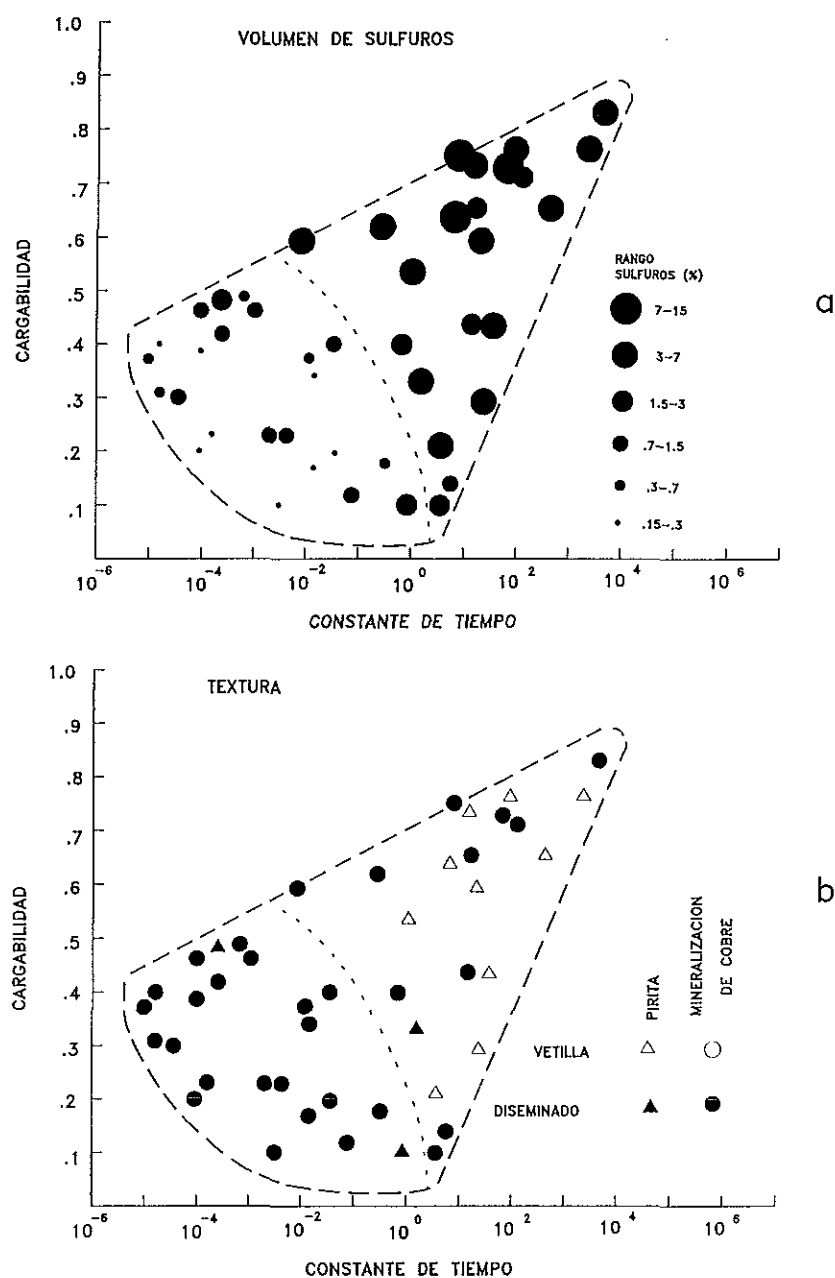


Figura 14. Gráficas de cargabilidad vs. constante de tiempo de los 9 yacimientos de Norteamérica. a) Asociación con la concentración de sulfuros. El tamaño de los círculos es proporcional a la concentración en volumen. b) Asociación con la textura. Tipo de mineralización: de cobre (círculos), pirita (triángulos). Textura: diseminada (símbolos llenos), en vetilla (símbolos vacíos) (Pelton *et al*, 1978).

La relación de la textura con la cargabilidad y constante de tiempo se muestra en la figura 14b. El concepto de textura fue definido por estos autores simplemente en dos categorías: vetilla y diseminado. Vetilla significa la ocurrencia del mineral en pequeñas vetas continuas, en donde la conexión entre las diferentes partículas de sulfuro es alta, mientras que diseminado implica la presencia de los minerales aislados. En este sentido, vetilla y diseminado son equivalentes a los términos “seco” y “húmedo”. La figura indica que los afloramientos de mineral diseminado (símbolos sólidos) tienden a presentar valores bajos de cargabilidad y constante de tiempo. Por el contrario, los medios mineralizados con textura de vetillas tienden a presentar altos valores de m y τ . Es importante notar que las asociaciones de concentración y textura con la cargabilidad y constante de tiempo no son unívocas, es decir, que una concentración o textura dada no corresponde a un solo punto en los gráficos de m vs. τ .

Los yacimientos de cobre diseminado invariablemente tienen cantidades importantes de pirita (un sulfuro de fierro sin interés económico), lo cual produce anomalías fuertes de PI que enmascaran la respuesta de los sulfuros de cobre. Hasta ahora, todos los esfuerzos por determinar por medio de mediciones geofísicas de superficie si la presencia de pirita es dominante en el subsuelo han producido resultados negativos. La figura 14b presenta el intento de Pelton *et al.* (1978) para diferenciar la presencia dominante de pirita en términos de la cargabilidad y la constante de tiempo, con resultados no concluyentes. Los afloramientos donde la concentración de pirita es mayor son

graficados con triángulos. Aunque los triángulos tienden a presentar constantes de tiempo altas, los valores de cargabilidad, desde 0.1 hasta 0.8, no se muestran agrupados

IV. SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS SOBRE UN SUBSUELO ESTRATIFICADO POLARIZABLE

En la primera sección de este capítulo se describen las características del sistema de adquisición de datos de sondeos TDEM y las bases de su funcionamiento. En este trabajo los datos de campo se interpretan con modelos de capas horizontales en donde la resistividad de cada capa no es constante, sino que varía con la frecuencia de acuerdo con el modelo Cole-Cole. La interpretación de los datos se realizó con un algoritmo de inversión no lineal que usa la solución del problema directo iterativamente. El problema directo consiste en calcular la respuesta en superficie dado un modelo del subsuelo. En la segunda sección se especifica el proceso numérico utilizado para resolver el problema directo, seguido de una descripción del algoritmo de inversión. A continuación se presenta una breve síntesis del método usado para estimar la resolución de los parámetros del modelo. Finalmente, puesto que adicionalmente se tomaron algunos datos con el método geofísico conocido como VLF, se presenta un resumen de los fundamentos de esta técnica.

IV.1 El sistema de adquisición de datos

Para levantar los sondeos TDEM se utilizó el equipo TEM57 propiedad del CICESE, construido por la compañía Geonics Ltd. El equipo está compuesto de las siguientes partes (figura 15): un sistema transmisor (Tx) que consta de un generador de corriente alterna, una consola de control que convierte la corriente alterna en corriente continua y el cable con el que se forma una espira cuadrada o rectangular. Un sistema receptor (Rx) que consta de una bobina horizontal multivuelas (n) de 1 m de diámetro (d) con un área efectiva

$(n\pi d^2/4)$ de 100 m^2 y la consola de control del receptor. Además, un cable conecta a las cajas transmisora y receptora con el fin de poner ambos sistemas en sincronía.

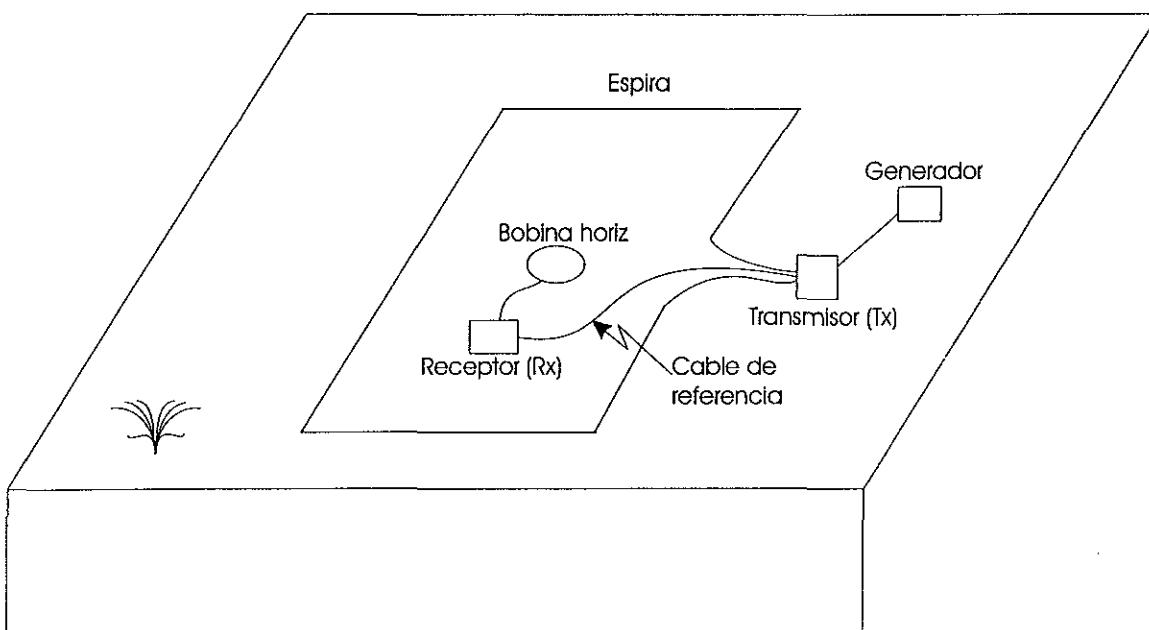


Figura 15. Tendido en el campo de las diferentes componentes del sistema de adquisición de sondeos TDEM. El arreglo mostrado es el de bobina central.

Sistema transmisor. El objetivo del transmisor es el de energizar el subsuelo con corrientes inducidas. La corriente que se inyecta al cable que forma la espira transmisora es una corriente continua que periódicamente se corta abruptamente. Este corte se realiza en la forma de una rampa lineal. Después del corte transcurre un intervalo de tiempo durante el cual no hay inyección de corriente. La corriente se activa nuevamente pero ahora con la polaridad inversa. Este ciclo se repite a una frecuencia preseleccionada. Cada intervalo de inyección o corte tiene una duración de $T/4$, donde T es el período de la forma de onda. El equipo TEM57 trabaja con tres frecuencias de repetición: 30, 7.5 y 3 Hz (figura 16a), denominadas como H (high), M (medium) y L (low), con períodos de 33, 133 y 333 ms, respectivamente.

Cada vez que se corta la corriente del transmisor se inducen corrientes eléctricas en el subsuelo. Con el tiempo, estas corrientes migran tanto en profundidad como lateralmente, mientras que su intensidad decae. A este fenómeno de migración y atenuación de la corriente se le ha llamado “anillos de humo” (Nabighian, 1979), dada su analogía con los anillos de humo que hace un fumador. Estas corrientes transitorias, a su vez, producen un campo magnético transitorio que se mide en la superficie. Puesto que la intensidad y geometría de la corriente inducida es función de la distribución de la resistividad en el subsuelo, el campo magnético medido nos da información sobre esta distribución de resistividades.

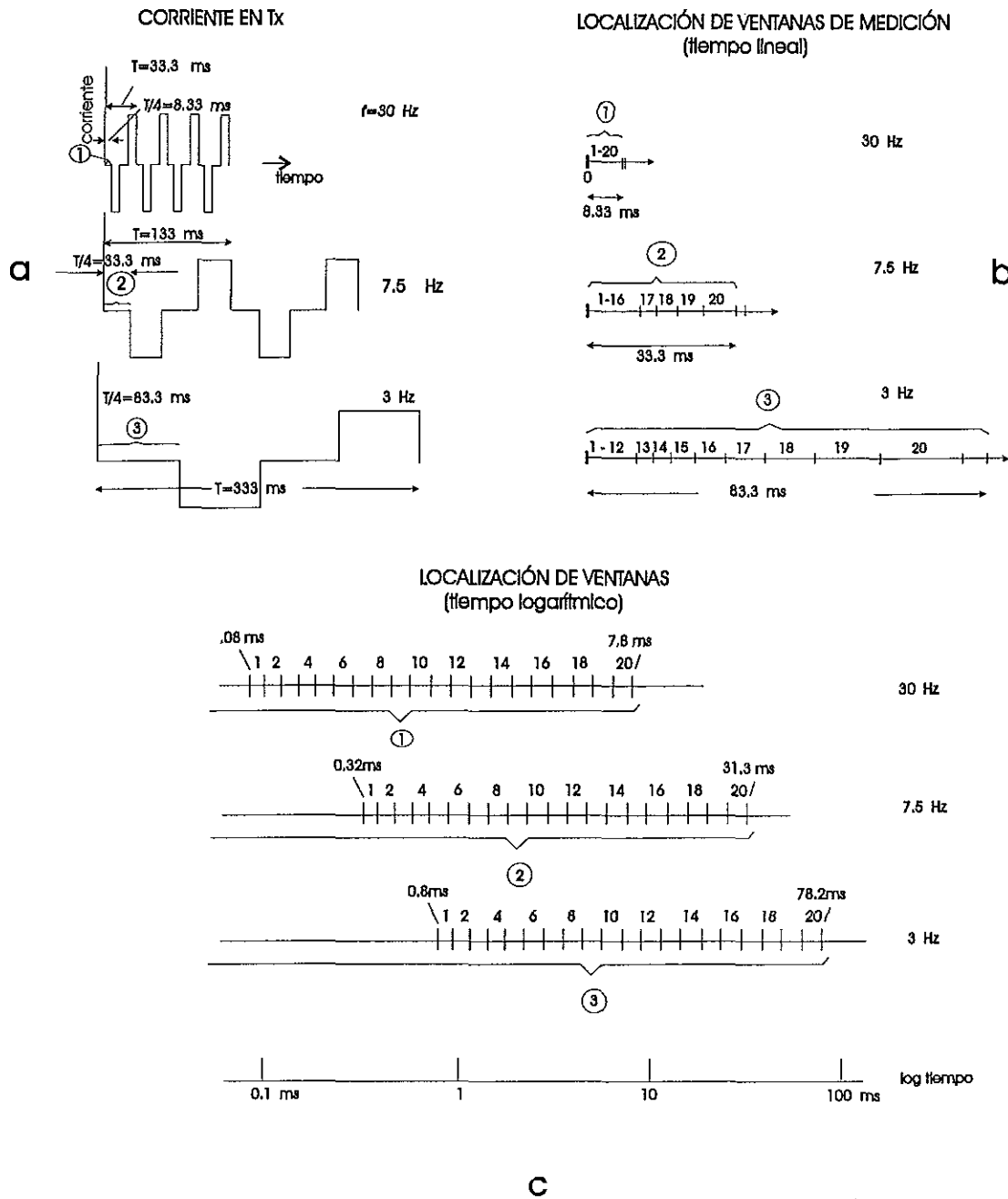


Figura 16. a) Corriente en la espira transmisora para las tres frecuencias de repetición (30, 7.5 y 3 Hz). b) Posición en tiempo lineal de las 20 ventanas de medición del voltaje para cada frecuencia de repetición. c) Posición en tiempo logarítmico de las 20 ventanas para cada frecuencia de repetición.

Sistema receptor. La derivada temporal de la componente vertical del campo magnético es proporcional al voltaje inducido en la bobina receptora horizontal. Las mediciones del voltaje se llevan a cabo sólo cuando no se está inyectando corriente, es decir, en un período completo, el voltaje es medido solamente en dos intervalos. Este procedimiento tiene la ventaja de que el campo magnético secundario se mide en ausencia de campo magnético primario. Debido a que la consola de control del Rx se encuentra ligada físicamente al Tx, el Rx no sólo establece los tiempos de medición sino que en realidad rige los intervalos de inyección de corriente.

Para cada frecuencia de repetición el voltaje se mide en 20 ventanas de tiempo. En escala lineal el ancho de las ventanas no es uniforme; el ancho más pequeño es el de la primera ventana y aumenta gradualmente hasta la vigésima ventana, que es la más ancha (figura 16b). En escala logarítmica el ancho de las ventanas es aproximadamente uniforme (figura 16c). Los lapsos sin inyección varían con la frecuencia de repetición (8.3, 33.3 y 83.3 ms para las frecuencias de 30, 7.5 y 3 Hz, respectivamente). Para cada frecuencia el lapso comprendido por las 20 ventanas cubre aproximadamente dos décadas de tiempo y puesto que entre dos frecuencias de repetición consecutivas existe un traslape de aproximadamente 1.5 décadas, el lapso total de las 60 ventanas cubre casi 3 décadas, desde 87 microsegundos (μs) hasta 70 milisegundos (ms).

La consola de control del Rx es una unidad computarizada que, además de controlar la sincronía entre el Rx y el Tx, permite a) definir la ganancia de amplificación del voltaje

de entrada, b) establecer el tiempo de apilamiento durante el cual los voltajes de decaimiento se suman con el fin de incrementar la relación señal a ruido, c) desplegar en tiempo real los voltajes de decaimiento actualizados en las 20 ventanas, d) desplegar en pantalla los voltajes de decaimiento apilados y las resistividades aparentes, tanto en forma gráfica como en una tabla de valores, e) realizar calibraciones internas del sistema, f) desplegar el ruido EM ambiental y g) grabar en memoria los valores del voltaje apilado. Además, ésta contiene un filtro de 60 Hz para eliminar el ruido EM de tipo cultural.

Arreglo Tx-Rx. En la actualidad existe una gran variedad de arreglos transmisor (Tx) – receptor (Rx) así como formas de corriente usadas en el Tx (figura 17). Las fuentes pueden ser bobinas, bipolos eléctricos aterrizados o espiras grandes no aterrizadas. Los campos observados pueden ser eléctricos o magnéticos, medidos con bobinas, dipolos eléctricos o espiras grandes. La geometría del arreglo puede hacerse fijando la fuente y moviendo el receptor, moviendo ambos a lo largo de un perfil o con respecto al centro del arreglo (Spies y Frischknecht, 1991). En este trabajo se utilizaron espiras de 300 x 150 m como fuentes y se midió la derivada con respecto al tiempo de la componente vertical del campo magnético en el centro de las espiras y fuera de ellas. Se utilizaron corrientes periódicas de tipo trapezoidal. Los arreglos y corriente usados en esta tesis se encuentran encerrados en marcos en la figura 17.

IV.2 Solución del problema directo

En general, existen tres conceptos importantes en la solución del problema directo en la práctica geofísica: la fuente, el modelo y el campo medido. Para nuestro caso, la

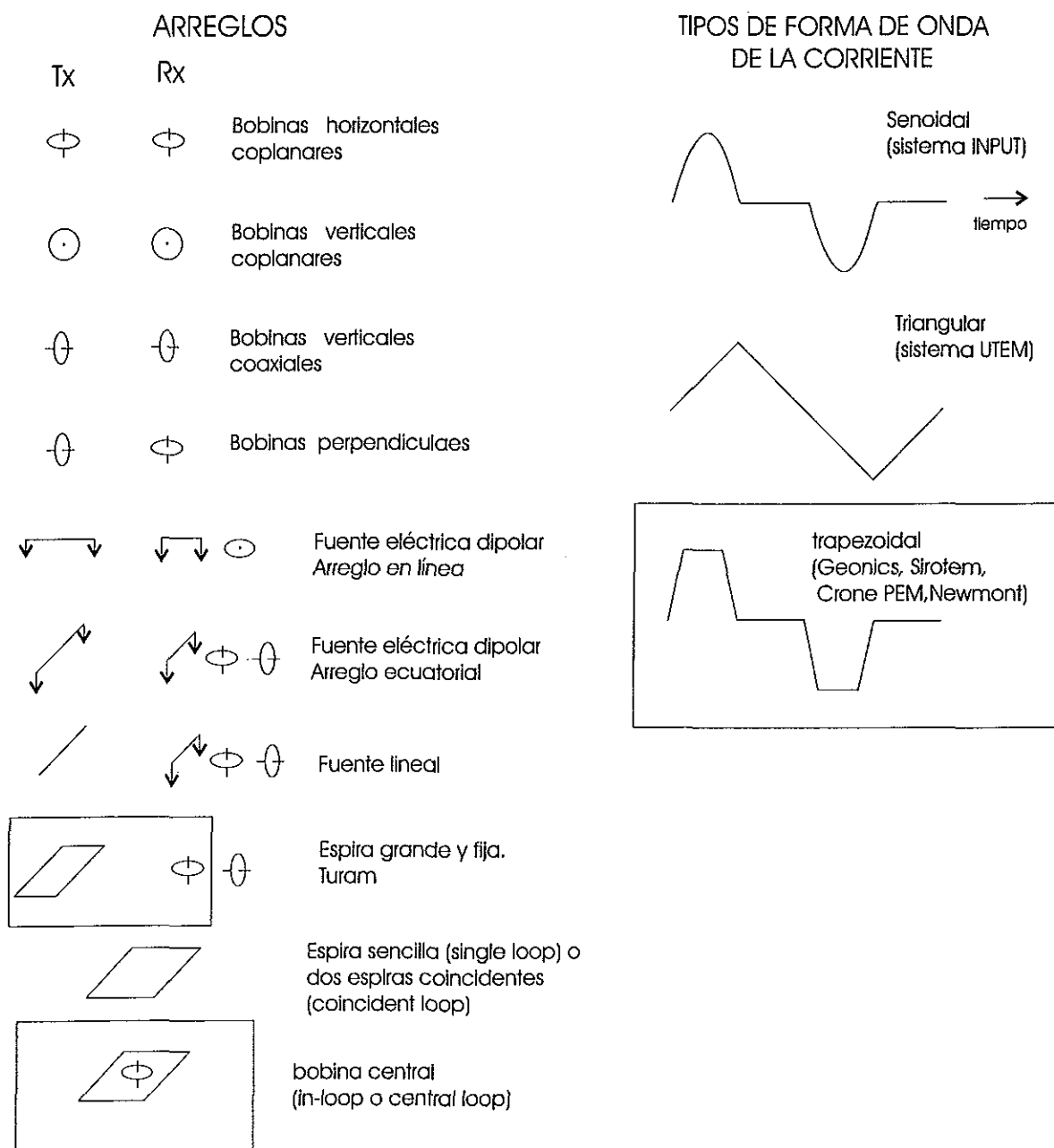


Figura 17. Diferentes tipos de arreglos transmisor (Tx) – receptor (Rx) empleados en sistemas electromagnéticos y distintas formas de onda de la corriente en sistemas transitorios (modificado de Spies y Frischknecht, 1991). Los empleados en esta tesis se encuentran enmarcados

fuerza consiste en una espira rectangular, cuadrada o circular por donde se hace circular corriente con una forma de onda trapezoidal periódica (figura 17). El modelo es un subsuelo de capas horizontales donde cada capa tiene una resistividad compleja de acuerdo con el modelo dispersivo Cole-Cole. El campo observado es el voltaje inducido en una bobina horizontal, el cual es proporcional a la derivada con respecto al tiempo de la componente vertical del campo magnético.

En la solución del problema directo se siguió el procedimiento propuesto por Anderson (1975 y 1979) y Fitterman y Anderson (1987), llamado aquí como el *método de convolución* porque dos de las integrales que aparecen en el proceso son resueltas numéricamente con la técnica de convolución. Para explicar el método primero supondremos una espira circular como transmisor y un receptor en el centro de la espira. El caso de una espira no-circular y un receptor fuera del centro es más conveniente describirlo como una modificación del problema más sencillo.

Espira circular

El método utilizado para el caso de una espira circular con receptor central se puede dividir en tres pasos: 1) cálculo de la componente vertical del campo magnético en el dominio de las frecuencias, 2) transformación de este campo a un voltaje transitorio y 3) incorporación de la corriente real del sistema de adquisición de datos.

Paso 1. Componente vertical del campo magnético en el dominio de las frecuencias. Esta componente está dada por la transformada de Hankel (Ryu *et al.*, 1970),

$$H_z(\omega) = \frac{Ia}{2} \int_0^{\infty} K(\lambda, \omega, \rho_{\omega_j}, e_j) J_1(\lambda a) d\lambda \quad (4)$$

donde a es el radio de la espira, I es la intensidad de la corriente continua en el transmisor antes del corte, λ es la variable de integración, ω es la frecuencia angular, K es el kernel de la integral y $J_1(\cdot)$ es la función Bessel de primer grado. El kernel K , además de depender de la variable de integración y de la frecuencia, también depende del modelo estratificado, es decir, de las resistividades dispersivas Cole-Cole (ρ_{ω_j} , $j = 1, \dots, N$) y espesores (e_j , $j = 1, \dots, N-1$) de cada capa, donde N es el número de capas. Este kernel está dado por,

$$K(\lambda, \omega, \rho_{\omega_j}, e_j) = \frac{2Y_0\lambda}{Y_0 + \hat{Y}_1} \quad (5)$$

donde $Y_0 = \lambda/(i\omega\mu_0)$ es la admitancia intrínseca del aire y $\hat{Y}_1$ es la admitancia superficial (Wait, 1962). Empezando desde la última capa, la admitancia superficial se calcula recursivamente con:

$$\hat{Y}_N = Y_N, \quad \hat{Y}_n = Y_n \frac{(\hat{Y}_{n+1} + Y_n) + (\hat{Y}_{n+1} - Y_n) \exp(-2u_n e_n)}{(\hat{Y}_{n+1} + Y_n) - (\hat{Y}_{n+1} - Y_n) \exp(-2u_n e_n)} \quad n = N-1, N-2, \dots, 1 \quad (6)$$

donde: $Y_n = \frac{u_n}{i\omega\mu_0}$, $u_n = (\lambda^2 + \gamma_n^2)^{1/2}$, $i = \sqrt{-1}$, con $\gamma_n = \sqrt{i\omega\mu_0/\rho_{\omega n}}$, que equivale

al número de onda o constante de propagación de la n-ésima capa.

Por medio de un cambio de variables, la transformada de Hankel (4) se puede expresar como una integral de convolución. Esta propiedad fue aprovechada para su evaluación numérica mediante una convolución empleando los filtros descritos por Anderson (1979).

Paso 2. Transformación al dominio del tiempo. El campo magnético calculado en el paso anterior es transformado al tiempo con una transformada inversa seno de Fourier operando sobre la parte imaginaria del campo,

$$\frac{\partial h_z^{off}(t)}{\partial t} = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \text{Im}[H_z(\omega)] \text{sen}(\omega t) d\omega \quad (7)$$

En esta expresión, $h_z^{off}(t)$ es la componente vertical del campo magnético en el dominio del tiempo producida por una corriente constante de duración infinita que es cortada en tiempo cero (figura 18a). Nuevamente, la integral (7) se puede transformar a una integral de convolución, la cual fué evaluada usando los coeficientes del filtro publicados por Anderson (1975).

El correspondiente voltaje inducido (v^{off}) en una bobina horizontal está dado por:

$$v^{off}(t) = -\mu_0 A_{RX} \frac{\partial h_z^{off}(t)}{\partial t}, \quad (8)$$

donde A_{RX} es el área efectiva de la bobina receptora ($A_{RX} = nA$, n es el número de vueltas de alambre en la bobina y A es el área transversal de la bobina) y μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío ($4\pi \times 10^{-7}$ henry/m).

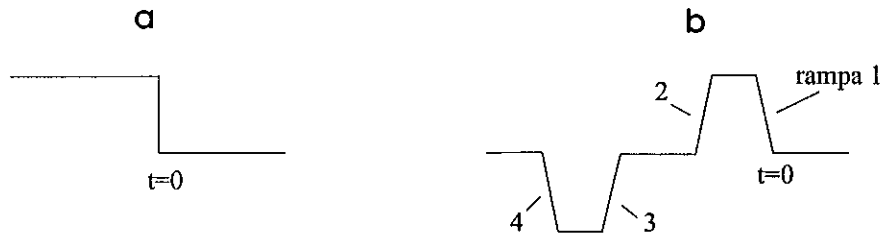


Figura 18. a) Escalón ideal de corriente, b) Corriente real del sistema TEM57.

Paso 3. Incorporación de la corriente real. El voltaje calculado en el paso anterior es una función ideal, producido por un escalón ideal de corriente (Figura 18a). La corriente real usada en el sistema TEM57 de la marca Geonics no es un escalón, sino una serie de pulsos trapezoidales periódicos (Figura 18b). El efecto de la corriente real sobre el voltaje ideal se puede expresar como

$$v(t) = P_{rampas} \{v^{off}(t)\} \quad (9)$$

donde $P_{rampas}\{\cdot\}$ es una notación abreviada de un operador integral de promediación (Fitterman y Anderson, 1987) que considera el efecto de las rampas lineales y de la periodicidad de la corriente real. A este proceso lo hemos llamado “corrección por rampas”. Para explicar la forma en que trabaja esta corrección, consideremos la corriente de la figura 18b y llamemos rampa 1 a la rampa descendente que termina en $t=0$ y rampas 2, 3, y 4 a las tres rampas anteriores. El ancho (t_r) de todas las rampas es constante. El voltaje con el sistema de adquisición TEM57 está dado por la suma de los efectos de todas las rampas anteriores al tiempo cero:

$$v(t) = \sum_{i=1}^{\infty} P_i \{v^{off}(t)\} \quad , \quad (10)$$

donde $P_i\{\cdot\}$ es un promedio normalizado de $v^{off}(t)$ en una ventana de tiempo t_r ,

$$P_i \{v^{off}(t)\} = \frac{1}{t_r} \int_{t_a}^{t_a+t_r} v^{off}(\tau) d\tau. \quad (11)$$

Puesto que en el ejemplo de la figura 18 únicamente se consideran cuatro rampas, la corrección por rampas resulta en,

$$v = \frac{1}{t_r} \left[\int_a^{a+t_r} v^{off}(\tau) d\tau - \int_b^{b+t_r} v^{off}(\tau) d\tau - \int_c^{c+t_r} v^{off}(\tau) d\tau + \int_d^{d+t_r} v^{off}(\tau) d\tau \right] \quad (12)$$

con $a=t$, $b=t+\frac{T}{4}-t_r$, $c=t+\frac{T}{2}$, $d=t+\frac{3T}{4}-t_r$, donde t_r es el ancho de cada rampa

y T es el periodo de la corriente. Estas integrales son evaluadas con el método de Simpson de 5 puntos (Scheid, 1972).

Cuando los datos de un sondeo no están afectados por PI, es costumbre presentarlos como una resistividad aparente tardía en función del tiempo, la cual se calcula directamente de los voltajes observados. La expresión usada es (Kaufman y Keller, 1983)

$$\rho_a = \frac{1}{\pi} \left[\left(\frac{mA_{RX}}{20v} \right)^2 \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^5 \right]^{1/3} \quad (13)$$

donde m es el momento de la espira $= \pi a^2 I$. Sin embargo, cuando los datos están afectados por polarización inducida esta expresión está indefinida debido a la presencia de voltajes negativos. Por este motivo, en esta tesis no se usará la expresión (13) y las respuestas observadas y calculadas se presentarán sólo como voltajes en función del tiempo.

Espira no circular

Hasta aquí se ha descrito el procedimiento de cálculo para el caso de una espira circular con receptor en el centro. En el caso de una espira no circular (cuadrada o rectangular) con receptor en el centro o fuera de él, el cálculo de la respuesta requiere de una operación adicional, el cual consiste en la integración del campo a lo largo del alambre que forma la espira.

Para el caso de una espira rectangular, la figura 19a muestra la geometría del sistema coordinado empleado y la posición del receptor. El campo $H_z(\omega)$ en un punto arbitrario de coordenadas (x, y) producido por una espira rectangular de dimensiones $2L_x$

por $2L_y$, es la suma de las contribuciones de los cuatro lados de la espira. Utilizando el principio de reciprocidad, se puede demostrar, de acuerdo con (Poddar,1982 y Flores, 1999), que

$$H_z(\omega) = H_z^A(\omega) + H_z^B(\omega) + H_z^C(\omega) + H_z^D(\omega) \quad (14)$$

donde, por ejemplo, el campo $H_z^A(\omega)$ del lado A de la espira rectangular es,

$$H_z^A(\omega) = \frac{(L_y - y)I}{4\pi} \int_{-L_x}^{L_x} \frac{1}{R_A} \left[\int_0^\infty K^{DMV}(\lambda, \omega, \rho_{\omega_j}, e_j) J_1(\lambda R_A) d\lambda \right] dx' \quad (15)$$

y

$$R_A = \left[(x - x')^2 + (y - L_y)^2 \right]^{1/2}$$

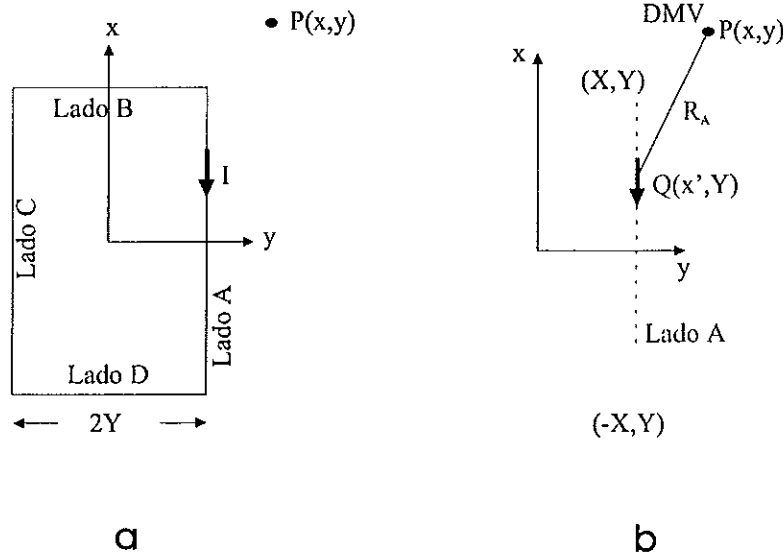


Figura 19. a) Geometría del sistema coordenado para una espira rectangular. b) Campo eléctrico horizontal en Q debido a un dipolo magnético vertical (DMV) en P .

Las contribuciones de los otros tres lados tienen expresiones similares. La integral con respecto a λ es una transformada de Hankel, donde el kernel de la transformada (K^{DMV}) corresponde al de un dipolo magnético vertical, el cual se calcula con las expresiones de la espira circular (5) y (6).

La integral con respecto a x' , un punto sobre el lado A de la espira (figura 19b), se puede calcular con el método de Gauss-Legendre. Si se abrevia la expresión (15) como

$$H_z^A(\omega) = c \int_{-L_x}^{L_x} f(x') dx' ,$$

con $c = (L_y - y)I/4\pi$ y $f(x')$ es todo el integrando, la integral usando el método Gauss-Legendre es aproximada por

$$H_z^A(\omega) \cong c \sum_{m=1}^M A_m f(x'_m) \quad (16)$$

donde A_m son coeficientes que se calculan a partir de un polinomio de Legendre y x'_m son las raíces del polinomio (Davis y Polonsky, 1972). Es importante hacer notar que en los casos de una espira no-circular o circular con el receptor fuera del centro, el tiempo de cómputo aumenta considerablemente comparados con el caso de una espira circular con receptor central. Esto se debe a que en cada evaluación de $f(x'_m)$ en (16) es necesario resolver la Transformada de Hankel debido a que en el argumento de la función de Bessel en (15), la distancia R_A depende de x' .

Una alternativa que ahorra tiempo de ejecución fue propuesta por Stoyer (1990) quien, basado en las propiedades asintóticas de un bipolo de corriente en sus etapas temprana y tardía, propuso aproximar el bipolo con uno o más dipolos equivalentes. Estos dipolos se encuentran localizados sobre el bipolo pero ya no en una posición central. Para una espira cuadrada o rectangular, cada lado de la espira es aproximado con uno o más dipolos equivalentes. Más detalles sobre la implementación y exactitud de la integración Gauss-Legendre y la aproximación a un dipolo equivalente se encuentran en Flores (2000).

El programa en FORTRAN77, cuyo diagrama de flujo se muestra en la figura 20, tiene varios procesos numéricos adicionales dirigidos a optimizar el tiempo de ejecución. Este es un aspecto importante pues el programa que realiza la inversión de datos usa el cálculo del problema directo decenas de veces. En un sondeo TDEM convencional que use las tres frecuencias de repetición se miden los voltajes en 60 tiempos (20 tiempos para cada frecuencia). Calcular en forma directa, los 60 voltajes siguiendo los tres pasos descritos arriba, es muy tardado. Para hacer más eficiente el programa, sólo se calculan en forma directa cuatro voltajes en tiempos extremos (dos muy cortos, 55 y 60.8 μ s y dos muy largos, 96 y 106 ms). Durante este proceso se crea y se guarda el arreglo ordenado de valores de $\text{Im}(H_z(\omega))$ en función de la frecuencia. Los voltajes en 30 tiempos comprendidos desde 86.7 μ s hasta 70.3 ms (el intervalo cubierto por el equipo de adquisición) no son calculados en forma directa, sino interpolados con polinomios (splines) cúbicos a partir del arreglo $\text{Im}(H_z(\omega))$. Los voltajes v^{off} en los 60 tiempos también son

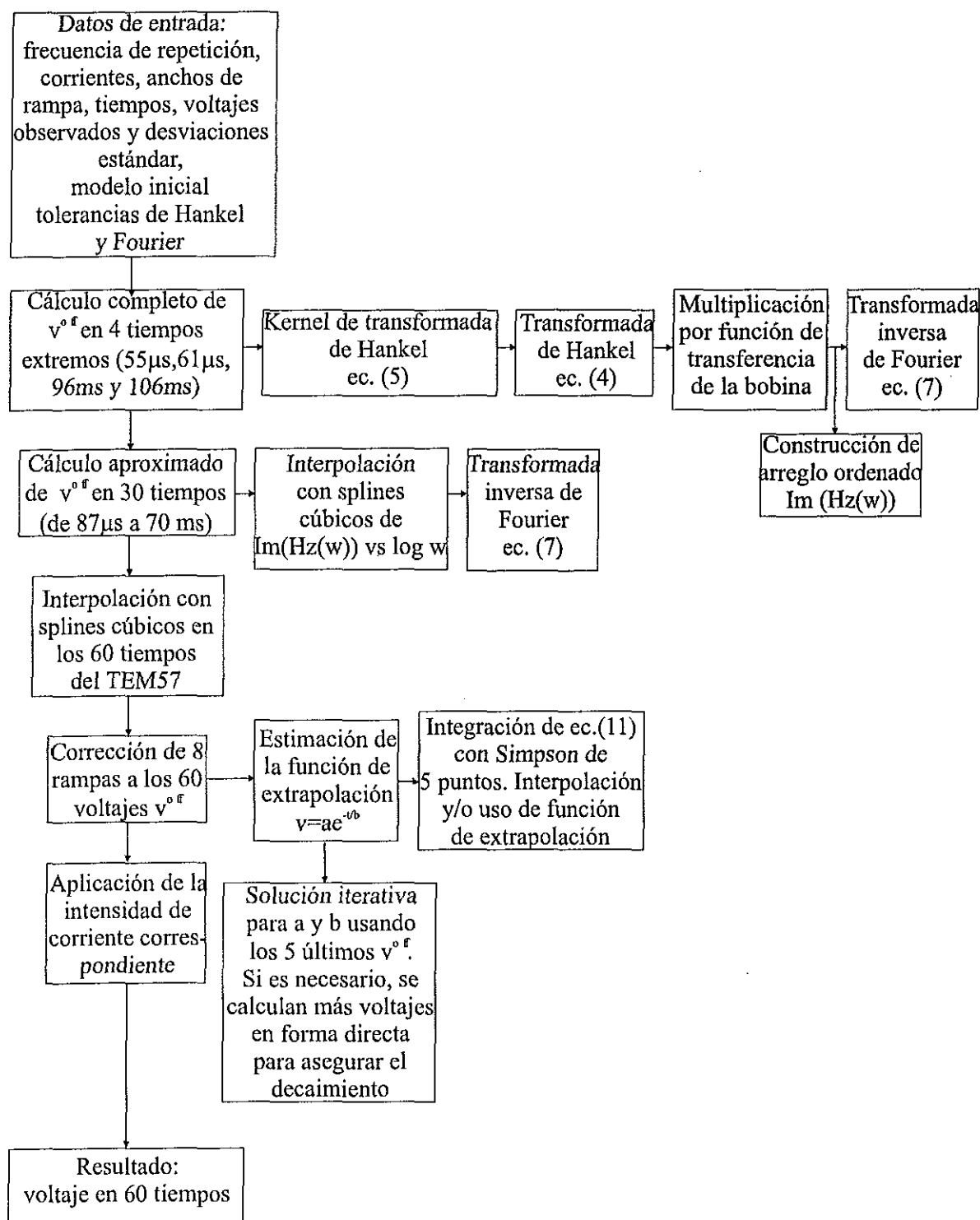


Figura 20. Diagrama de flujo de la solución del problema directo. Los números entre paréntesis corresponden a los números de las ecuaciones usadas.

estimados con splines cúbicos a partir de los 34 voltajes previamente calculados. Estas dos interpolaciones reducen el tiempo de cómputo por lo menos en un factor de 10.

La corrección por rampas, expresada en la ecuación (12) requiere conocer de antemano muchos voltajes que no han sido calculados dentro del intervalo $86.7 \mu s - 70.3 ms$ y fuera de él. Determinarlos directamente incrementaría sustancialmente el tiempo de ejecución (probablemente por un factor mayor a 100), además de que, para tiempos mayores de 70 ms, la exactitud de los voltajes se deteriora considerablemente. Los voltajes requeridos en el intervalo de tiempo $86.7 \mu s - 70.3 ms$ son estimados por medio de interpolación con splines. Para estimar los voltajes en tiempos mayores a 70.3 ms se hace la suposición de que ellos decaen en forma exponencial como $v^{off} = a e^{-t/b}$. Las constantes a y b se estiman a partir de los voltajes calculados en los últimos cinco tiempos utilizando mínimos cuadrados. La solución no-lineal de las ecuaciones resultantes se resuelve en forma iterativa. A través de varios criterios se asegura que el voltaje no se encuentre en la etapa de cambio de polaridad, sino en la etapa de decaimiento. Si ésto no ocurre, se calculan voltajes adicionales en tiempos aún mayores utilizando la forma directa.

Adicionalmente, en la solución del problema directo se incluye una corrección asociada al hecho de que la función de transferencia de la bobina receptora es de banda limitada. Esta corrección es aplicada multiplicando la función de transferencia de la bobina receptora por $H_z(\omega)$. Omitir esta corrección afecta principalmente a los voltajes de tiempos cortos. La función de transferencia de la bobina receptora es

$$C(f) = \frac{(1-x^2)-1.86xi}{(1-x^2)^2 + (1.86x)^2} \quad , \quad (17)$$

donde $x = f/f_0$, f es la frecuencia y f_0 es 29000 Hz.

Respuestas de un semiespacio homogéneo

En la figura 21 se presentan varias respuestas de voltaje correspondientes a un semiespacio homogéneo, calculadas con el procedimiento descrito arriba y para el caso del receptor en el centro de una espira circular. Fueron calculadas en el intervalo de tiempos cubierto por el sistema de adquisición TEM57, desde 87 μ s hasta 70 ms. Como referencia, la figura 21.a incluye el voltaje de decaimiento de un semiespacio no polarizable (sin PI) de resistividad variable (1, 10, 100 y 1000 $\Omega \cdot m$). Nótese que en ausencia de PI todos los voltajes son positivos y que las respuestas son de menor intensidad al aumentar la resistividad del medio.

Las respuestas de la figura 21.b ilustran los efectos de un medio polarizable. En cada panel se varía uno de los parámetros de un modelo Cole-Cole arbitrario, definido por [500, .4, 1×10^{-2} , .5] (de aquí en adelante se adoptará la notación $[\rho_{DC}, m, \tau, c]$ al definir un modelo Cole-Cole). En las gráficas se presenta el logaritmo de la magnitud de los voltajes, tanto positivos como negativos, los primeros se representan con línea continua

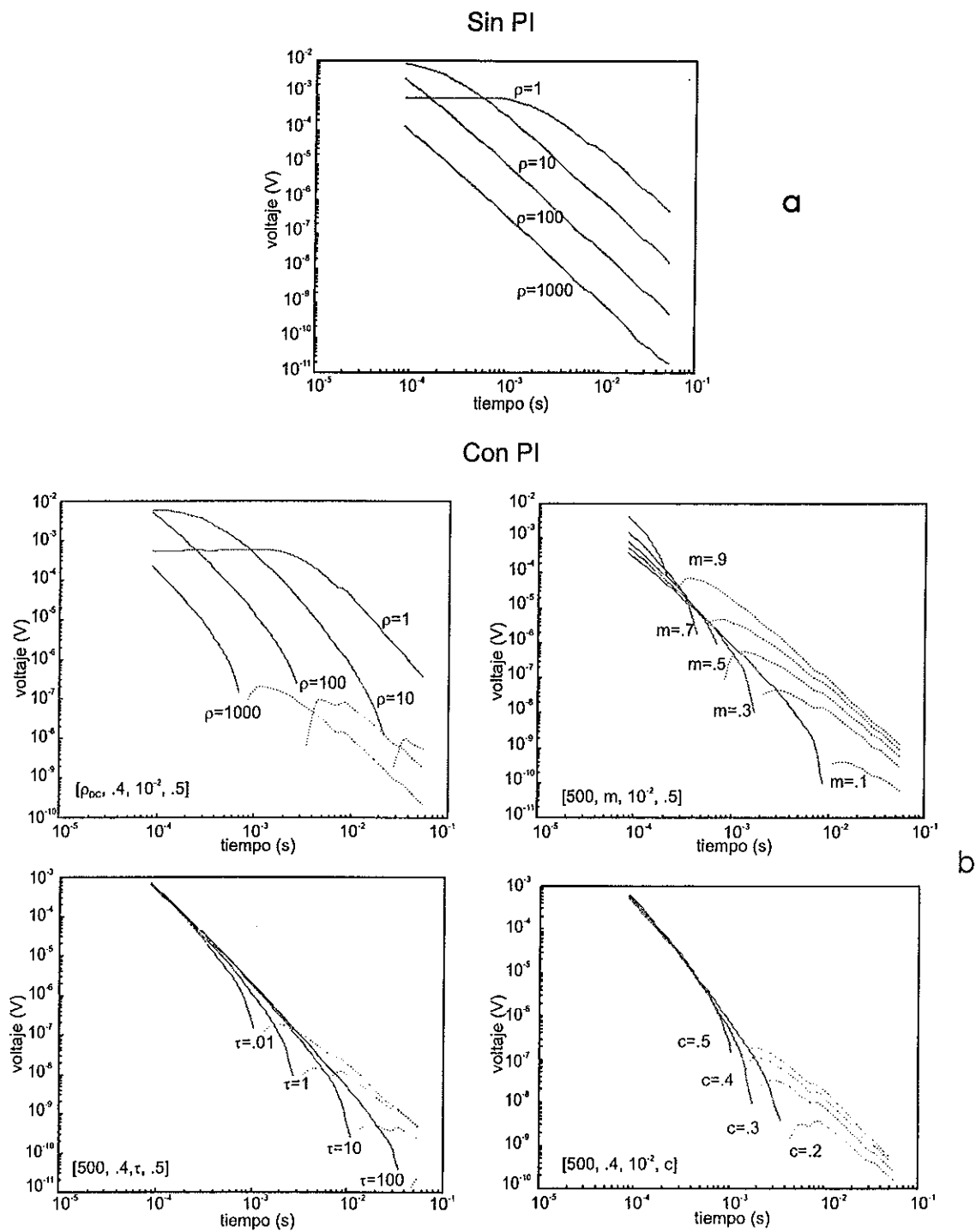


Figura 21. a) Voltajes de bobina central sobre un semiespacio homogéneo no-polarizable para diferentes resistividades. b) Voltajes sobre un semiespacio polarizable. En cada marco se varía un solo parámetro, de un modelo Cole – Cole. Los voltajes negativos se indican con líneas punteadas.

mientras que los segundos con línea punteada. La característica más importante de las curvas de voltaje es el cambio de polaridad que ocurre en tiempos intermedios y largos. El cambio de signo en los voltajes es la principal evidencia de la presencia de un medio polarizable en el subsuelo. Se ha demostrado (Weidelt, 1982; Smith y West, 1988) que para que exista un cambio de polaridad en el arreglo de bobina central es necesario que al menos alguna región del subsuelo sea polarizable. Como se verá más adelante, todos los sondeos en El Arco presentan cambio de polaridad

La figura 22 muestra el tiempo donde el voltaje cambia de signo en función de la variación de cada uno de los parámetros del modelo de referencia $[500, .4, 10^{-2}, .5]$. Para calcular cada una de estas curvas, digamos la de cargabilidad, se mantuvieron fijos los otros tres parámetros y se calculó el tiempo de cambio de signo haciendo variar m desde 0.1 hasta 1.0 . Esta gráfica concuerda con una similar presentada por Flis *et al.* (1989). El aumento de la resistividad y de la cargabilidad hacen que el cambio de polaridad se presente cada vez a tiempos más tempranos. En contraste, el aumento de la constante de tiempo produce una migración del cambio de signo hacia los tiempos más largos. El comportamiento con la variación del exponente c es diferente; la función tiene un mínimo cuando c es igual a 0.5 .

La forma de las curvas de voltaje de un subsuelo polarizable de la figura 21.b son el resultado de una interacción complicada entre la corriente EM inducida en el subsuelo polarizable (llamada corriente inductiva fundamental por Smith y West, 1988) y la

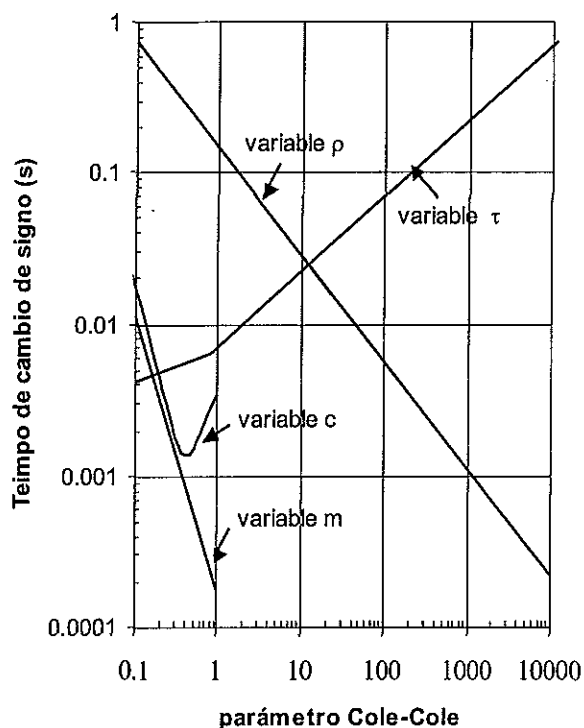


Figura 22. Variación del tiempo del cambio de polaridad del voltaje en función de cada uno de los parámetros Cole-Cole. Cada gráfica fue calculada variando un solo parámetro del modelo [500, 0.4, 10^{-2} , 0.5].

corriente de polarización. No es posible hacer un análisis separado de la corriente inductiva fundamental y de la corriente de polarización pues ninguna de ellas existe sin la presencia de la otra. Cabe hacer notar que la corriente inductiva fundamental es diferente a la corriente intrínseca, que es la que existe cuando el medio no es polarizable. La Figura 23 muestra la interpretación física de esta interacción entre corrientes en un pequeño volumen de poro saturado con un electrolito que se encuentra obstaculizado por un grano de sulfuro y un grano de arcilla. Este esquema está basado en Flis et al. (1989), modificado con los comentarios de Smith (1989).

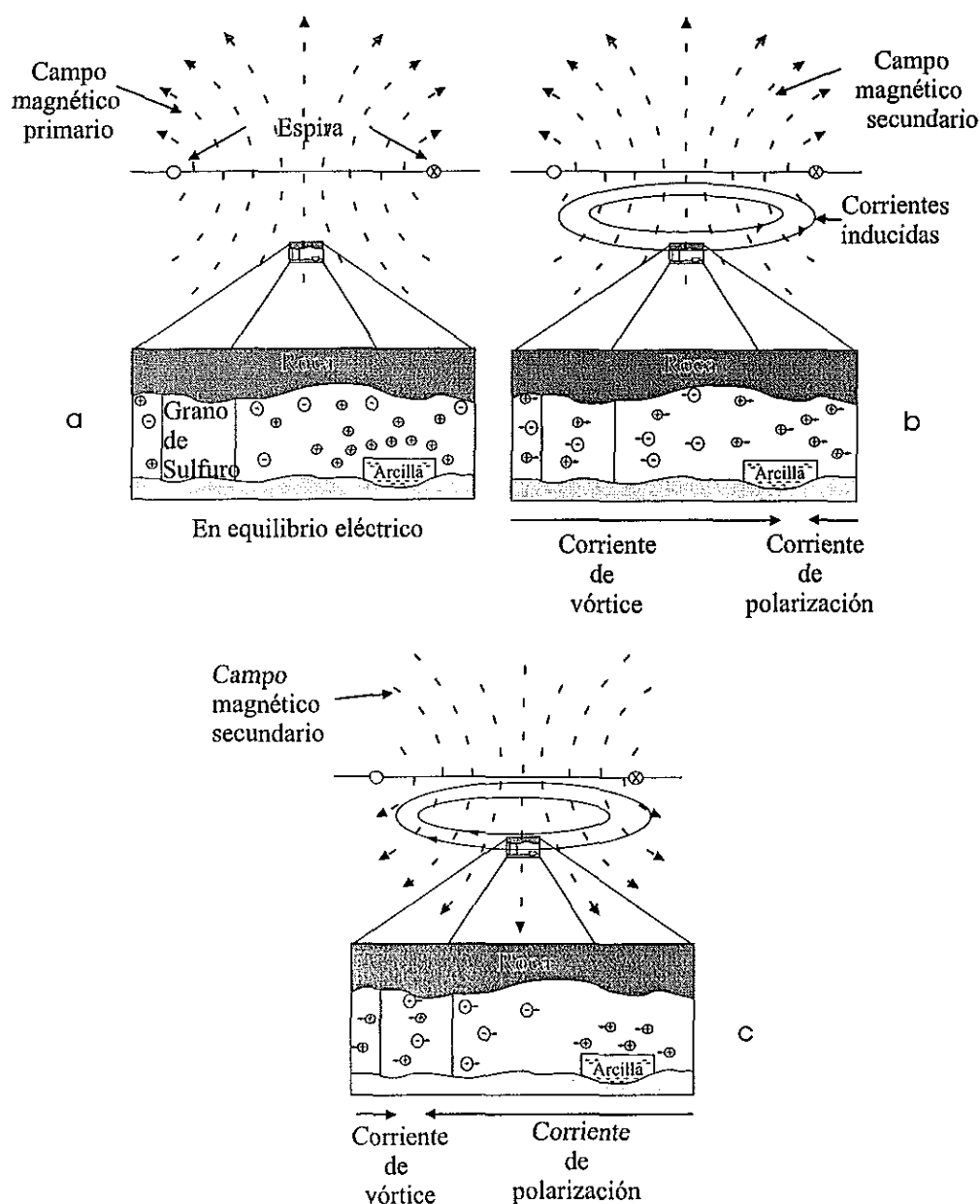


Figura 23. Esquema de la interacción entre las corrientes de vórtice y de polarización en un poro con un electrolito y partículas de sulfuro y arcilla. a) Antes del apagado de la corriente constante en la espira transmisora. Presencia de un campo magnético primario y ausencia de corriente en el subsuelo. b) Un tiempo corto después del apagado de la corriente. Inducción de corriente en el subsuelo producidas por el colapso del campo magnético primario. Generación de un campo magnético secundario. c) Tiempos tardíos. La corriente de polarización es más intensa que la corriente inducida. (modificada de Flis et al., 1989).

Cuando la corriente continua está circulando por la espira transmisora (figura 23.a), en la vecindad de la espira existe un campo magnético primario, no hay corriente en el subsuelo y, por lo tanto, los iones en el electrolito se encuentran en equilibrio eléctrico con el grano mineral y la partícula de arcilla cargada negativamente. Un tiempo corto después de que se corta la corriente en la espira (figura 23.b), en el subsuelo fluyen la corriente inductiva fundamental o corriente de vórtice, como respuesta inductiva del colapso del campo magnético primario. La oposición a esta corriente asociada con el material polarizable puede representarse por la corriente de polarización, que fluye en sentido opuesto a la de vórtice. Puesto que la corriente de vórtice decae continuamente con el tiempo, llega un momento en que la derivada de la corriente total cambia de signo. Es en este instante cuando se observa el cambio de polaridad en el voltaje en superficie. En tiempos mayores (figura 23.c), la corriente de polarización es mayor que la de vórtice, lo que ocasiona que se midan los voltajes negativos. Finalmente, puesto que también la corriente de polarización continuamente ha estado decayendo, se regresa al estado de equilibrio original y los voltajes en superficie decaen a cero.

La comparación de dos respuestas de voltaje de un semiespacio no polarizable (sin PI) y uno polarizable (con PI), ambos con la misma resistividad, se muestran en la figura 24. En tiempos cortos los voltajes “con PI” son mayores que los de “sin PI”. Este rasgo ha sido objeto de controversia (Flis *et al.*, 1989; Smith, 1989a; Flis y Newman 1989; Smith, 1989b). Según Flis *et al.*, (1989) y Flis y Newman (1989) este comportamiento se explica por el hecho de que las corrientes de vórtice y de polarización fluyen en el mismo sentido

en tiempos cortos. Este concepto fue rebatido por Smith (1989a y 1989b) quien, basado en análisis matemáticos previos (Smith y West, 1988; Smith et al, 1988), demostró que la corriente de polarización siempre se opone a la de vórtice. Asimismo, estos autores explican la mayor intensidad de los voltajes del medio polarizable (con PI) en tiempos cortos, como el resultado de un decaimiento más rápido de la corriente total (corriente inductiva fundamental más corriente de polarización) en comparación con el decaimiento de la corriente intrínseca (sin PI). En el esquema físico de la Figura 23 se ha adoptado la interpretación de Smith, ya que sus argumentos son más convincentes que los de Flis.

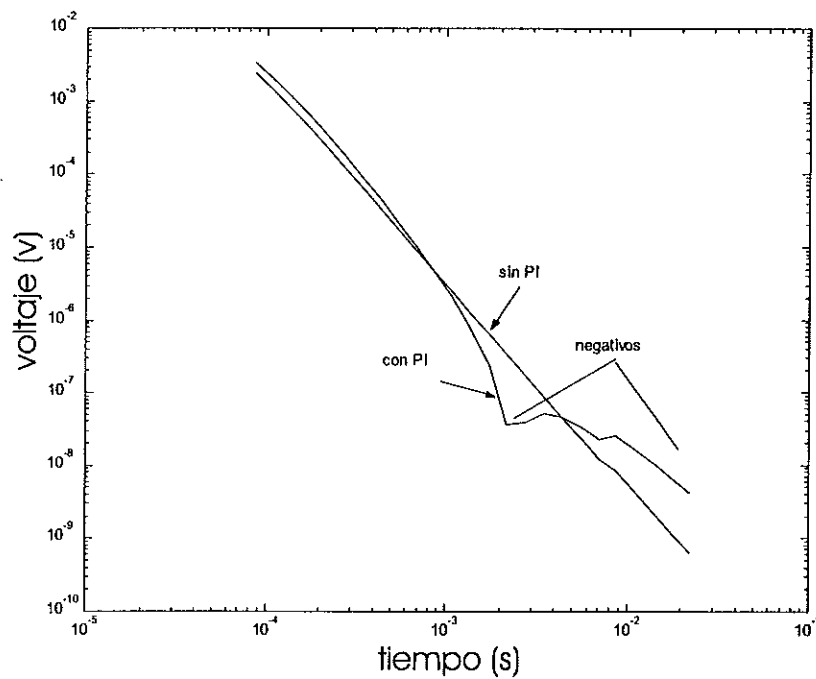


Figura 24. Comparación de voltajes de bobina central entre un semiespacio de resistividad $300 \Omega \cdot m$ (sin PI) y el semiespacio polarizable $[300, 0.5, 10^{-2}, 0.4]$ (con PI).

IV.3 El método de inversión linealizada

Para estimar los parámetros de cada capa de los modelos estratificados a partir de los voltajes observados se usó un método de inversión linealizada de mínimos cuadrados (Jupp y Vozoff, 1975), el cual ha sido aplicado en otros campos de la geofísica (por ejemplo, Jupp y Vozoff, 1977; Gómez-Treviño y Edwards, 1983). En esta sección sólo se presentan las expresiones más relevantes.

En este método los parámetros son estimados en forma iterativa, partiendo de un modelo inicial. La actualización del modelo se relaciona con el modelo anterior con la expresión

$$\mathbf{p}^{k+1} = \mathbf{p}^k + [\mathbf{J}^T \mathbf{J}]^{-1} \mathbf{J}^T \boldsymbol{\varepsilon} \quad (18)$$

donde $\mathbf{p} = (p_1, p_2, \dots, p_N)^T$ es el vector que contiene los N parámetros (los parámetros del modelo Cole-Cole y los espesores de cada capa), k es el índice que define la iteración, $\boldsymbol{\varepsilon} = (\varepsilon_1, \varepsilon_2, \dots, \varepsilon_M)^T$ es el vector de residuales, $\boldsymbol{\varepsilon} = \mathbf{d} - \mathbf{y}^k$, $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_M)^T$ es el vector que contiene los M datos (los voltajes observados en la bobina receptora), $\mathbf{y}^k = (y_1^k, \dots, y_M^k)$ es el vector que contiene la respuesta calculada del modelo estimado en la k ésima iteración (los M voltajes calculados con la solución al problema directo, descrito en la sección anterior). $\mathbf{J}$ es una matriz de $M \times N$, llamada matriz de derivadas, Jacobianos o de sensibilidad, que contiene las derivadas de los datos calculadas con respecto a los parámetros, es decir, cada elemento de la matriz está dada por

$$J_{ij} = \frac{\partial y_i^k}{\partial p_j} \quad (19)$$

Los elementos de esta matriz son calculados en forma analítica siguiendo un procedimiento similar al propuesto por Constable *et al.* (1987).

El método de inversión, expresado en forma compacta con la ecuación matricial (18), es producto de una linealización del problema no-lineal y de la minimización del error cuadrático medio. La linealización es efectuada por medio de la expansión en serie de Taylor del funcional $\mathbf{y}(\mathbf{p})$ alrededor de un modelo inicial $\mathbf{p}^0$ y de menospreciar los términos de segundo orden y mayores en la serie de Taylor. Esta linealización ocasiona que el algoritmo de inversión sea iterativo, es decir, que empezando con un modelo inicial propuesto por el intérprete, el modelo se mejore paulatinamente en una serie de iteraciones. El criterio de mínimos cuadrados es utilizado para hacer que la respuesta del modelo estimado se parezca a la respuesta observada. Lo que se minimiza es la suma cuadrática de los residuales ponderados, dada por

$$E(p^k) = \sum_{i=1}^M \left(\frac{d_i - y_i^k}{\sigma_i} \right)^2$$

donde σ_i es la desviación standard del *iésimo* voltaje observado.

La solución al problema inverso expresada por (18) es inestable en el sentido de que pequeñas variaciones en los datos pueden producir grandes cambios en la solución. Para

que el inverso de $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ exista, su determinante debe de ser diferente de cero, es decir, la matriz debe de ser no singular. Hay tres factores que pueden hacer que la matriz sea casi singular:

- a) Que dos renglones de $\mathbf{J}$ casi iguales; en nuestro caso ésta se presenta cuando los voltajes observados están en tiempos muy cercanos uno del otro (información redundante).
- b) Que una o varias columnas de $\mathbf{J}$ sean cercanas a cero. Esto ocurre cuando los voltajes son poco sensibles a un parámetro (parámetros no importantes o irrelevantes).
- c) Cuando una columna de $\mathbf{J}$ es múltiplo de otra columna. Esto se presenta cuando algún parámetro no se puede resolver independientemente, sino sólo en combinación con otro parámetro. Este problema es común en el caso de capas delgadas.

Para estabilizar la inversión se utilizan métodos de regularización. En nuestro caso se usó el método de Descomposición en Valores Singulares (DVS), que consiste en descomponer $\mathbf{J}$ como el producto de tres matrices (Wiggins, 1972; Jackson, 1972; Jupp y Vozoff, 1975),

$$\mathbf{J} = \mathbf{U} \mathbf{S} \mathbf{V}^T \quad (20)$$

donde $\mathbf{U}$ es la matriz de eigendatos de dimensiones $M \times N$, $\mathbf{S}$ es una matriz diagonal de $N \times N$, siendo sus elementos s_j las raíces cuadradas de los eigenvalores de $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ y $\mathbf{V}$ es una matriz de $N \times N$ llamada matriz de eigenparámetros.

La expresión análoga a (18), pero ahora regularizada, es

$$\mathbf{p}^{k+1} = \mathbf{p}^k + V S' U^T \boldsymbol{\varepsilon} \quad (21)$$

donde $s'_j = 1/s_j$.

Antes de realizar la inversión, cada elemento J_{ij} de la matriz de derivadas es redefinido al multiplicarlo por p_j y dividirlo entre σ_i . La multiplicación por p_j tiene el objeto de transformar el parámetro al espacio logarítmico y de (19) se tiene

$$p_j \frac{\partial y_i^k}{\partial p_j} = \frac{\partial y_i^k}{\frac{\partial p_j}{p_j}} = \frac{\partial y_i^k}{\partial \ln(p_j)}$$

Esta transformación logarítmica es útil en la inversión pues evita que resulten parámetros negativos y además facilita la visualización de los problemas de equivalencia (Edwards *et al.*, 1981). La división entre σ_i , la desviación standard del i ésimo dato, tiene la finalidad de ponderar cada elemento de $\mathbf{J}$ de acuerdo con la incertidumbre del dato correspondiente, es decir, disminuir la importancia de los elementos asociados con malos datos.

IV.4 Análisis de resolución de los parámetros

En el proceso de inversión de datos no sólo es importante encontrar un modelo cuya respuesta reproduzca las observaciones, también es relevante estimar el grado de resolución de los diferentes parámetros del modelo encontrado. En este trabajo la evaluación del modelo se lleva a cabo con dos procedimientos. Primero, se usa la técnica propuesta por Edwards *et al.*, (1981) para estimar cuales parámetros del modelo o combinación de

parámetros están bien resueltos y cuales no. Segundo, los errores o incertidumbres en los parámetros son estimados con el método propuesto por Raiche *et al.* (1985). Ambas técnicas están basadas en la descomposición en valores singulares de la matriz de derivadas.

Consideremos un modelo estratificado que ajusta adecuadamente los voltajes observados. Empleando una linealización, los cambios esperados en los datos calculados δy_i producidos por pequeñas variaciones δp_j en los parámetros, está dada por

$$\delta y_i = \sum_{j=1}^N J_{ij} \delta p_j \quad , \quad i=1, M$$

o en notación matricial por $\delta \mathbf{y} = \mathbf{J} \delta \mathbf{p}$.

Empleando la descomposición en valores singulares de la matriz $\mathbf{J} = \mathbf{U} \mathbf{S} \mathbf{V}^T$, Edwards *et al.* (1981) demostraron que si los coeficientes de la matriz de sensibilidad son normalizados dividiéndolos entre los errores en los datos σ_i , entonces los errores en los eigenparámetros, definidos por

$$\delta \mathbf{p}^* = \mathbf{V}^T \delta \mathbf{p} \quad (22)$$

son $1/s_{jj}$, el recíproco del correspondiente eigenvalor.

Raiche *et al.* (1985) estiman los errores o incertidumbres en los parámetros con,

$$p_j^\pm = p_j \exp(\pm B_j \beta) \quad , \quad (23)$$

con

$$B_j = \sqrt{\sum_{k=1}^N \left(\frac{V_{jk}}{s_k} \right)^2} \quad , \quad (24)$$

y

$$\beta = \sqrt{\frac{1}{M-N} \sum_{i=1}^M \left[\ln \left(\frac{d_i}{y_i} \right) \right]^2} \quad , \quad (25)$$

donde $p_j^\pm$ indica los límites superior e inferior de un nivel de confianza del 68% (+/- una desviación standard) para el parámetro p_j . V_{jk} son los coeficientes de la matriz de eigenparámetros $\mathbf{V}$, s_k son los eigenvalores, d_i son los voltajes observados y y_i son los voltajes producidos por el modelo estratificado. La expresión (25) para β es una versión logarítmica del error rms de ajuste entre respuesta observada y calculada. La exponencial en (23) toma en cuenta la definición logarítmica de los parámetros (descrita en la sección anterior) y el error de ajuste β .

La expresión (23) para estimar los errores, desviaciones estándar o incertidumbres en los parámetros toma en cuenta los diferentes factores que contribuyen a la confiabilidad de un modelo. Estos son: a) la estadística de los datos a través del número de datos y de la normalización de la matriz de sensibilidad con los errores de los datos σ_i , b) la física del problema y la sensibilidad de las mediciones respecto a los parámetros del modelo a través de la matriz de sensibilidad y c) la calidad del ajuste a través de la expresión (25).

En este trabajo la expresión (25) de Raiche *et al.* (1985) fue ligeramente modificada. Para explicar esta modificación consideremos el caso de un voltaje observado

que tiene una desviación estándar de 10% y que la diferencia entre el respectivo voltaje calculado y el observado, es decir, el residual, es de 3%. En este caso, el residual es menor que la incertidumbre del dato y utilizarlo en (23) podría dar la falsa impresión de que el modelo está bien resuelto, aún cuando la incertidumbre de los datos es grande. Para evitar esta falsa impresión, cuando esto ocurre se hace $d_i - y_i = \sigma_i$, lo cual evita la subestimación de β . A esta modificación la denominamos “corrección por sobreajuste”.

IV.5 El método VLF.

Dado que se realizó un perfil de VLF sobre el yacimiento de El Arco, se hace una breve revisión de este método. El nombre del método proviene de las iniciales de Very Low Frequency. Este método trabaja con señales electromagnéticas transmitidas por potentes antenas militares a distintas frecuencias cercanas a 20 KHz las que, desde el punto de vista de las radiocomunicaciones, son frecuencias bajas, pero que en el campo de la geofísica son relativamente altas.

La onda generada en la antena transmisora se propaga hasta llegar al receptor del equipo de campo a través de varias trayectorias (McNeil y Labson, 1991). Desde el punto de vista geofísico la onda electromagnética se puede considerar como una onda plana incidiendo en forma oblicua sobre la superficie de la Tierra. Una parte de la onda se refleja y la otra se transmite al subsuelo en forma vertical. Sobre un semiespacio homogéneo o estratificado horizontalmente existen tres componentes del campo: a) la componente

horizontal del campo magnético perpendicular a la línea que une el transmisor con el receptor, b) la componente horizontal del campo eléctrico colineal con esta línea y c) la componente vertical del campo eléctrico en el aire. Sobre un medio homogéneo o de capas la componente vertical del campo magnético es cero. La presencia de contrastes laterales de resistividad en el subsuelo ocasiona que la componente vertical de este campo no sea nula, por lo que la existencia del campo magnético vertical se usa como diagnóstico de variaciones laterales de la resistividad.

El equipo utilizado (EDA Omni Plus) en el levantamiento de El Arco está compuesto de una unidad computarizada que procesa las tres componentes totales del campo magnético (H_x^T, H_y^T, H_z^T) medidas con tres bobinas ortogonales montadas en un marco rígido en la espalda del operador y las dos componentes horizontales totales del campo eléctrico (E_x^T, E_y^T), medidas con tres electrodos de potencial en los extremos de una “L” formada por un par de dipolos ortogonales. En estas componentes la dirección del eje x es la dirección de visado del operador (la dirección del perfil). A partir de las componentes x y y de estos campos, el instrumento automáticamente obtiene las componentes horizontales H_h^T y E_h^T . La componente H_h^T es usada como referencia de fase de H_z^T .

El equipo tiene la opción de sintonizarse sucesivamente hasta con tres diferentes antenas transmisoras. Para cada antena transmisora y en cada punto del terreno el instrumento proporciona siete diferentes respuestas, de las cuales las más diagnósticas de la resistividad del subsuelo son la inclinación (tilt) y la resistividad aparente. La inclinación es

el ángulo, respecto a la horizontal, del eje mayor de la elipse de polarización formada por la relación H_z^T/H_h^T .

Una restricción importante del método VLF es su escasa profundidad de investigación debido a la fuerte atenuación de la onda electromagnética de alta frecuencia al propagarse en un medio conductor. Para una onda plana esta atenuación puede estimarse con la profundidad nominal de investigación (skin depth), que es la profundidad a la cual la amplitud de la onda se reduce a un 37% respecto a su amplitud en la superficie. La profundidad nominal de investigación (PNI) está dada por $\delta \cong 500 \sqrt{\rho/f}$ (en metros). Si consideramos la frecuencia de 2×10^4 Hz y un semiespacio de $100 \Omega \cdot \text{m}$, la PNI es de tan solo 35 m, es decir, la porción del subsuelo que estaría contribuyendo a la respuesta de VLF estaría comprendida entre la superficie y 35 m de profundidad. Para medios más conductores la profundidad de investigación es aún más somera. En el caso de El Arco se estimó que la PNI es de 25 m.

V. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS

En este capítulo se presentan y discuten la inversión y la interpretación de los sondeos TDEM. Primero se hace una descripción de la ubicación de los sondeos, de los parámetros logísticos del levantamiento y de la calidad de los datos. En la siguiente sección se discuten los resultados de las inversiones utilizando modelos homogéneos y de dos capas, para finalizar con un análisis de cómo estos modelos se correlacionan con las concentraciones de mineral.

V.1 Los datos

En total se realizaron 79 sondeos TDEM, se usaron para ello 14 espiras transmisoras. La ubicación de estas espiras y de los sondeos está indicada en la figura 25. Para facilitar su identificación, la numeración original (cronológica) se ha cambiado a una espacial, donde la espira 1 se encuentra en el extremo sur y la 14 en el extremo norte. Con el fin de examinar si los voltajes medidos mostraban evidencia del fenómeno de polarización inducida, en el mes de junio de 1999 se realizaron los dos primeros sondeos con la espira 7 de dimensiones 150 x 150 m. Estos sondeos de prueba se localizaron, uno en el centro de la espira y otro a 150 m del centro. Ambos confirmaron la presencia de voltajes negativos en tiempos largos, evidencia de un subsuelo polarizable.

El levantamiento principal consistió en 77 sondeos realizados durante 11 días, usando en todos ellos espiras rectangulares de 300 x 150 m. El levantamiento más

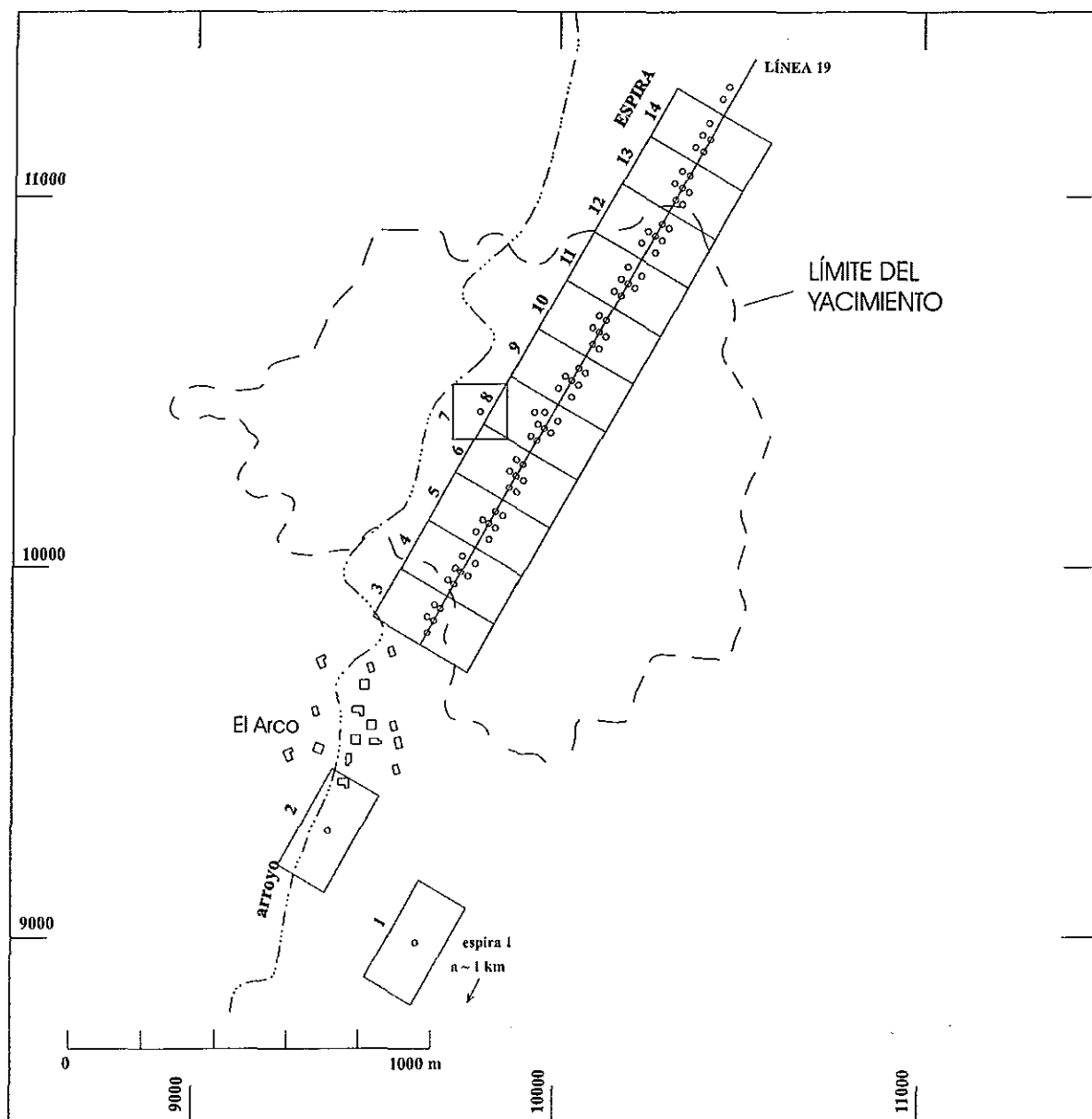


Figura 25. Localización de las espiras transmisoras en relación al yacimiento de El Arco. Los pequeños círculos indican la posición de las bobinas receptoras. Por claridad, algunas de ellas se muestran desplazadas.

detallado fue realizado con las espiras 3 a 6 y 8 a 14, a lo largo de la línea 19, que es un perfil de barrenos que cruza el yacimiento, con azimuth de 30° . La separación entre barrenos es de 100 m. Para cada una de estas espiras se realizaron 7 sondeos (Figura 26), con excepción de la espira 3, en donde sólo se hicieron 5 sondeos. La longitud total de la línea levantada es de 1650 m. Para cada espira transmisora, la bobina receptora se ubicó a distintas posiciones respecto al centro: 150 m al SW, 112.5 m al SW, 37.5 m al SW, en el centro, 37.5 m al NE, 112.5 m al NE y 150 m al NE. Para diferenciar estos sondeos usaremos la convención de adjuntar al número de la espira la letra a, b, c, d, e, f ó g, de tal forma que, por ejemplo, el sondeo 10d indica el obtenido en el centro de la espira 10 (Figura 26). El objetivo de realizar un perfil con una alta densidad de sondeos fue reducir la incertidumbre de los modelos interpretados. Desafortunadamente, como se detallará más adelante, no fue posible extraer toda la información potencial de este conjunto de datos debido a problemas con el programa de inversión.

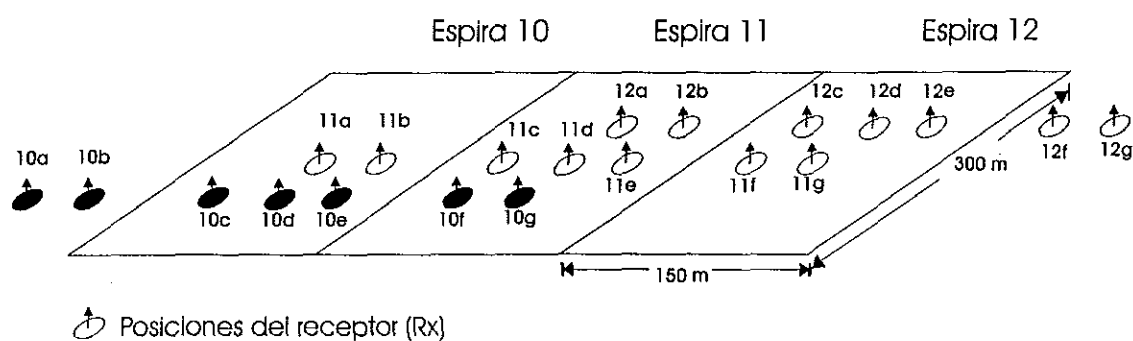


Figura 26. Ubicación de las bobinas receptoras y notación adoptada. Por claridad, algunas bobinas se muestran desplazadas respecto a la línea central.

Dos sondeos adicionales con receptor central fueron realizados con las espiras 1 y 2, localizadas fuera del yacimiento (figura 25). El objetivo de estos sondeos fue el de examinar las características de la respuesta en la zona del halo pirítico, donde el contenido de minerales de cobre es bajo.

La intensidad promedio de la corriente inyectada en las espiras de 300 x 150 m fue de 5.5 A. Todos los sondeos de bobina central fueron realizados con las tres frecuencias de repetición del sistema (30, 7.5 y 3 Hz), con excepción de las espiras 6, 8 y 9, donde no se utilizó la frecuencia de 3 Hz. En casi todos los sondeos no-centrales se usaron sólo las frecuencias de 30 y 7.5 Hz. Sistemáticamente se obtuvieron al menos tres registros para cada frecuencia. Puesto que los voltajes decaen rápidamente con el tiempo, se tuvo especial cuidado en aumentar el tiempo de apilamiento y la ganancia, conforme la frecuencia de repetición disminuye. Invariablemente, los tiempos de apilamiento usados para cada registro fueron de 128, 256 y 256 s para las frecuencias de 30, 7.5 y 3 Hz, respectivamente. Esto significa que cada uno de los voltajes de un registro representa el promedio de 7680, 3840 y 1536 voltajes individuales, respectivamente.

Un ejemplo típico de los voltajes observados se muestra en la figura 27, que incluye los siete sondeos realizados con la espira 12. El rasgo más notorio de los datos es el cruce por cero o cambio de polaridad en el sondeo central (12d) y en los dos vecinos, donde la bobina receptora se encuentra a 37.5 m del centro (12c y 12e). Todos los sondeos centrales de las 14 espiras mostraron un cambio de polaridad (Anexo A), indicativo de la presencia

de un subsuelo polarizable. Los voltajes de los cuatro sondeos ubicados fuera de la espira (12a, 12b, 12f y 12g) no muestran el cambio de signo, lo cual no significa que no haya efecto de PI. Este hecho se puede explicar simplemente por un efecto geométrico asociado con la asimetría entre transmisor y receptor.

Los sondeos de la figura 27 también ayudan a describir la calidad de los datos que, en general, es buena. En tiempos cortos la incertidumbre es pequeña debido a que los voltajes son intensos. Al incrementarse el tiempo el efecto del ruido electromagnético ambiental crece gradualmente en relación al decaimiento del voltaje medido. La incertidumbre generalmente es máxima en los tiempos donde ocurre el cambio de polaridad y en los tiempos más largos, donde los voltajes son más pequeños. La incertidumbre de los datos fue incorporada en la inversión de los sondeos al dividir cada elemento de la matriz de sensibilidad por la desviación estándar del voltaje correspondiente.

La desviación estándar (σ_i) de cada voltaje fue estimada a partir de los tres registros grabados para cada frecuencia de repetición. En los tiempos más cortos es común encontrarse con desviaciones estándar muy pequeñas. En estos casos se asignó un valor de σ_i del 2% del voltaje respectivo, con el objeto de evitar una “sobreponderación” de los voltajes con poca incertidumbre.

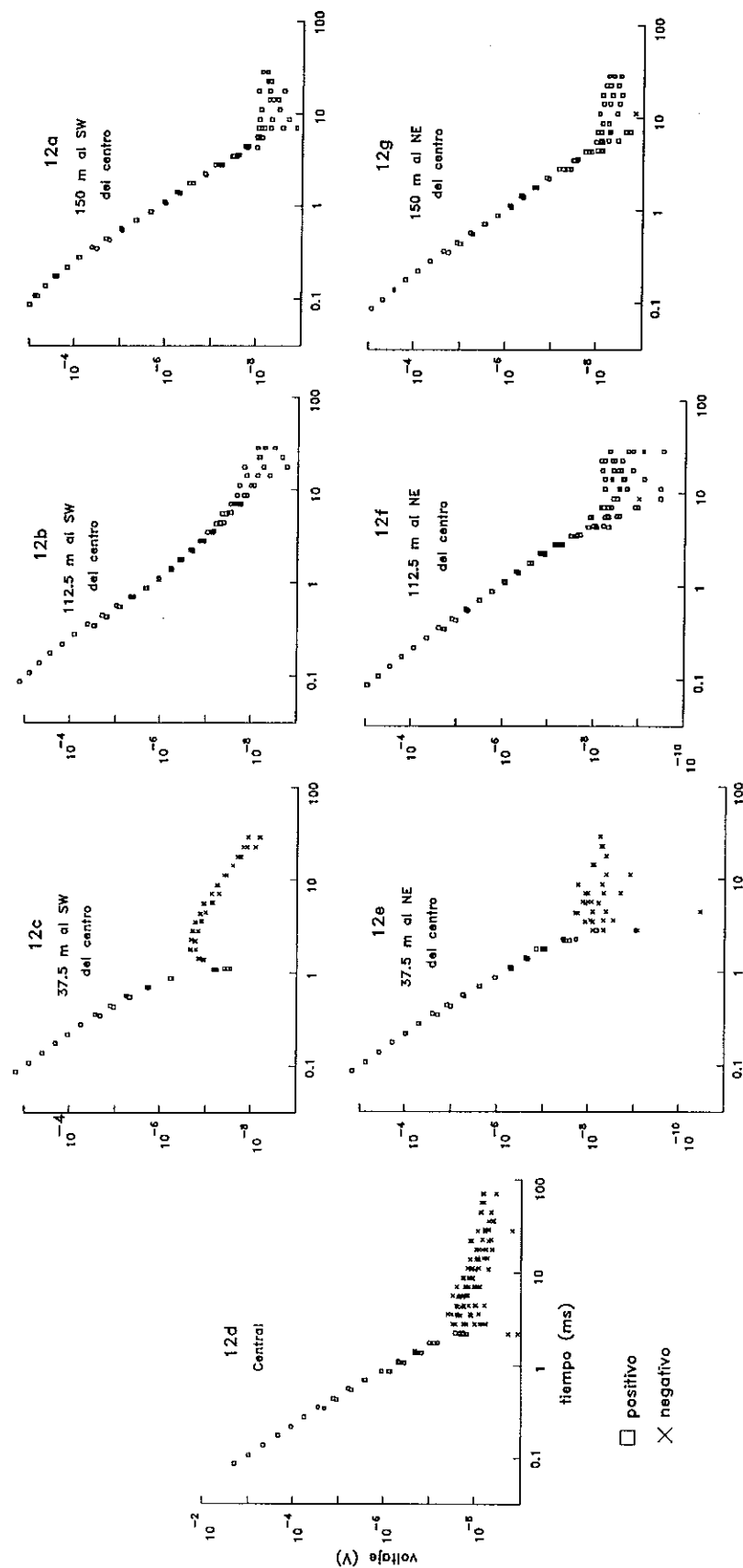
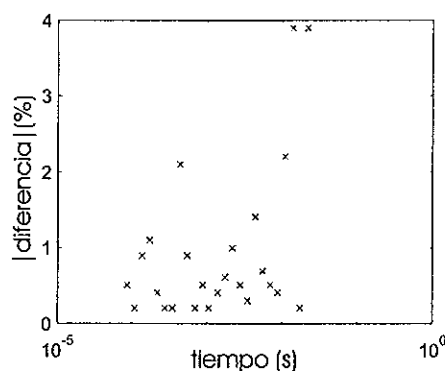


Figura 27. Voltajes observados en los siete sondeos de la espira 12. Los voltajes negativos se indican con cruces.

V.2 Inversión de datos

En esta tesis sólo se presentan las inversiones de los sondeos centrales. Desgraciadamente, no se pudo lograr que el programa de inversión funcionara adecuadamente para los sondeos no centrales. Puesto que ya no se manejarán los sondeos no centrales, a partir de aquí se eliminará el sufijo “d” de todos los sondeos centrales.

Para disminuir el tiempo de cómputo de la inversión, todas las espiras rectangulares fueron consideradas como espiras circulares equivalentes con la misma área. Las comparaciones entre la respuesta calculadas con una espira rectangular y una circular equivalente mostraron que las diferencias son relativamente pequeñas, del orden de 1%, con valores máximos de 4% para los tiempos más largos (Figura 28). Considerando que las desviaciones estándar de los voltajes generalmente son mayores que estos errores de exactitud, la aproximación es válida y ahorra tiempo de cómputo.



En una primera interpretación los sondeos centrales de cada espira fueron invertidos utilizando modelos de 2 y 3 capas. Estos resultados no fueron satisfactorios por varias razones. En casi todos los modelos se presentó una fuerte correlación entre parámetros, lo que produce grandes incertidumbres en cada uno de los parámetros. Además, las fuertes variaciones entre modelos vecinos impidió efectuar correlaciones significativas con las zonas de concentración mineral. Después de estas inversiones resultó obvio que la constante de tiempo es sistemáticamente uno de los parámetros peor resueltos. Como remedio, se optó por fijarlas en el proceso de inversión. Esta estrategia resultó incorrecta pues, como ya se indicó en el capítulo III, uno de los parámetros más útiles en la discriminación mineral es precisamente la constante de tiempo.

Inversiones a un semiespacio homogéneo

Para resolver estas limitaciones, los datos fueron reinterpretados siguiendo otra estrategia. Ésta consistió en ponderar la simplicidad evitando los modelos con muchas capas y enfocar el proceso de estimación a la determinación de la constante de tiempo. El procedimiento adoptado fue encontrar el mejor subsuelo homogéneo que explique cada sondeo central. Además, se utilizó un mismo modelo inicial en la inversión de todos los sondeos y hacer varias corridas con diferente valor inicial de la constante de tiempo. Con el algoritmo de inversión linealizada el modelo final siempre depende, en mayor o menor grado, del modelo inicial propuesto por el intérprete. El objetivo de usar el mismo modelo inicial en todos los sondeos es, si no se puede evitar esta dependencia, que al menos todos los modelos finales estén influenciados de la misma forma. El modelo inicial empleado fue

$[\rho_{DC} = 100, m = 0.5, \tau, c = .25]$. El valor de $100 \Omega \cdot m$ para ρ_{DC} es representativo de la zona de estudio, el valor de 0.5 para la cargabilidad se encuentra en el punto medio de su intervalo de variación ($0 \leq m \leq 1$) y el valor de 0.25 para el exponente c es el promedio propuesto por Pelton *et al.* (1978). El valor de la constante de tiempo τ se varió en pasos de una década desde 10^{-4} hasta 10^4 , usando pasos de $1/4$ de década cerca de su valor óptimo.

Los resultados de este proceso para el sondeo 7 se encuentran resumidos en la figura 29, que muestra los valores finales de los cuatro parámetros Cole-Cole y del error rms (root mean squared) de ajuste para cada uno de los valores iniciales de τ , desde 10^{-4} hasta 10^4 . El error rms de ajuste (ε) se calcula con,

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{1}{M - N} \sum_{i=1}^M \left(\frac{v_i^{obs} - v_i^{cal}}{\sigma_i} \right)^2}$$

donde M es el número de datos (60 en la mayoría de los casos), N es el número de parámetros (cuatro en este caso), v_i^{obs} es el i ésimo voltaje observado, v_i^{cal} el voltaje calculado del modelo final y σ_i la desviación estándar o error del i ésimo voltaje observado. Las barras de error que se presentan en la figura 29 en cada uno de los cuatro parámetros Cole-Cole fueron estimadas con la metodología descrita en la sección IV.4. Cabe hacer notar que, aunque esta técnica es válida sólo cuando existe un buen ajuste entre las respuestas observada y calculada, aquí se usó de forma más libre para mostrar gráficamente el valor óptimo de τ .

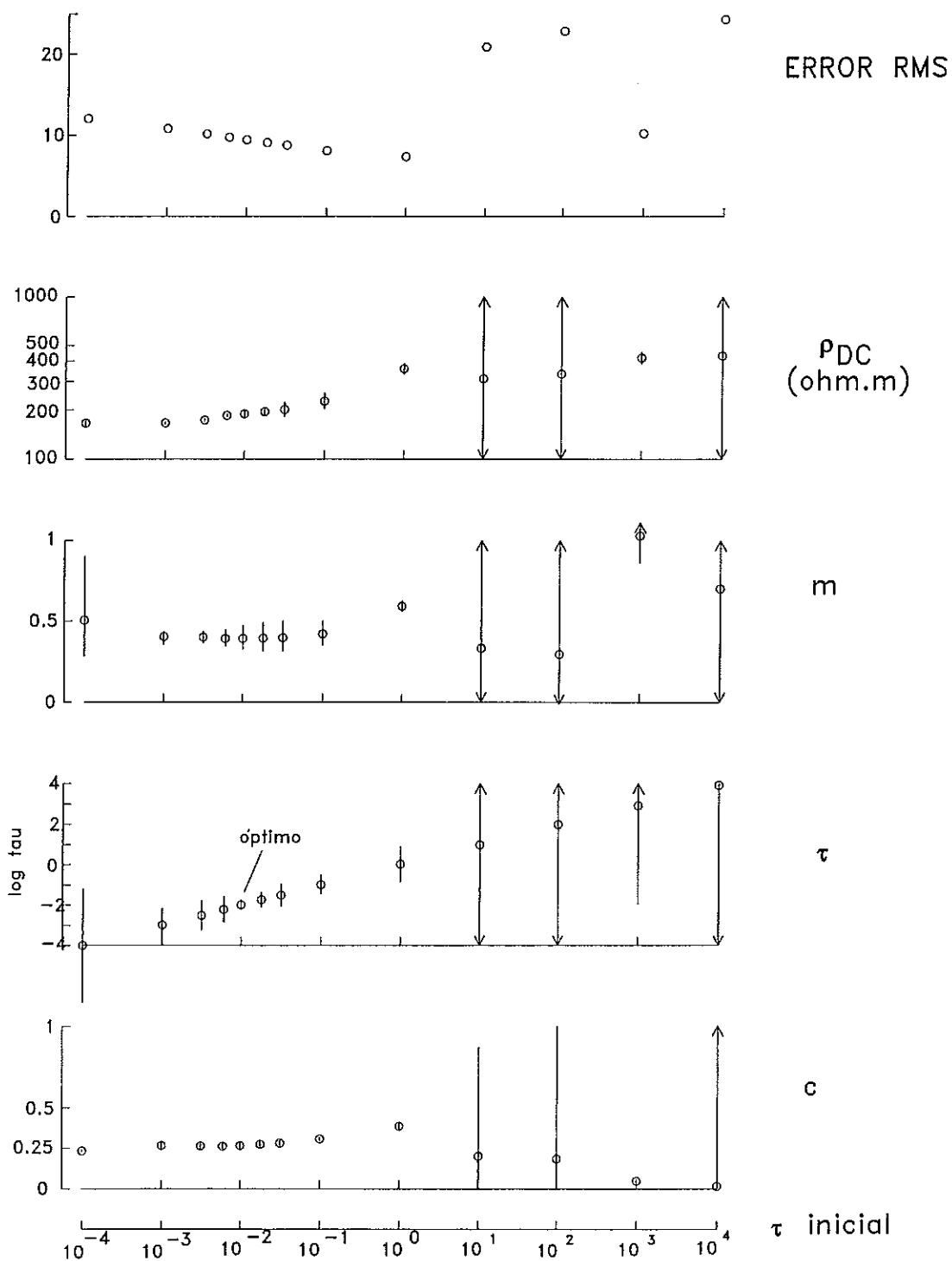


Figura 29. Variación del error de ajuste y cuatro parámetros Cole-Cole para cada corrida con diferente τ inicial. Semiespacio homogéneo del sondeo 7. Las barras de error denotan +/- una desviación estándar. Las flechas indican que la barra de error se sale de la gráfica correspondiente. Se indica el modelo óptimo, invertido con una τ inicial de 1×10^{-2} .

La selección del modelo óptimo estuvo basada en un equilibrio entre tres factores:

- a) mínimas incertidumbres (Δr) de la constante de tiempo, b) un error de ajuste bajo y c) una mayor prioridad al ajuste de los voltajes de tiempos cortos. Para el ejemplo de la figura 29 el valor seleccionado para la constante de tiempo fue de 10^{-2} . Este procedimiento de estimación fue aplicado a todos los sondeos de bobina central de las 14 espiras.

Los ajustes entre respuestas observadas y calculadas de todos los sondeos se encuentran en el Anexo A. En general, los ajustes se pueden clasificar en cuatro categorías:

- a) Sondeos donde el ajuste es bueno en prácticamente todos los tiempos. Los sondeos 3, 5, 8 y 9 son de este tipo.
- b) El ajuste es bueno en tiempos cortos, pero claramente deficiente en tiempos largos (sondeos 1, 13 y 14).
- c) El ajuste es razonable en casi todos los tiempos, pero es aparente que podría mejorarse en tiempos cortos (sondeos 6, 7 y 10).
- d) El ajuste es razonable en la mayor parte del intervalo de tiempos, pero en tiempos largos puede mejorarse (sondeos 2, 4, 11 y 12). La figura 30 muestra ejemplos de los ajustes de cada una de estas categorías.

Ningún modelo pudo ajustar los voltajes observados de los tiempos más largos. En todos ellos las respuestas calculadas decaen más rápido que las observadas. A pesar de que se intentaron diferentes combinaciones de parámetros, en ningún caso se pudo reproducir la respuesta tardía. Una característica común de estos voltajes en las gráficas de $\log v$ vs. $\log t$

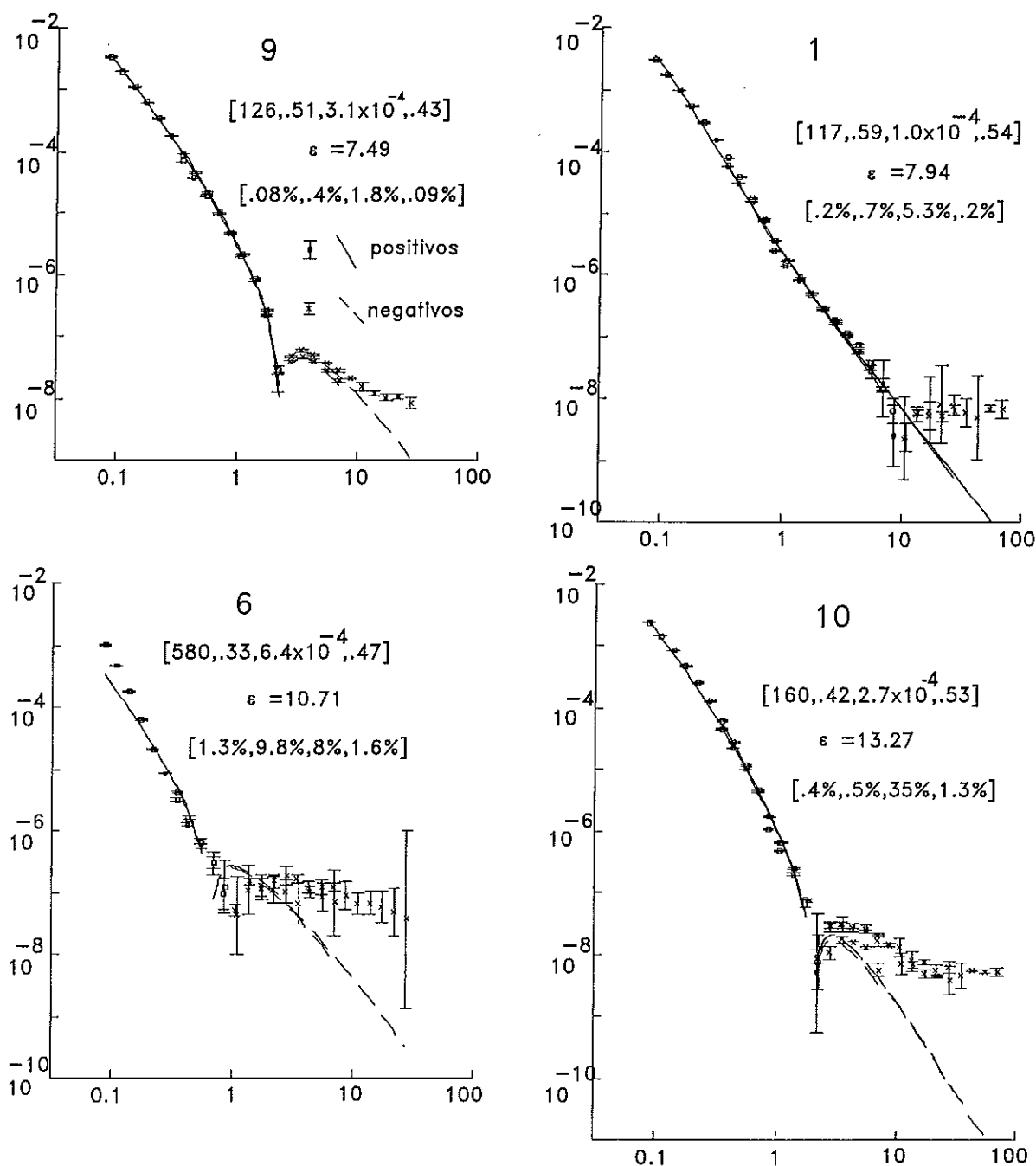


Figura 30. Ejemplos representativos de los ajustes entre voltajes observados (símbolos) y voltajes calculados (líneas) con modelos de semiespacio homogéneo. Los modelos invertidos se describen con la notación $[\rho_{DC}, m, \tau, c]$ y las desviaciones estándar de los parámetros (en porcentaje de década) con $[\Delta\rho_{DC}, \Delta m, \Delta\tau, \Delta c]$. El error rms de ajuste (ϵ) también está incluido. Las barras de error en los datos observados son +/- una desviación estándar.

es una pendiente casi nula (Anexo A), por lo que a este rasgo lo denominaremos “aplanamiento” de los voltajes de tiempos más largos. Este aplanamiento no solo se observa en los sondeos centrales, sino también en los no centrales (Figura 27). La presencia del ruido electromagnético ambiental, proveniente principalmente de tormentas eléctricas y actividad geomagnética, es la fuente más probable de estos aplanamientos. El nivel del voltaje de los aplanamientos es variable, desde 5.4×10^{-9} V en el sondeo 11, hasta 6.6×10^{-8} V en el sondeo 6 (el sondeo más ruidoso de todos), con un promedio de 8.5×10^{-9} V.

Tabla I. Parámetros Cole-Cole y desviaciones estandar (en porcentaje de década) de los mejores modelos homogéneos. ε es el error rms de ajuste.

Sondeo	Semiespacio homogéneo				
	ρ_{DC}	m	τ	C	ε
1	117 (0.2%)	.59 (0.7%)	1.02×10^{-4} (5.3%)	.54 (0.2%)	7.9
2	430 (2.0%)	.63 (1.3%)	9.8×10^{-2} (24.3%)	.52 (0.8%)	15.5
3	102 (2.8%)	.52 (1.3%)	4.0×10^{-2} (10.0%)	.28 (1.8%)	8.3
4	120 (0.9%)	.50 (2.05%)	1.02×10^{-2} (2.0%)	.32 (0.6%)	8.1
5	159 (0.6%)	.44 (1.9%)	6.2×10^{-3} (2.8%)	.32 (0.6%)	9.7
6	584 (1.3%)	.33 (9.8%)	6.4×10^{-4} (8.0%)	.47 (1.6%)	10.7
7	189 (2.6%)	.39 (8.0%)	1.0×10^{-2} (24.5%)	.27 (3.4%)	9.4
8	209 (0.6%)	.41 (1.8%)	6.2×10^{-3} (1.9%)	.33 (0.5%)	7.6
9	126 (0.08%)	.51 (0.4%)	3.1×10^{-4} (1.8%)	.43 (.09%)	7.5
10	131 (0.2%)	.70 (0.9%)	9.6×10^{-5} (4.4%)	.43 (0.2%)	10.9
11	159 (0.4%)	.42 (0.5%)	2.7×10^{-4} (35%)	.53 (1.3%)	13.3
12	262 (0.4%)	.35 (2.5%)	3.2×10^{-4} (5.9%)	.46 (0.3%)	8.2
13	396 (0.8%)	.29 (6.0%)	1.8×10^{-4} (15.7%)	.46 (0.6%)	7.1
14	603 (0.9%)	.24 (6.0%)	1.9×10^{-4} (95.7%)	.35 (2.1%)	8.01

Los valores de los parámetros Cole-Cole de los modelos invertidos y sus desviaciones estándar se incluyen en la Tabla I. Los promedios de los cuatro parámetros son $\rho_{DC}=212 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$, $m=.451$, $\tau=1.38 \times 10^{-3}$ y $c=.407$. En orden decreciente de resolución, ellos se ordenan así: c , ρ_{DC} , m y τ , es decir, por lo general el exponente c es el mejor resuelto y τ el peor resuelto. Las desviaciones estándar de los parámetros se encuentran expresadas en porcentaje de década ya que la expresión (23), la usada en su determinación, está definida en el espacio logarítmico. Cabe hacer notar que estas incertidumbres son válidas sólo cuando el ajuste entre respuestas es bueno, como puede ser el caso de los sondeos 3, 5, 8 y 9. En los otros casos las desviaciones estándar reportadas deben de considerarse sólo como una estimación conservadora. Esto se debe a que el método de estimación de errores de Raiche *et al.* (1985) parte del supuesto que el modelo reproduce bien la respuesta observada. Los errores rms de ajuste también se incluyen en la Tabla I. Ellos varían desde 7.1 hasta 15.5, con un promedio de 9.4. En general, se puede considerar que estos errores son aceptables. Como referencia, el óptimo error rms de ajuste es cero y el justo es de aproximadamente uno.

Análisis de resolución

La figura 31 presenta un análisis de la resolución de los parámetros del modelo del sondeo 9, que fue uno de los que tuvieron mejor ajuste. La figura 31a muestra el modelo invertido y los errores estándar o incertidumbres de los cuatro parámetros. Inmediatamente abajo se muestran los cuatro eigenparámetros que resultan de la operación matricial $\delta p^* = V^T \cdot \delta p$ de la expresión (22). Los valores indicados en las cuatro columnas son los

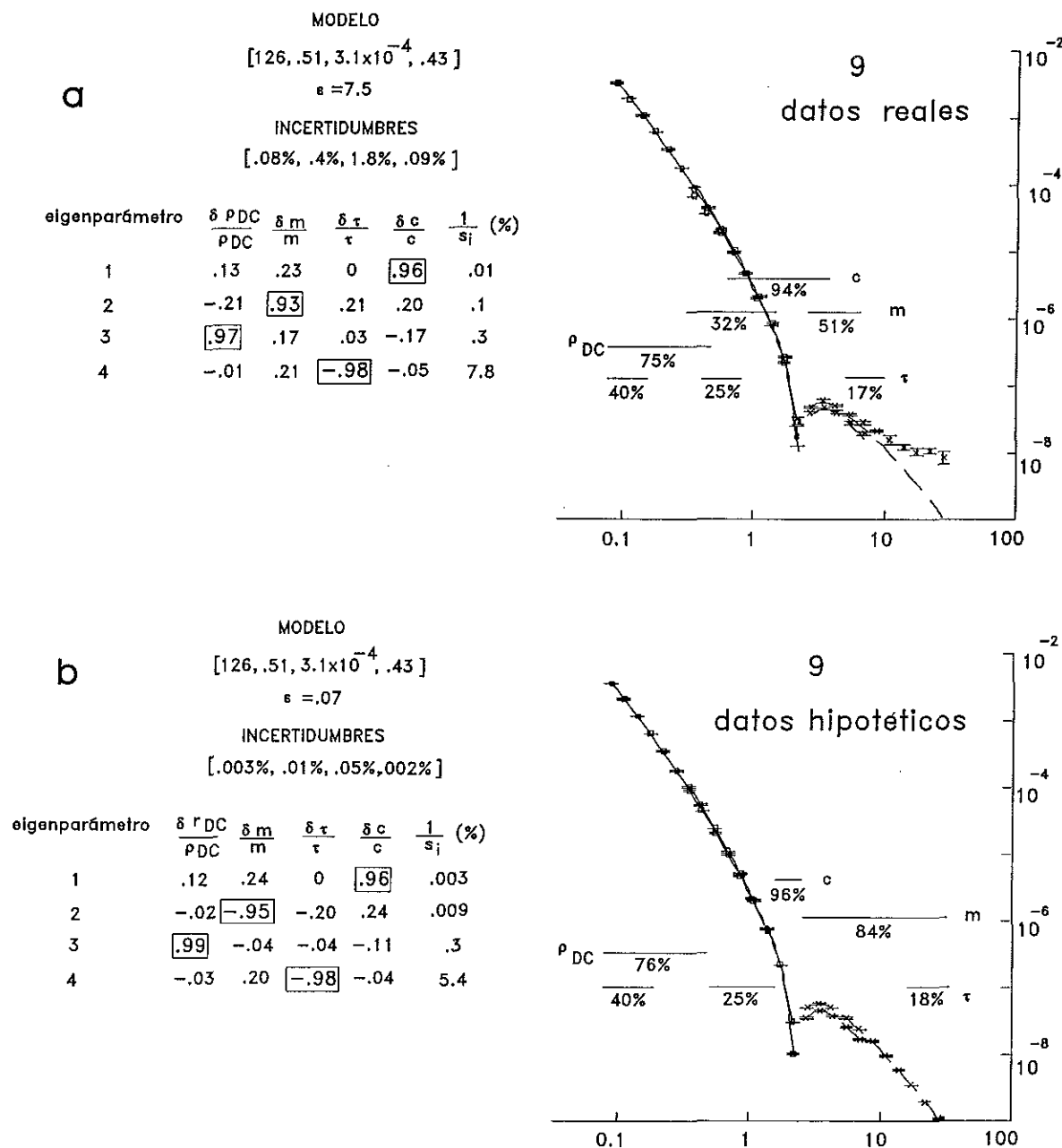


Figura 31. Análisis de resolución del modelo homogéneo del sondeo 9. a) Datos reales. En la porción izquierda se muestran el modelo $[\rho_{DC}, m, \tau, c]$, el error de ajuste (ε), las desviaciones estándar de los parámetros en porcentaje de década $[\Delta\rho_{DC}, \Delta m, \Delta\tau, \Delta c]$, los 16 elementos de la matriz de eigenparámetros V^T y los errores estándar de cada renglón. En la porción derecha se muestran la respuestas observada y calculada y las bandas de voltaje que más contribuyen a cada uno de los parámetros, estimadas de la matriz de eigendatos U^T . b) Datos hipotéticos generados suponiendo que los voltajes calculados de a) son ahora los observados, asignándoles un error uniforme de 2%.

elementos de la transpuesta de la matriz de eigenparámetros V^T , seguidos por los inversos de los eigenvalores $(1/s_i)$, que son interpretados como el error estándar del renglón correspondiente (expresados como porcentaje). Puesto que los parámetros están definidos logarítmicamente ($\delta \ln p = \delta p/p$), cada una de las columnas corresponde al coeficiente de la derivada normalizada de cada uno de los parámetros. Por ejemplo, el primer eigenparámetro es

$$\frac{\delta p_1^*}{p_1^*} = .13 \frac{\delta \rho_{DC}}{\rho_{DC}} + .23 \frac{\delta m}{m} + 0 \frac{\delta \tau}{\tau} + .96 \frac{\delta c}{c}$$

Esta combinación de parámetros está bien resuelta pues su error estándar es de 0.01%. Además, esta combinación está dominada por la derivada del exponente c , lo que señala que este parámetro es el mejor resuelto. En contraste, el cuarto eigenparámetro es el peor resuelto (error de 7.8%), que se define por

$$\frac{\delta p_4^*}{p_4^*} = -.01 \frac{\delta \rho_{DC}}{\rho_{DC}} + .21 \frac{\delta m}{m} - .98 \frac{\delta \tau}{\tau} - .05 \frac{\delta c}{c}$$

donde el coeficiente de mayor valor es el asociado a τ . Esto indica que la constante de tiempo es el parámetro peor resuelto. Una característica importante de esta matriz de eigenparámetros es que indica que los parámetros no están correlacionados entre sí, lo cual se infiere del hecho que cada eigenparámetro está dominado solo por uno de los cuatro parámetros.

En la porción derecha de la figura 31a, además de presentar la comparación entre respuestas, se muestra en forma gráfica con barras horizontales los elementos de la matriz

de eigendatos U^T , haciendo uso de la propiedad $U^T U = I$. Esta matriz, de dimensiones M datos por N parámetros (en nuestro caso 60×4), indica qué datos están contribuyendo a cada uno de los eigenparámetros, independientemente del error estándar de estos últimos. La primera barra horizontal es la asociada con el primer eigenparámetro. Puesto que este eigenparámetro está dominado por el exponente c , estos voltajes son los que más están contribuyendo (94%) para que c esté bien resuelto. Observando las tres barras inferiores que están asociadas con el cuarto eigenparámetro (dominado por τ y con el error estándar mayor), se puede inferir que la información sobre la constante de tiempo proviene de tres bandas temporales: de los tiempos más cortos (40%), de tiempos intermedios (25%) y de los tiempos donde los voltajes son negativos (17%).

La figura 31b presenta un experimento para analizar la influencia de los errores de los datos sobre la estimación de los cuatro parámetros del modelo invertido. Para este fin, se supuso que los voltajes calculados de la figura 31a eran los datos observados y a cada uno de estos datos hipotéticos se le asignó un error uniforme de 2%. Estos datos hipotéticos fueron invertidos nuevamente. El modelo invertido resultó el mismo, pero con un error de ajuste prácticamente cero ($\varepsilon = .07$) y con desviaciones estándar de los parámetros mucho menores que las del modelo invertido con los datos reales. Los elementos de V^T son muy similares al caso real. Nótese, sin embargo, que aún con estos datos “perfectos” la constante de tiempo continúa siendo el parámetro peor resuelto. Esto indica que la baja resolución de τ , independientemente de los errores en los datos, proviene del intervalo de tiempos analizado y de la física del fenómeno. Nótese que la mayor contribución (40%) la

dán los tiempos más cortos, lo que sugiere que posiblemente, si se hubieran analizado voltajes en tiempos más cortos que $86 \mu s$, la resolución mejoraría.

A continuación se hace el análisis comparativo entre los casos real e hipotético de la contribución de los datos a cada uno de los parámetros del modelo:

- a) La contribución al exponente c en ambos casos proviene de los voltajes cercanos al cambio de polaridad. El efecto de los errores mayores a 2% en los datos reales es el de ampliar la ventana de contribución.
- b) En el caso hipotético, la contribución a la cargabilidad m proviene de los voltajes de tiempos más largos (84%). Puesto que en estos tiempos los errores en los datos reales son mayores, la contribución a m en el caso real se traslada a tiempos más cortos, a una banda donde los voltajes se encuentran en el pico negativo (51%) y a una restante de tiempos más cortos (32%). Puesto que en la mayoría de los sondeos los datos con mayores errores se encuentran en los tiempos largos, una parte significativa de la información que contienen los datos sobre m se pierde, haciendo que la cargabilidad sea el segundo parámetro peor resuelto.
- c) En el caso hipotético, los voltajes de tiempos cortos son los principales contribuyentes (76%) a la información de ρ_{DC} . Para el caso de datos reales, la contribución de los datos de tiempos cortos (75%) se mantiene, pues los errores de los voltajes observados generalmente es de 2%. El comportamiento similar de estos errores para los demás sondeos hace que, por lo general, la resistividad DC sea el segundo parámetro mejor resuelto.

d) En relación a la constante de tiempo τ , la contribución de 40% en tiempos cortos se mantiene porque los errores reales son pequeños en estos tiempos. Sin embargo, las contribuciones en tiempos intermedios (25%) y tiempos largos (18%), se recorre hacia tiempos más cortos donde los errores reales de los datos son menores. Nuevamente, esto ocasiona una pérdida de información que, aunada a la baja resolución inherente al fenómeno físico, hace que la constante de tiempo sea sistemáticamente el parámetro peor resuelto.

Inversiones a dos capas

Varios de los sondeos que no tuvieron un ajuste satisfactorio fueron invertidos a medios de dos capas. Inicialmente, estas inversiones fueron realizadas fijando para la primera capa los mismos parámetros del semiespacio, e invirtiendo sólo para el espesor de la primera capa y los cuatro parámetros de la segunda. Para estimar estos parámetros se siguió un procedimiento similar al adoptado para la inversión del semiespacio, es decir, el uso de un mismo modelo inicial para la segunda capa $[100., 0.5, \tau, 0.25]$ y un mismo espesor de 200 m, haciendo variar la constante de tiempo (desde 10^{-5} hasta 1) en cada corrida. El modelo seleccionado en cada caso fue el que presentó una disminución significativa del error de ajuste respecto al del semiespacio y además se pidió que la incertidumbre de la constante de tiempo de la segunda capa $(\Delta\tau_2)$ fuera la mínima. El modelo final fue estimado al liberar todos los parámetros del modelo.

Una muestra representativa de los diferentes casos se presenta en las figuras 32 y 33. En los tres primeros ejemplos (sondeos 14, 2 y 1) la capa adicional es profunda pues se intentó mejorar el ajuste en los tiempos largos. El último caso (sondeo 12, figura 33b) ilustra el caso de la inclusión de una capa somera para mejorar el ajuste en tiempos cortos. Los parámetros y sus desviaciones estándar para todos los modelos de dos capas están listados en la Tabla II.

En la figura 32a se comparan los ajustes del semiespacio homogéneo y del modelo de dos capas del sondeo 14. Puede observarse que, con una interfase en 450 m, hay una mejoría notable en una porción de los voltajes de tiempos largos y una reducción del error de ajuste de 8.01 a 7.32 . Sin embargo, las desviaciones estándar de la mayoría de los parámetros (Tabla II) crecieron enormemente. Estas grandes incertidumbres no deben interpretarse literalmente. Estos resultados sugieren que, aún cuando hay una mejoría con la introducción de la segunda capa, ésta está muy mal constreñida por los datos, particularmente por el aplanamiento de los voltajes. En otras palabras, el modelo está sobrep parametrizado, sugiriendo que no hay suficiente información en los datos y sus errores como para poder constreñir razonablemente un modelo de dos capas. El comportamiento del modelo del sondeo 13 es similar en varios aspectos al del sondeo 14. El análisis de datos hipotéticos del sondeo 14, análogo al efectuado en el sondeo 9 de la figura 31, mostró que las mayores incertidumbres son producidas por una alta correlación entre casi todos los parámetros.

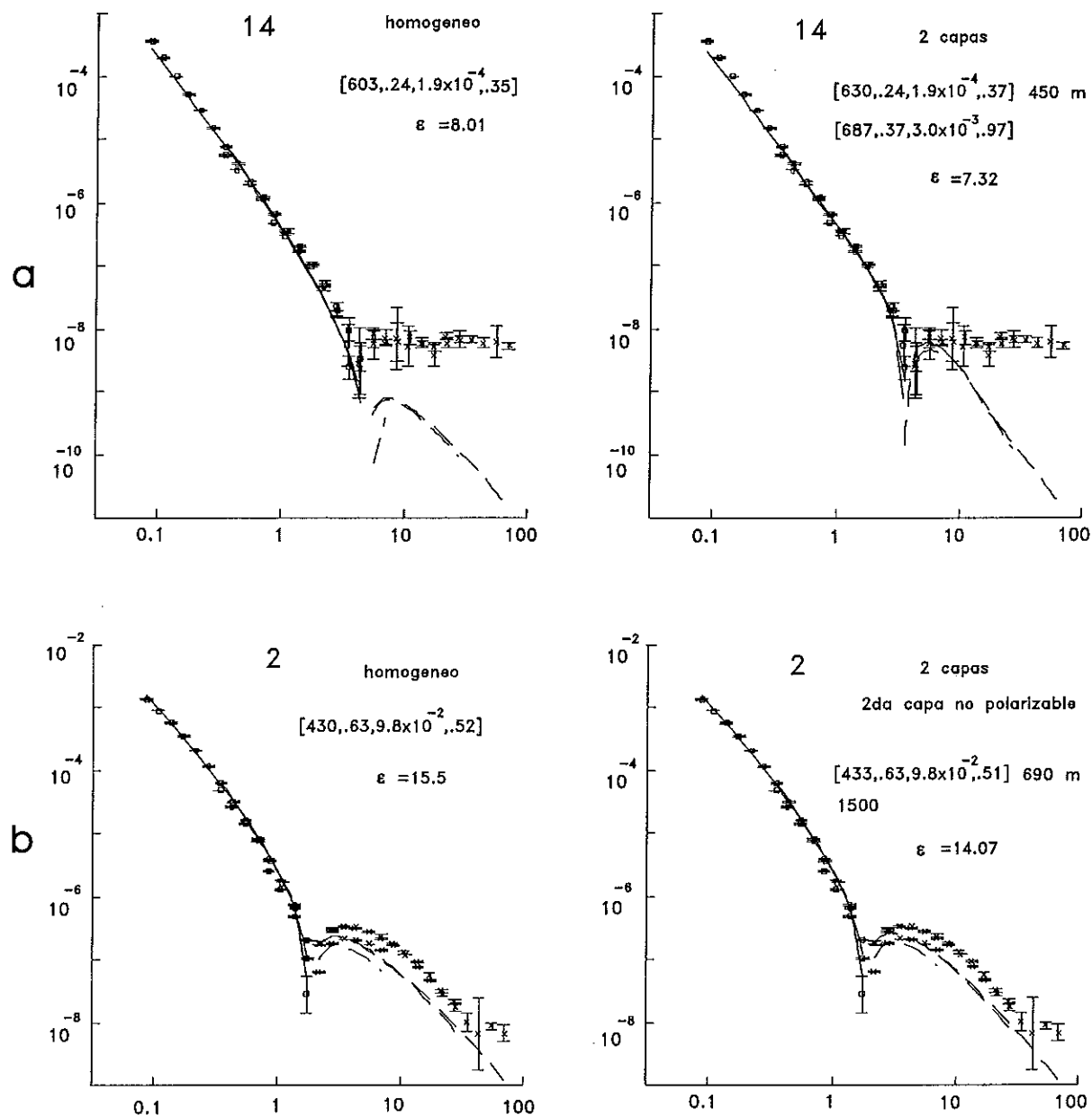


Figura 32. comparación entre los ajustes con modelos homogéneos y de dos capas. a) Sondeo 14. b) Sondeo 2, para el sondeo 2 de dos capas, la capa más profunda es no polarizable.

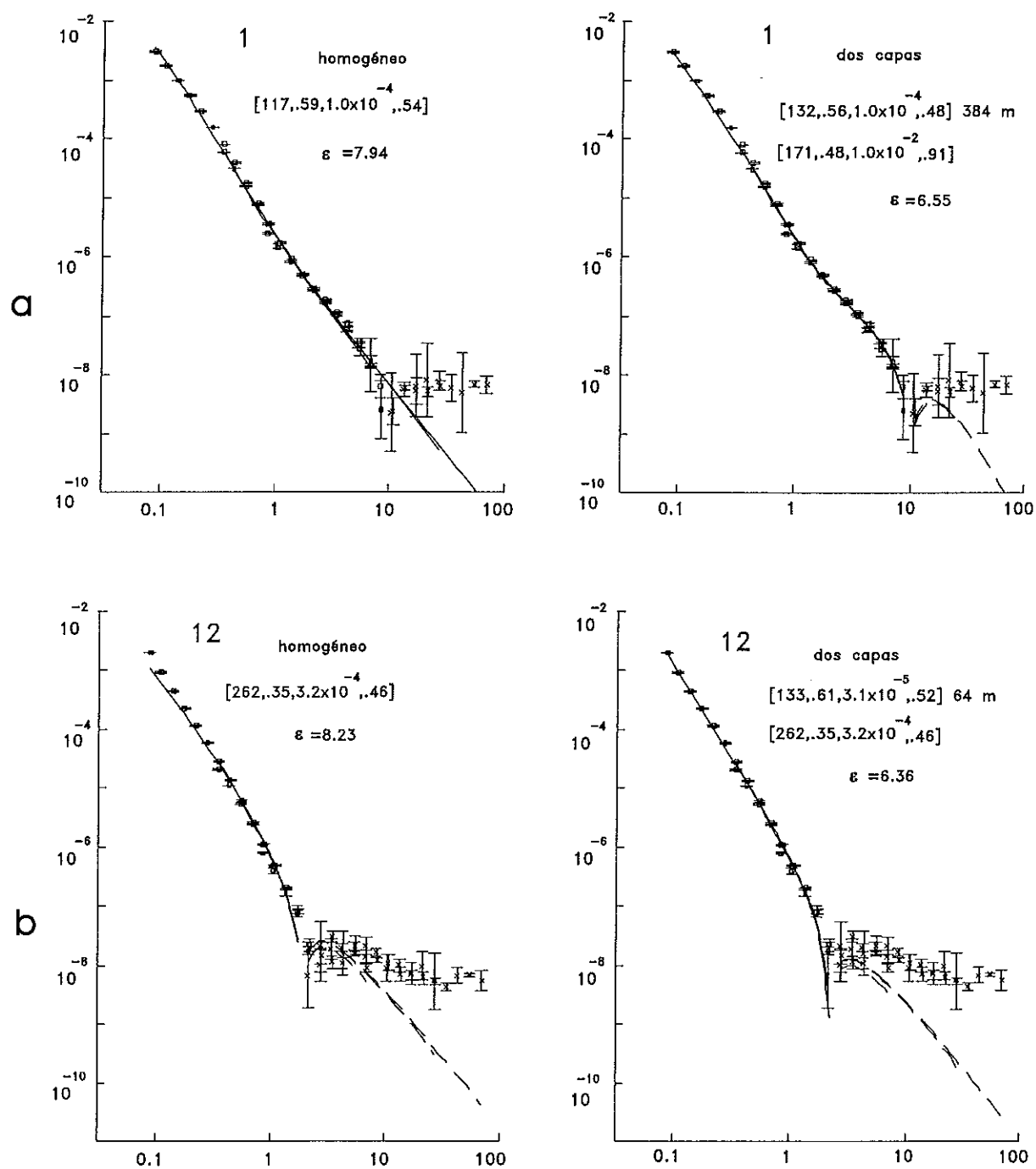


Figura 33. Comparaciones entre los ajustes con modelos homogéneos y de dos capas. a) Sondeo 1. b) Sondeo 12.

Tabla II. Parámetros Cole-Cole y desviaciones estándar (en porcentaje de década) para modelos de dos capas.

Sondeo	Primera capa					Segunda capa				
	ρ_{DC}	m	τ	c	espesor	ρ_{DC}	m	τ	c	ε
1	132 (0.3%)	.562 (36%)	1e-4 (8.9%)	.481 (0.2%)	384m (3.5%)	171 (12.5%)	.480 (16%)	1e-2 (48%)	.913 (2.3%)	6.55
2	432 (14%)	.629 (8.3%)	9.82e-2 (107%)	.509 (3.3%)	642m (18%)	497 (150%)	.355 (580%)	1.8e-3 (400%)	.706 (24%)	15.09
2	433 (0.3%)	.631 (2.0%)	9.81e-2 (24%)	.505 (0.8%)	690m (0.8%)	1510 (16%)	--	--	--	14.07
6	131 (2700%)	.485 (4350%)	2.91e-5 (5200%)	.593 (200%)	46m (1300%)	550 (8300%)	.317 (4200%)	6.4e-4 (1e4%)	.343 (470%)	4.59
7	218 (350%)	.395 (560%)	3e-2 (2100%)	.311 (85%)	92m (400%)	185 (1100%)	.395 (2200%)	1e-2 (1e4%)	.266 (850%)	8.51
12	133 (220%)	.607 (520%)	3.1e-5 (1200%)	.522 (43%)	64m (1300%)	262 (390%)	.351 (300%)	3.2e-4 (470%)	.460 (4.7%)	6.36
13	393 (1%)	.289 (15%)	1.8e-4 (32%)	.466 (1.8%)	873m (165%)	545 (88%)	.413 (1100%)	3.0e-4 (530%)	.840 (50%)	7.08
13	397 (0.6%)	.289 (9.2%)	1.8e-4 (21%)	.462 (1.1%)	950m (4.0%)	950 (17%)	--	--	--	6.69
14	630 (21%)	.244 (190%)	1.9e-4 (620%)	.371 (23%)	450m (23%)	687 (120%)	.367 (130%)	3.0e-3 (140%)	.970 (1.2%)	7.32

En el caso del sondeo 2, la presencia de una segunda capa a una profundidad de 640 m mejoró el ajuste (caso no mostrado), pero sus incertidumbres son excesivamente altas (Tabla II). Nuevamente, este caso sugiere que la presencia de la capa adicional no está justificada por los datos. Una alternativa más simple, mostrada en la figura 32b, fue la de considerar que la segunda capa fuera no polarizable. El algoritmo de inversión está construido para manejar el caso en que una o más capas sean no polarizables, es decir, que la resistividad de la capa sea invariante con la frecuencia. Para esta capa el único parámetro a estimar es su resistividad. El espesor y ρ_2 del modelo invertido fueron 690 m y 1510 $\Omega \cdot m$, respectivamente. Las incertidumbres de los parámetros resultaron razonables y hubo una ligera mejoría en el ajuste de tiempos largos. Así mismo, disminuyó el error de ajuste de 15.5 a 14.07. Aún así, no se pudo lograr un ajuste óptimo. En este caso, el aplanamiento de los voltajes tardíos no fue un obstáculo que impidiera mejorar el ajuste. Es probable que este sondeo esté afectado por efectos tridimensionales, dado que se encuentra ubicado en el halo pirítico donde las variaciones de concentración parecen ser más intensas (ver figura 5).

De todos los modelos, el del sondeo 1 fue el único que mostró una segunda capa bien constreñida (figura 33a), con errores razonables en los parámetros. La profundidad a la interfase fue de 380 m. Con la respuesta de este modelo el ajuste mejoró (ε disminuyó de 7.94 a 6.55), mostrando el cambio de polaridad en los voltajes tardíos. El rasgo distintivo de este sondeo que lo distingue de los demás, y que aparentemente es la razón de haber obtenido un buen modelo, es el cambio de pendiente que la curva de voltajes

observados presenta en 1 ms, precisamente en la zona donde los errores de los datos son pequeños.

Finalmente, un ejemplo de la inversión con una capa adicional de poco espesor es mostrado en la figura 33b con el sondeo 12. Nuevamente, en este caso el ajuste de tiempos cortos mejoró con una capa de 64 m de espesor, pero los errores en los parámetros fueron muy grandes (Tabla 2). Los sondeos 6 y 7 muestran una situación similar.

En resumen, el único sondeo que permitió constreñir bien una segunda capa y el ajuste mejoró fue el 1, en donde la interfase se estimó en 384 m. El sondeo 2, con una segunda capa no polarizable en 690 m, también tiene incertidumbres bajas pero el ajuste de tiempos largos no fue suficientemente bueno. En todos los demás sondeos, ya sea con una capa somera o profunda, el ajuste mejoró respecto al del semiespacio homogéneo, pero el modelo está mal constreñido.

En todos los sondeos es posible reducir las incertidumbres en los parámetros con la edición de datos, lo que puede realizarse eliminando los voltajes de aplanamiento, sumando el nivel del voltaje de aplanamiento a todos los datos, eliminando los datos con errores porcentuales arriba de cierto nivel o disminución las desviaciones estándar al eliminar voltajes fuera de tendencia antes de la promediación. Otra posibilidad es fijando uno o más parámetros (de preferencia los peor resueltos) en la inversión, con objeto de obtener menores incertidumbres en los parámetros libres. Se decidió no usar ninguna de estas

opciones en los modelos finales reportados. La filosofía seguida fue la de mantener en un mínimo la manipulación de los datos. La única edición que se hizo de ellos fue reducir la desviación estándar de algunos pocos voltajes que tenían errores mayores a 100%.

De las profundidades a las interfases someras y profundas (Tabla II) es posible tener una idea del intervalo de profundidades exploradas en este estudio. Excluyendo la profundidad a la interfase del sondeo 1, los promedios logarítmicos de las profundidades somera y profunda son 65 y 700 m, respectivamente. Puesto que estas interfases estuvieron mal constreñidas, estimamos que el intervalo de profundidades investigadas con los sondeos centrales fue aproximadamente desde 100 hasta 500 m.

La inversión de los sondeos y la selección de los modelos reportados resultaron ser labores mucho más complicadas de lo que se esperaba. De acuerdo con Pelton *et al.* (1978), la cargabilidad y la constante de tiempo son los dos parámetros útiles para hacer discriminación mineral con PI. Desafortunadamente, generalmente estos dos parámetros son los peor resueltos. El análisis de datos hipotéticos del sondeo 9 ayudó a entender las razones de estas bajas resoluciones. Independientemente de la incertidumbre de los datos, la constante de tiempo es la peor resuelta. Su pobre resolución es acentuada por la incertidumbre de los datos. Al contrario, con datos hipotéticos “perfectos “ la cargabilidad está bien resuelta, pero con datos reales su resolución se degrada porque la mayoría de la información proviene de los voltajes de tiempos más largos, donde las incertidumbres se incrementan significativamente.

V.3 Interpretación

La figura 34a muestra los perfiles de concentración de sulfuros totales, calcopirita y pirita de la línea 19, todos ellos expresados en porcentaje del volumen. El perfil de sulfuros totales fue estimado visualmente del mapa de concentraciones volumétricas de la figura 6 del capítulo II. Los perfiles de calcopirita y pirita también fueron estimados de los mapas correspondientes (figuras 4 y 5) pero, ya que estos últimos están expresados en concentraciones en peso, las densidades de la pirita (5.0 g/cm^3), calcopirita (4.2 g/cm^3) (Telford *et al.*, 1976) y andesita (2.72 g/cm^3 ; Farías, 1978) fueron usadas para transformar las concentraciones en peso a concentraciones en volumen. Nótese que en estos perfiles la suma de las concentraciones de calcopirita y pirita no es igual a la de sulfuros totales, existen discrepancias hasta de 0.6%. Estas incongruencias pueden deberse a errores en la interpolación manual de los mapas de contornos y a densidades diferentes a las usadas. Sin embargo, la magnitud de estas discrepancias no es un factor crítico que invalide las correlaciones que se hacen en este trabajo.

La sección de concentración de minerales de cobre (sulfuros y óxidos) bajo la línea 19, definida a través de análisis químicos en muestras de barrenos y expresada con contornos de porcentaje en volumen se presenta en la figuras 34b, junto con la sección geológica (figura 34c). La localización de los barrenos también está indicada. La sección de concentraciones (figura 34b) no debe correlacionarse directamente con los resultados geofísicos ya que no incluye la concentración de pirita, que también produce efecto de PI. Desafortunadamente, no se tuvo disponible la sección de concentración de sulfuros totales.

Sin embargo, estos resultados son útiles pues claramente indican que la geometría de la mineralización dista mucho de un subsuelo homogéneo o estratificado, según se discute con detalle más adelante.

Los parámetros Cole-Cole estimados de los sondeos centrales de las 11 espiras de la línea 19 se muestran en las figuras 35b-e. También se incluyen los dos sondeos ubicados fuera del yacimiento (sondeos 1 y 2) y el sondeo 7, que se encuentra casi a 200 m fuera de la línea (ver figura 25). Las barras de error indican $\pm$ una desviación estándar. Nuevamente se hace la aclaración que estas barras de error deben de considerarse como estimadores optimistas del verdadero error porque en la mayoría de los sondeos, los ajustes no fueron óptimos. Todos los parámetros corresponden a los semiespacios homogéneos, excepto los del sondeo 1, en donde se usa el de dos capas. Para fines de comparación se han incluido los perfiles de concentración en la figura 35f.

El perfil de resistividad DC (figura 35b) muestra cierto grado de correlación con el perfil de concentración de sulfuros totales. Empezando desde el extremo noreste con el sondeo 14, este parámetro disminuye hasta llegar al mínimo valor de $100 \Omega \cdot m$ en el sondeo 3, donde la concentración es cercana al máximo. Esta tendencia está interrumpida por los valores más altos de la resistividad bajo los sondeos 6, 7 y 8. No es claro si esta zona es realmente anómala dado que, de todos los sondeos, los datos del sondeo 6 fueron los más ruidosos (Anexo A). Con relación a los dos sondeos levantados fuera del yacimiento (sondeos 1 y 2), no hay ninguna información del subsuelo bajo el sondeo 1.

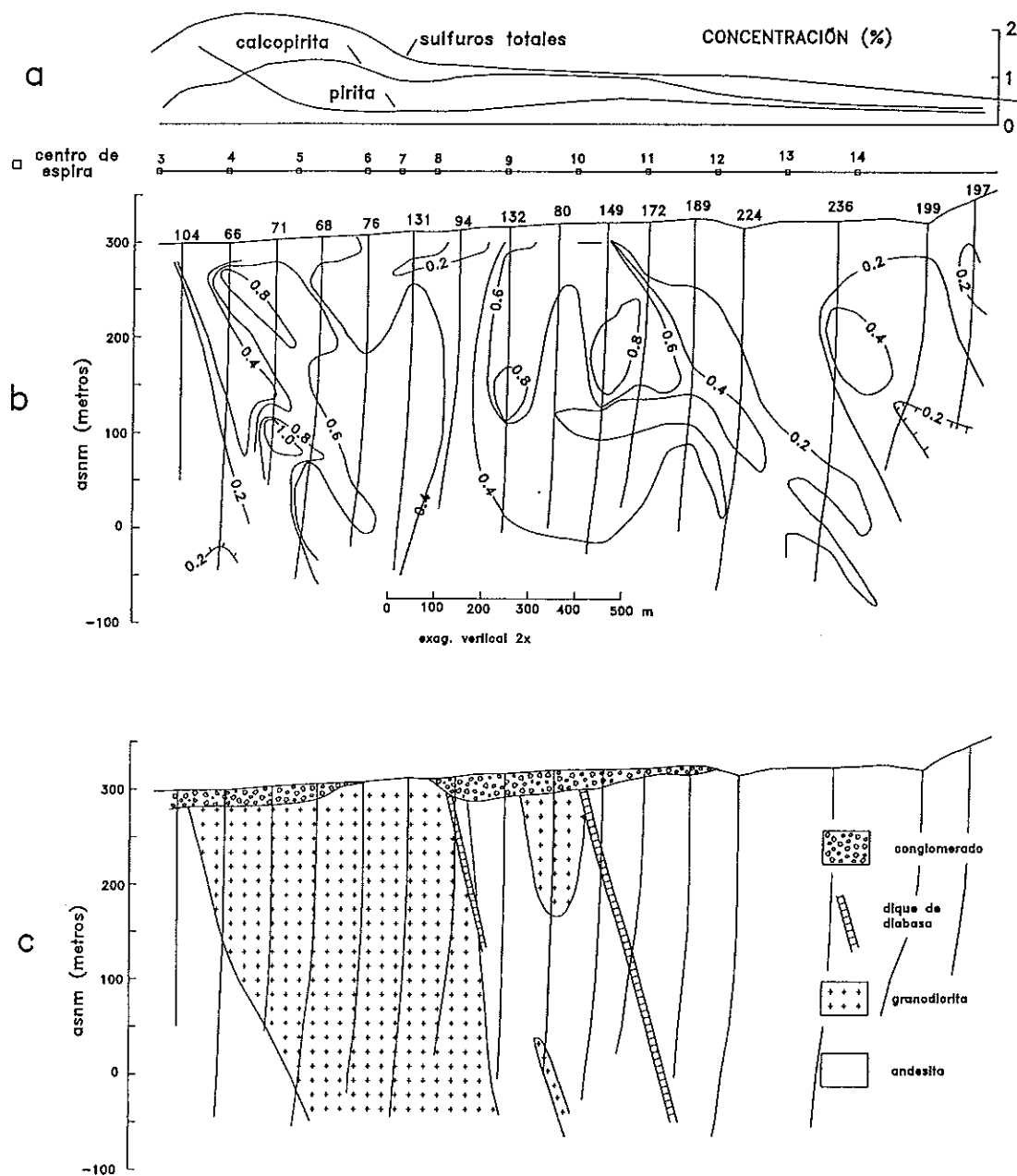


Figura 34. a) Perfiles de concentración (en porciento de volumen) de sulfuros totales, calcopirita y pirita de la Línea 19. b) Sección de concentraciones (en porciento de volúmen) de sulfuros y óxidos de cobre bajo la Línea 19. La sección no incluye a la pirita. Exageración vertical de 2. c) Sección geológica. También se incluyen las ubicaciones de los centros de las espiras.

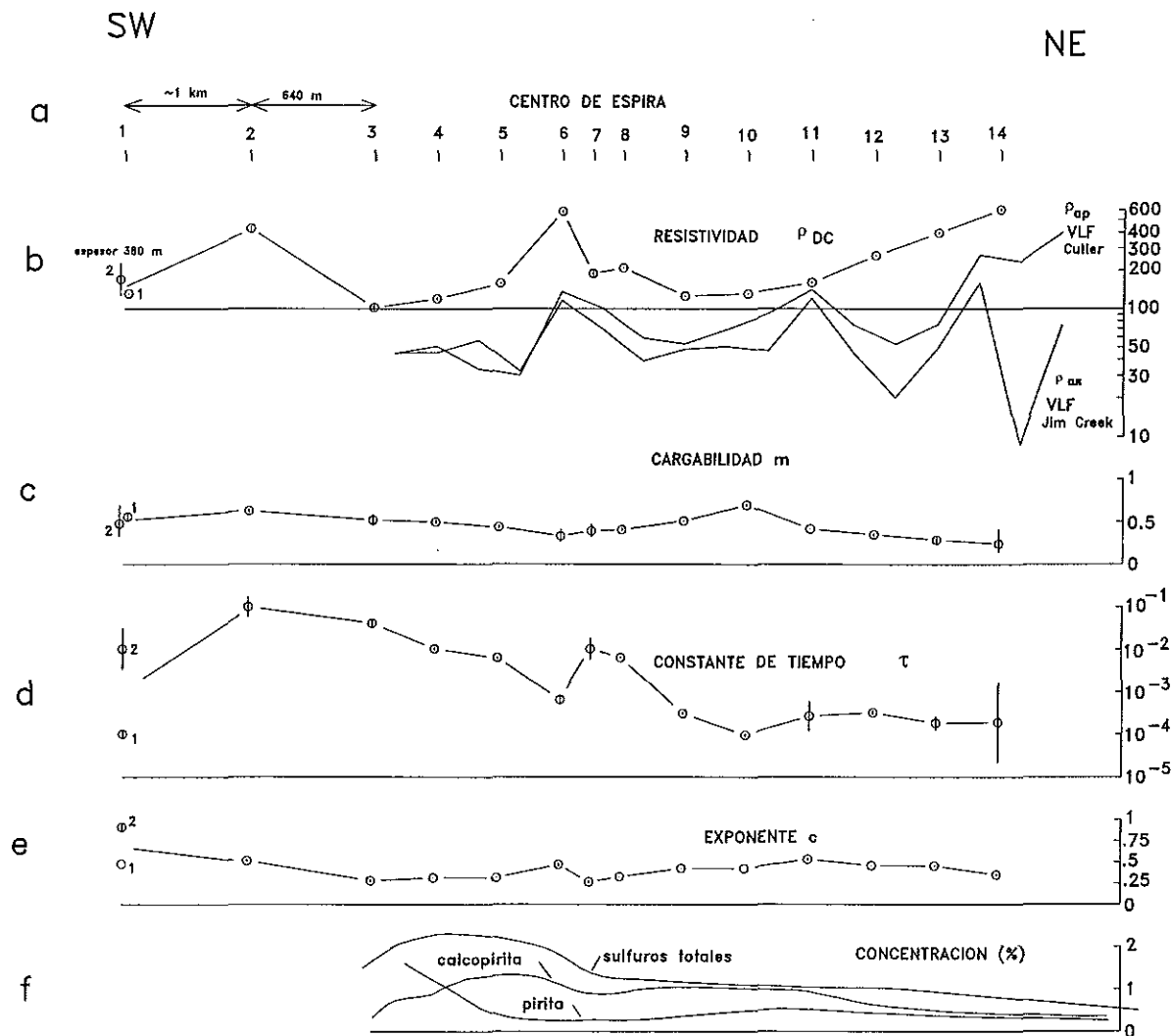


Figura 35. Variación espacial de los parámetros Cole-Cole en la línea 19. Sólo el modelo del sondeo 1 es de dos capas. a) Ubicación de los centros de las espiras. b) Perfil de resistividad DC. También se incluyen las resistividades aparentes VLF de las antenas de Cutler y Jim Creek. c) Perfil de cargabilidad. d) Perfil de constantes de tiempo. e) Perfil de exponentes c . f) Perfiles de concentraciones (porcentajes de volumen).

Aunque tampoco hay barrenos cerca del sondeo 2, la extrapolación del mapa de concentraciones de pirita (figura 5) sugiere que este sondeo se encuentra sobre el halo pirítico en concentraciones mayores al 3%. El valor relativamente alto de ρ_{DC} bajo este sondeo no se correlaciona con la posible alta concentración de sulfuros. Resumiendo, en general existe una correlación entre valores bajos de ρ_{DC} y la zona de mayor concentración de sulfuros, pero esta correlación no es universal. En principio, se esperaría que un mayor grado de mineralización estuviera asociado con una mayor interconexión entre partículas de conducción mineral y, por lo tanto, una menor resistividad. En el análisis de Pelton *et al.* (1978) de los 47 afloramientos esta correlación no resultó obvia.

Usando la misma escala de resistividades de la figura 35b, se presentan los perfiles de resistividad aparente medidos con el método VLF (mediciones cada 100 m). Los perfiles corresponden a dos antenas transmisoras diferentes (y por lo tanto, dos polarizaciones diferentes de la onda de arriba), ambas localizadas en los Estados Unidos (Cutler, ubicada en la costa oriental en el estado de Maine, que transmite a una frecuencia de 24 kHz y Jim Creek, ubicada en la costa occidental en el estado de Washington a 24.8 kHz). Los valores de resistividad aparente son similares para ambas antenas a lo largo de todo el perfil, con excepción de los dos últimos puntos en el extremo NE, donde los valores de Jim Creek son significativamente menores a los de Cutler. Es posible que estos dos valores anómalos de Jim Creek sean el producto de un efecto topográfico, pues es precisamente en el extremo noreste del perfil donde el relieve topográfico es más abrupto (figura 34c). Con las resistividades aparentes de VLF se puede estimar la profundidad nominal de penetración

alcanzada con este método ($\delta \cong 500 \sqrt{\rho_{ap}/f}$). Las profundidades estimadas son someras, del orden de 25 m, es decir, los valores de resistividad aparente provienen del volumen de roca comprendido de 0 a 25 m.

De la comparación de los dos perfiles de VLF con el perfil de resistividad DC se pueden hacer algunas inferencias. Primero, las resistividades aparentes de VLF son sistemáticamente menores que los valores de ρ_{DC} , lo que implica un aumento generalizado de la resistividad con la profundidad. Los valores bajos de VLF podrían estar respondiendo a los conglomerados, a la zona de enriquecimiento supergénico y/o a la presencia de agua intersticial, ya que localmente se bombean volúmenes limitados de agua a profundidades del orden de 20 m. Segundo, la zona anómala de valores mayores de ρ_{DC} bajo los sondeos 6, 7 y 8, discutida arriba, también existe en los dos perfiles de VLF, lo que sugiere que esta zona anómala es real y que podría estar asociada con la ausencia local de los conglomerados o con los contornos de menor concentración de minerales metálicos de la figura 34b.

La variación de las cargabilidades (figura 35c) presenta un débil pero constante incremento hacia el extremo suroeste del perfil, donde la concentración de sulfuros es mayor. Esta tendencia está interrumpida por el sondeo 10, que tiene una cargabilidad mayor que la de sus sondeos vecinos. El comportamiento de la constante de tiempo (figura 35d) es similar al de la cargabilidad. En el extremo noreste del perfil los valores de τ son del orden de 1×10^{-4} s, mientras que en el extremo suroeste, donde las concentraciones son

mayores bajo los sondeos 3 y 4, los valores de τ son cercanos a 1×10^{-1} s. El punto que rompe esta tendencia es el del sondeo 6, que podría tomarse con reserva dado que fue el más ruidoso. La correlación de la constante de tiempo con la concentración es uno de los resultados más importantes de este trabajo.

El valor del exponente c es aproximadamente uniforme a lo largo del perfil (figura 35e). El único punto anómalo es el de la segunda capa del sondeo 1 ($c=0.91$, Tabla 2). Este parámetro se ha interpretado como una medida de la uniformidad de la distribución de las partículas de sulfuro (Spies y Frischknecht, 1991). Si todas las partículas fueran del mismo tamaño, $c=0.5$. El valor promedio de 0.41 concuerda con el rango de 0.4 a 0.6 determinado por Luo y Zhang (1998) en afloramientos y muestras de roca con mineralización diseminada.

La gráfica de cargabilidad contra constante de tiempo de Pelton *et al.* (1978), incluyendo los puntos de El Arco, se muestra en la figura 36. Todos los puntos de El Arco corresponden a los semiespacios homogéneos, con excepción del sondeo 1, que es de dos capas. Las barras de error indican $\pm$ una desviación estándar. De nuestros 15 puntos sólo dos caen fuera de los límites de la región propuesta por Pelton *et al.* (1978) con línea interrumpida (sondeo 10 y marginalmente la primera capa del sondeo 1). Examinando el ajuste del sondeo 10 (Anexo A) se puede notar que, aunque no es perfecto, no es significativamente diferente al de otros sondeos vecinos.

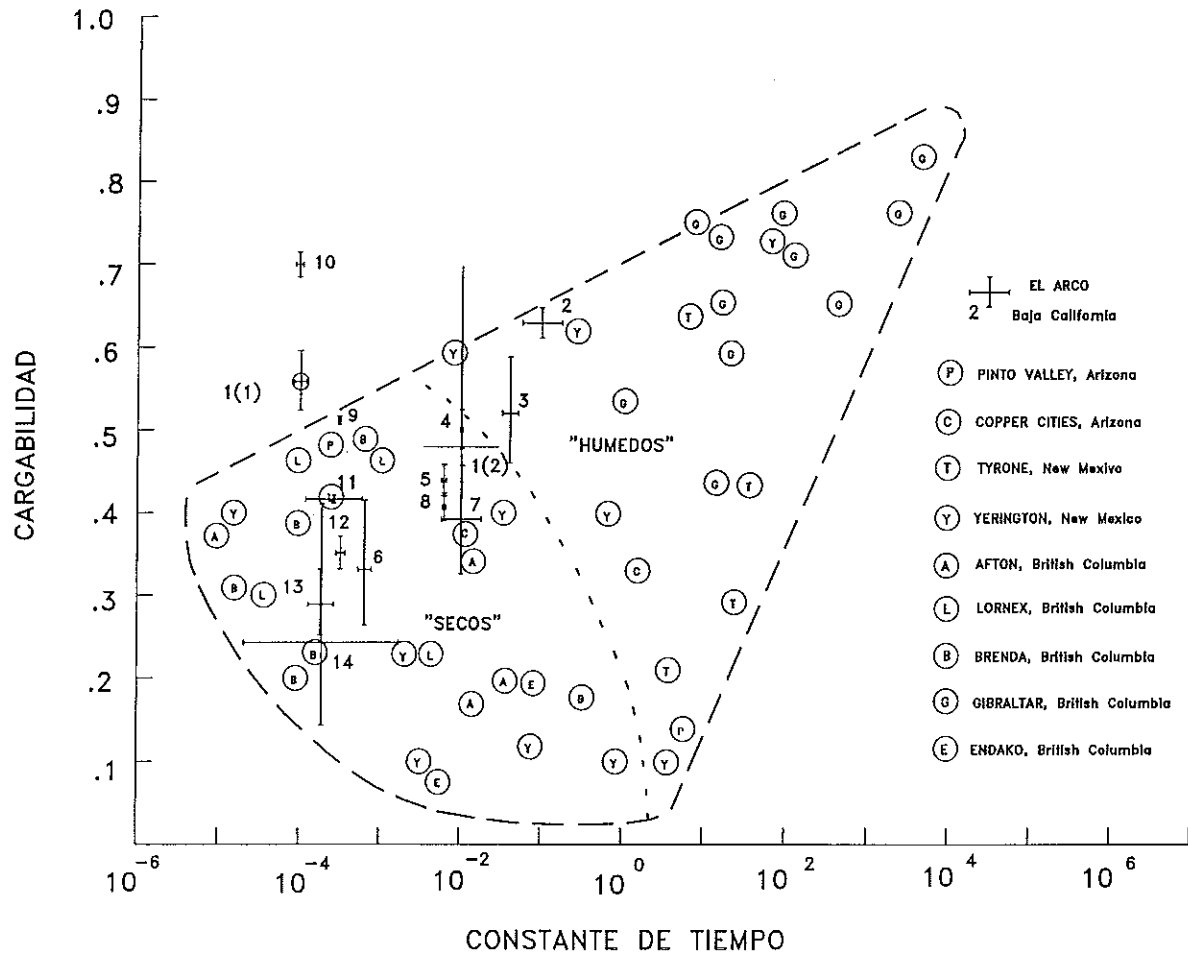


Figura 36. Gráfica de cargabilidad vs. constante de tiempo de Pelton et al. (1978), se incluyen los sitios de El Arco para modelos homogéneos y de 2 capas.

Las asociaciones de la concentración de sulfuros y la textura con las gráficas de cargabilidad vs. constante de tiempo se presentan en las figuras 37a y b. Para ambos casos al sondeo 1 no se le asignó ningún símbolo pues no existe información de barrenos en su vecindad. Para el sondeo 2, basándose en la extrapolación de contornos del mapa de concentración de pirita (figura 5), se supuso que está ubicado en la zona de alta concentración del halo pirítico. Para el resto de los sondeos, el perfil de concentración de sulfuros totales (figura 35f) se usó para asignar el grado de concentración. Como se puede observar en la figura 37a, existe una muy buena correlación de los puntos de El Arco con los resultados de Pelton *et al.* (1978). Los sondeos 2, 3, 4 y 5, que tienen los círculos de mayor radio, son los que presentan los valores más altos de τ y además tienen cargabilidades altas. En cambio, los sondeos 11, 12, 13 y 14, con los círculos más pequeños, son los que tienen valores de cargabilidad y constante de tiempo menor. De los resultados de esta gráfica se pueden concluir dos puntos importantes. Primero, la concordancia de los puntos de El Arco con los resultados de Pelton *et al.* (1978) le dan validez a nuestra interpretación. Segundo, se demuestra que es posible realizar discriminación mineral con sondeos TDEM. Este es el primer trabajo que demuestra esta habilidad.

La gráfica asociada con la textura (figura 37b) contiene dos aspectos: la diferenciación de texturas (de vetilla o diseminada) y la diferenciación del tipo de mineralización dominante (pirita o mineralización de cobre). Con relación al primer aspecto, no es posible asignar directamente una textura a los datos de El Arco pues no

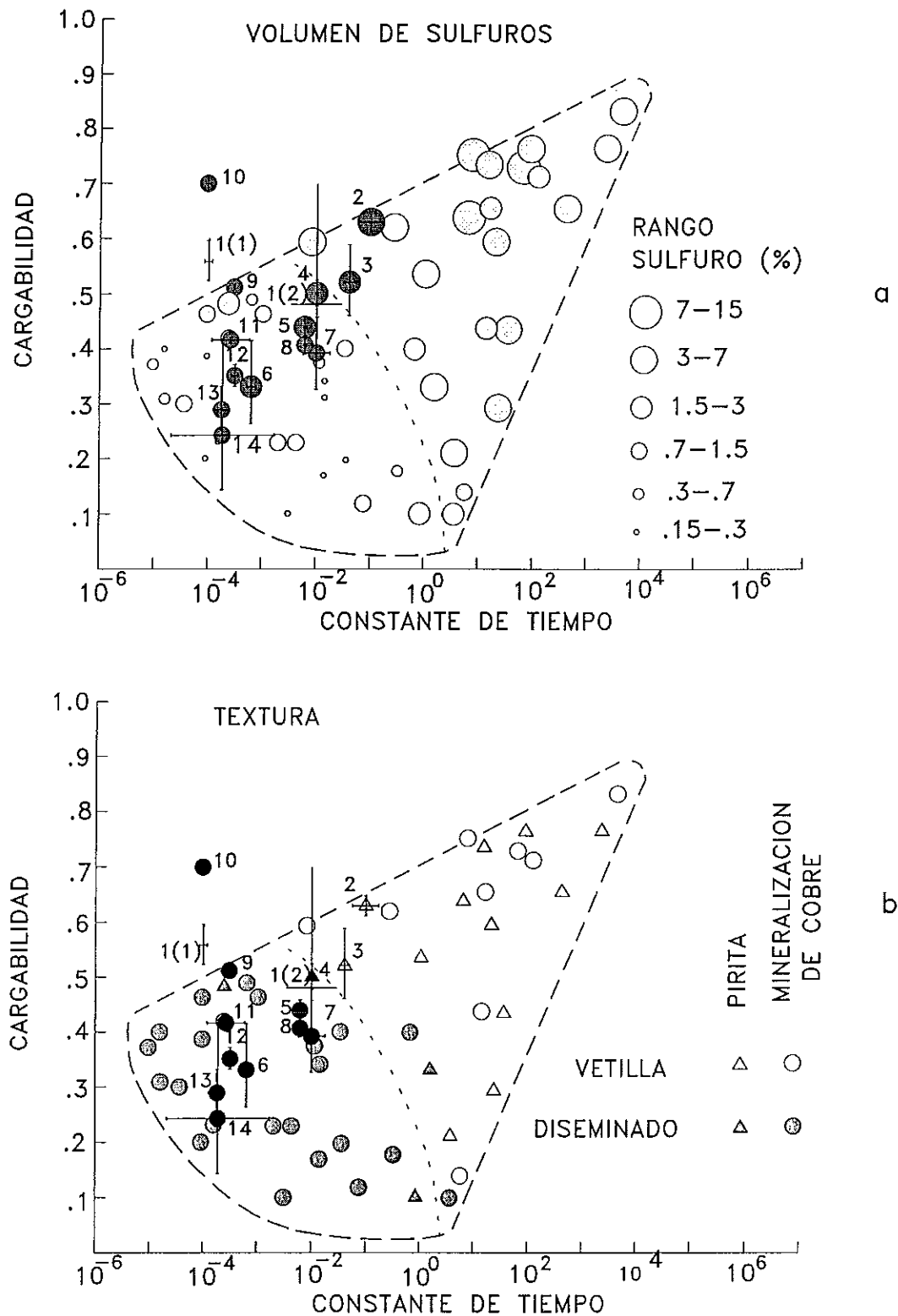


Figura 37. Gráficas de cargabilidad vs. constante de tiempo de los 9 yacimientos (Pelton et al., 1978) y los 15 puntos correspondientes a El Arco (símbolos oscuros). a) Asociación con el volumen de sulfuros. b) Asociación con la textura.

tenemos información sobre este aspecto (la textura descrita por Echávarri y Rangin (1978) es muy general pues se refiere a todo el yacimiento). Sin embargo, si comparamos las figuras 36 y 37b, se puede inferir que la textura de vetilla es comparable a la condición de “húmedo” mientras que la textura diseminada lo es a la condición de “seco”. A partir de esta inferencia, los puntos de los sondeos 2 y 3 se clasificaron como textura de vetilla (símbolos abiertos) y el resto de los sondeos como textura diseminada (símbolos cerrados). Tomando en cuenta este razonamiento circular, los resultados de El Arco parecen congruentes con los de Pelton *et al.* (1978). Para el segundo aspecto (el tipo de mineralización dominante), los perfiles de concentración de pirita y de calcopirita de la figura 35f nos permiten asignar el tipo de mineralización a los puntos de El Arco. Los puntos de los sondeos 2, 3 y 4 están asociados con una dominancia de la pirita (triángulos), mientras que el resto de los sondeos están dominados por la mineralización de cobre (círculos). Nuevamente, de este análisis comparativo se puede concluir que los resultados del El Arco son congruentes con los de Pelton *et al.* (1978).

Como se mencionó al principio de esta sección, los mapas de concentraciones y la sección de la línea 19 (figura 34b) indican que la distribución espacial de concentraciones es 3-D. También hay varias evidencias que sugieren la presencia de efectos 3-D importantes en los datos, por ejemplo: la zona anómala de ρ_{DC} en los sondeos 6, 7 y 8, el valor alto de m en el sondeo 10, la zona anómala de τ bajo los sondeos 7 y 8 y la imposibilidad de obtener un buen ajuste en el sondeo 2. Sin embargo los datos fueron mayormente interpretados en términos de subsuelos homogéneos. Aunque esto puede

limitar el alcance de nuestra interpretación, existen argumentos que la justifican. El argumento principal que la apoya es la habilidad del sondeo TDEM de enfocar las corrientes inducidas hacia abajo de la espira transmisora y en la zona lateral vecina, es decir, que una parte importante del volumen de roca que aporta información a las mediciones es el que se encuentra cercano a la espira. Además, la variación espacial de los diferentes parámetros (figura 35) es por lo general suave, lo que permite suponer que nuestros modelos homogéneos son una especie de promedio de las propiedades de la roca bajo la espira transmisora.

VI. CONCLUSIONES

1) Todos los sondeos realizados sobre y en las proximidades del depósito mineral mostraron clara evidencia de polarización inducida, lo que se manifiesta por el característico cambio de polaridad en el voltaje observado.

2) Se demostró que es posible interpretar los datos de sondeos TDEM en términos de modelos Cole-Cole. Sin embargo, encontrar los mejores modelos no es tarea fácil. Para estimar la constante de tiempo en cada sondeo (uno de los dos parámetros más importantes en la discriminación mineral) fue necesario hacer muchas corridas del programa de inversión barriendo el intervalo de variación de este parámetro. Para seleccionar el mejor modelo se aplicaron tres criterios: 1) que la incertidumbre de τ fuera mínima, 2) que el error de ajuste fuera pequeño (no necesariamente el mínimo) y 3) se dio una mayor prioridad al ajuste de tiempos cortos. Varios sondeos también fueron invertidos usando modelos de dos capas, pero en casi todos ellos los parámetros resultaron pobremente constreñidos.

La presencia de incertidumbres grandes en los voltajes de tiempos largos fue una limitante en la estimación de la estructura eléctrica más profunda. Los niveles de voltaje ($\sim 9 \times 10^{-9}$) y el aplanamiento de estos datos sugieren que el ruido electromagnético ambiental domina las observaciones en estos caso. Hay varias formas para disminuir el efecto de este ruido: aumentar el momento de la espira transmisora (área por corriente), aumentar el

número de apilamientos, incrementar la ganancia o usar una bobina receptora de mayor área efectiva. En este estudio estos factores están cerca o en el límite superior permitido por el equipo. La única forma de aumentar la relación señal/ruido es el empleo de un equipo más grande (Geonics TEM37 o Sirotem de bobina coincidente).

3) Hay una buena concordancia con los resultados de Pelton *et al.* (1978). Con excepción de los puntos del sondeo 10 y marginalmente la primera capa del sondeo 1, el resto de los puntos caen dentro de la región de correlación de cargabilidad vs. constante de tiempo propuesta por Pelton *et al.* (1978). Además, las correlaciones de las gráficas de m vs τ con la concentración y la texturas son positivas. Estas correlaciones, además de darle validez a los resultados, indican que es posible hacer discriminación mineral con sondeos TDEM. Este es el primer trabajo de su tipo, es decir, el uso de sondeos TDEM para estimar parámetros Cole-Cole. La solución del problema directo es riguroso, con muy pocas aproximaciones. El uso de un semiespacio homogéneo para interpretar cada sondeo podría ser una limitación importante, dado que la información de los barrenos indica que la distribución de la concentración es 3-D. Los argumentos a favor del uso de subsuelos homogéneos es la habilidad de los sondeos TDEM de enfocar la corriente hacia abajo de la espira y el comportamiento generalmente suave de los parámetros a lo largo de la línea 19. Sin embargo, hay varias localidades donde existen variaciones anómalas que podrían ser el resultado de efectos 3-D. Modelar los datos en 3-D está fuera de los objetivos de este trabajo.

4) El método no es capaz de diferenciar la zona económica (dominada por los sulfuros de cobre) de la zona estéril (dominada por pirita). Esta conclusión resulta de la ausencia de diferencias significativas entre los parámetros Cole-Cole de los sondeos 2, 3 y 4 (ubicados fuera y en los bordes del yacimiento) y el resto de los sondeos localizados sobre el yacimiento. Es decir, si se desconocieran los límites del depósito económico, con este método no sería posible estimarlos. Cabe hacer notar que, hasta la fecha, no hay ningún trabajo de PI que haya podido diferenciar la pirita de los minerales de cobre. Con relación a este punto, los resultados del perfil Vizcaíno (Romo *et al.*, en preparación) serán interesantes. La porción noreste de este perfil, desde El Arco hasta San Francisquito (en la costa del Mar de Cortés) comprende 14 sondeos TDEM espaciados aproximadamente 5 km. La mayoría de estos sondeos presenta un cambio de polaridad de los voltajes observados. Cuáles sondeos están asociados con la presencia económica de sulfuros y cuáles están simplemente asociados con una concentración de fondo de pirita y magnetita, es una pregunta abierta.

5) Uno de los objetivos del estudio fue determinar la base del yacimiento. En la mayoría de los barrenos de la línea 19, que alcanzaron profundidades máximas de 250 a 350 m, no es obvia la terminación del yacimiento. Puesto que el intervalo estimado de profundidades exploradas con los sondeos TDEM fue de 100 a 500 m, se sugiere que el yacimiento puede extenderse a profundidades mayores a los 350 m. Sin embargo, esta conclusión no es categórica pues los ajustes en tiempos largos no fueron buenos. De cualquier forma, las profundidades de investigación fueron mayores que las obtenidas con el arreglo semi-

Wenner de Farías (1978), donde la profundidad máxima de investigación no excede los 100 m. Esta es una ventaja clara de los sondeos TDEM de bobina central sobre los arreglos tetraelectródicos galvánicos.

LITERATURA CITADA

- Anderson, W. L., 1975, Improved digital filters for evaluating Fourier and Hankel transform integrals, U. S. Geol. Survey rep. USGS-GD-75-12: 223 p.
- Anderson, W. L., 1979, Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*, 44: 1287-1305 p.
- Barthelmy, D. A., 1979, Regional geology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California. In Abbott, P. L. *et al* (eds), *Baja California Geology, Field Guides and Papers*, 127-138 p.
- Bertin, J. y Loeb J. 1976. Experimental and theoretical aspects of induced polarization. Gebrüder Borntraeger. Berlin.
- Cole, K. S. y Cole, R. H., 1941, Dispersion and absorption in dielectrics, *J. Chem. Phys.* 9: 341 p.
- Collett, L.S., 1990, History of the induced-polarization method, in Fink, J.B., *et al.*, eds., *Induced polarization, Applications and Case Histories*, 5-21, Soc. Explor. Geophys., Tulsa, Oklahoma
- Constable, S. C., Parker, R. L. y Constable, C. G., 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52: 289-300 p.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M. y Clark, K. F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 1052-1071 p.

- Davies, P. J. y Polonsky, I., 1972, Numerical interpolation, differentiation and integration. En: Abramowitz, M. and Stegun, I. A., (eds), Handbook of mathematical functions, Dover publications, 875-924 p.
- Dey, A. y Morrison, H. F., 1973, Electromagnetic coupling in frequency and time domain induced polarization surveys over a multilayered earth, *Geophysics*, 38: 380- 405 p.
- Echávarri, A. P., y Rangin, C., 1978, El yacimiento cuprífero de El Arco, B.C., su ambiente geológico y sus características de alteración y mineralización. *Boletín Depto. Geología, Universidad de Sonora*, 1:1-18 p.
- Edwards, R. N., Bailey, R. C., y Garland, G. D. 1981, Conductivity anomalies: lower crust or asthenosphere?, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25: 263-72p.
- Farías García, R. 1978, Geophysical exploration of the El Arco-Calmalli mining district, Baja California, México. Department of Geosciences, The University of Arizona, Tesis de Maestría en Ciencias.
- Fitterman, D. V. y Anderson, W. L., 1987, Effect of transmitter turn-off time on transient soundings, *Geoexploration*, 24: 131-146 p.
- Flis, M. F., Newman, G. A. y Honmann G. W., 1989, Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements, *Geophysics*, 54 (4): 514-523 p.
- Flores Luna, C. F., 1999, Cálculo de respuestas de medios estratificados con sondeos electromagnéticos transitorios, Reporte Interno, Departamento de Geofísica Aplicada, CICESE.

- Flores Luna, C., 2000, La exactitud del problema directo de sondeos electromagnéticos transitorios, *Geos*, 20 (2): 70-88 p.
- Fraser, D. C. y Ward, S. H., 1967, Conduction of electricity in rocks. *Mining geophysics. Society Exploration Geophysicists*, 2: 197-223 p.
- Gómez-Treviño, E., y Edwards, R. N., 1983, Electromagnetic soundings in the sedimentary basin of southern Ontario – A case history, *Geophysics*, 48 (3): 311-330 p.
- Jackson, D. D., 1972, Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 28: 97-109 p.
- Jupp, D. L. B y Vozoff, K., 1975, Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 42: 957-976 p.
- Jupp, D. L. B. y Vozoff, K., 1977, Two-dimensional magnetotelluric inversion, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 50: 333-352 p.
- Kaufman, A. A. y Keller, G. V., 1983, Frequency and transient sounding. Elsevier, Amsterdam. 685 p.
- Luo, V. y Zhang, G., 1998, Theory and application of spectral induced polarization, *Geophysical Monograph Series*, 8, Society of exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- Madden, T. R. y Cantwell, T., 1967, Induced polarization, A review. En: *Mining Geophysics. Society of Exploration Geophysicist*, 2: 373-400 p.
- Mc Neill, J. D. y Labson v. F., 1991, Geological mapping using VLF radio fields. En: Nabighian, M. N. (ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics*,

- Applications, Part B, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 521 – 640 p.
- Nabighian, M. N., 1979, Quasi-static transient response of a conducting half-space: An approximate representation, *Geophysics*, 44: 1700-1705 p.
- Pastrana Vázquez, E., 1991, Análisis de la respuesta de polarización inducida espectral de una esfera, Tesis de Maestría en Ciencias, Div. de Ciencias de la Tierra, CICESE, 100 pp.
- Pelton, W. H., Ward S. H., Hallof P. G., Sill W. R. y Nelson P. H., 1978, Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. *Geophysics*, 43 (3): 588-609 p.
- Poddar, M., 1982, A rectangular loop source of current on a two-layered earth, *Geophysics*, 30: 101-114 p.
- Raiche, A. P., Jupp, D. L. B., Rutter, H. y Vozoff, K., 1985, The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures, *Geophysics*, 50: 1618-1627 p.
- Ryu, J., Morrison, H. F. y Ward, S. H., 1970, Electromagnetic effects about data a loop source of current, *Geophysics*, 35: 862-896 p.
- Scheid, F., 1972, Teoría y problemas de análisis numérico, Serie de Compendios Schaum, Mc Graw Hill, 422 p.
- Seigel, H. O., 1959, Mathematical formulation and type curves for induced polarization. *Geophysics*, 24: 547-565 p.

- Van Voorhis, G. D., Nelson, P. H. y Drake, T. L. 1973, Complex resistivity spectra of porphyry copper mineralization. *Geophysics*, 38 (1): 49-60 p.
- Wait, J.R., 1962, Theory of magneto-telluric fields, *Journal of research of the National Bureau of standards, Radio Propagation*, 66D: 509-541 p.
- Ward, S. H., 1990, Resistivity and induced polarization methods. En: Ward, S. H. (ed.), *Geotechnical and environmental geophysics, vol. I. Review and Tutorial*, Society of Exploration Geophysicist, Tulsa Oklahoma, 147-189 p.
- Weidelt, P., 1982, Response characteristics of coincident loop transient electromagnetic systems, *Geophysics*, 47: 1325-1330 p.
- Wiggins, R. A., 1972, The general linear inverse problem: Implications of surface waves and free oscillations for earth structure, *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 10: 251-285 p.
- Wynn, J. C. y Zonge, K. L., 1977, Electromagnetic coupling, *Geophysical Prospecting* 25: 29-51 p.

APÉNDICE A.

En este apéndice se incluyen los datos centrales de los 14 sondeos centrales (cuadros, voltajes positivos; cruces, voltajes negativos) y las respuestas calculadas de los respectivos semiestacios homogéneos (líneas continuas, voltajes positivos; líneas discontinuas, voltajes negativos).

