

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y
DE EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

MODELADO BI-DIMENSIONAL DE ALGUNOS
PERFILES DE RESISTIVIDAD EN LA REGION
DE CERRO PRIETO, B. C.

TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS

RAYMUNDO MANUEL VEGA AGUILAR

RESUMEN de la tesis de Raymundo Manuel Vega Aguilar
presentada como requisito parcial para la obtención del
grado de MAESTRO EN CIENCIAS en geofísica con opción en
METODOS ELECTRICOS. Ensenada Baja California, México.
Febrero 1980.

MODELADO BIDIMENSIONAL DE ALGUNOS PERFILES DE RESISTIVIDAD
EN LA REGION DE CERRO PRIETO B. C.

Resúmen aprobado:


Dr. Mario Martínez G.
Director de Tesis

Se presenta un resúmen del método de resistividad de corriente directa, el procesado usual de los datos obtenidos en el campo y los algoritmos existentes de modelado.

Se usa el método del Elemento Finito para discretizar la ecuación diferencial que representa la respuesta de la tierra a una fuente puntual de corriente, resultando en un sistema matricial, el cual es resuelto en el espacio de Fourier de números de onda.

Se hace una revisión de la geología del área de estudio para utilizarse en la construcción e interpretación de los modelos de algunas de las líneas estudiadas por la COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD, y se discute la utilidad del método para determinar la topografía del basamento.

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DEPARTAMENTO DE GEOFISICA

MODELADO BI-DIMENSIONAL DE ALGUNOS PERFILES
DE RESISTIVIDAD EN LA REGION DE CERRO PRIETO B. C.

TESIS

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

RAYMUNDO MANUEL VEGA AGUILAR

Ensenada B. C. N. , Febrero de 1980.

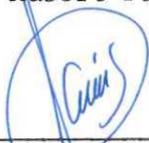
TESIS APROBADA PARA SU DEFENSA POR:



Dr. Mario Martínez García, Director del Comité



Dr. Hubert Fabriol Bauville, Miembro del Comité



M. C. Francisco Suárez Vidal, Miembro del Comité



Dr. Pedro Ripa Alsina, Miembro del Comité



Dr. Ricardo Fernández Tomé, Miembro del Comité



Dr. Alfonso Reyes Zamora, Jefe del Departamento de
Geofísica



Dr. Enrique Carrillo Barrios-Gómez, Coordinador
Académico

Tesis presentada en febrero 7, 1980

DEDICATORIA

A mis padres Sr. Manuel Vega G. y Sra. Socorro Aguilar por el apoyo y el estímulo que han brindado a mis estudios.

A mis hermanos Yolanda, Rosa Martha, Elsa, Mario, Jorge, Hugo, Gilberto y Edgar que han sabido ayudar a mi realización profesional.

A Susana Rosas quien me ha animado con su amor y paciencia.

AGRADECIMIENTOS

A mi asesor y director de tesis Dr. Mario Martínez G. por la ayuda otorgada durante el desarrollo del presente trabajo.

A todo el personal del Centro de Cálculo Electrónico del C. I. C. E. S. E. quienes contribuyeron en forma determinante en la realización de esta tesis.

Al Ing. Antonio Razo por las facilidades que dio al proporcionar la información obtenida por las brigadas de campo a su mando en CFE.

Al CICESE y Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.

CONTENIDO

	<u>Pagina</u>
I. - INTRODUCCION	1
II. - METODOS	8
II. 1. - Bases del programa	8
II. 2. - Organización del programa y ejemplos	18
II. 3. - Geología de la región de estudio: Cerro Prieto B. C.	33
III. RESULTADOS	36
III. 1. - Línea #7	39
III. 2. - Línea #8	43
III. 3. - Línea #11	49
III. 4. - Línea #2	53
III. 5. - Línea #6	58
IV. CONCLUSIONES	65
LITERATURA CITADA	68

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1	Arreglos de electrodos	2
2	Distribución de ceros en C	16
3	Organización del programa	19
4	Ejemplo de datos de entrada	20
5	Modelo de ejemplo #1	26
6	Modelo de ejemplo #2	27
7	Modelo de ejemplo #3	28
8	Modelo de ejemplo #4	29
9	Modelado en capas del ejemplo #4	31
10	Modelo de ejemplo #5	32
11	Mapa de la región de estudio	37
12	Pseudosección de la línea #7	40
13	Modelo de la línea #7	41
14	Pseudosección de la línea #8	44
15	Modelo "a" de la línea #8	45
16	Modelo "b" de la línea #8	47
17	Pseudosección de la línea #11	50
18	Modelo de la línea #11	51
19	Pseudosección de la línea #2	54
20	Modelo "a" de la línea #2	55
21	Modelo "b" de la línea #2	57

FiguraPágina

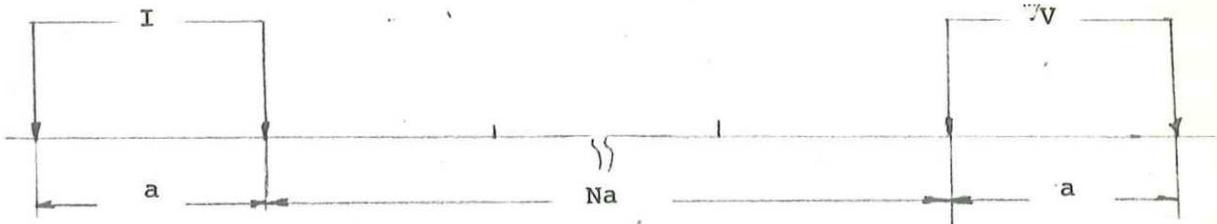
22	Pseudosección de la línea #6	59
23	Modelo "a" de la línea #6	60
24	Modelo "b" de la línea #6	63
25	Modelo "c" de la línea #6	64

MODELADO BI-DIMENSIONAL DE ALGUNOS PERFILES
DE RESISTIVIDAD EN LA REGION DE CERRO PRIETO B. C.

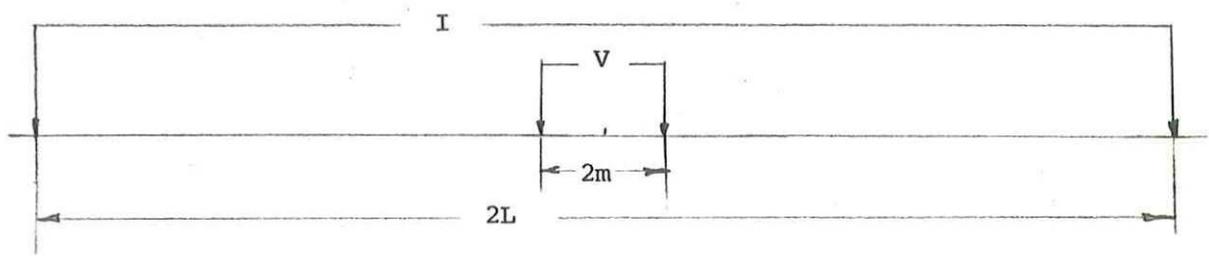
I. - INTRODUCCION

De los métodos eléctricos usados para prospección en geofísica, los más empleados son los de corriente directa. Los diferentes arreglos de electrodos se muestran en la figura #1 y de ellos el más común es el arreglo de Schlumberger. En este arreglo se inyecta corriente en un dipolo cuyos extremos son los puntos A y B y se mide la diferencia de potencial producida por ese flujo de corriente en los electrodos M y N (con $AB \gg MN$). Estos electrodos deben ser no polarizables, por ejemplo, de cobre en una solución saturada de sulfato de cobre. La polaridad de la corriente debe ser conmutada a un periodo constante para evitar que la tierra se polarice, lo cual introduce errores sistematicos en las mediciones.

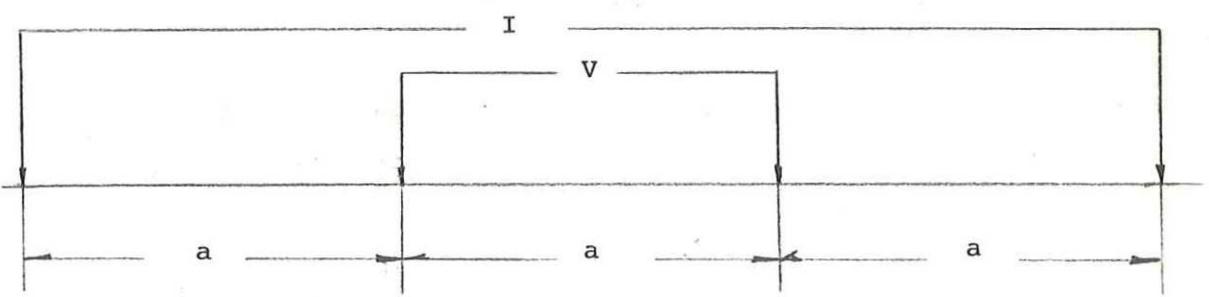
Un sondeo de Schlumberger se construye empezando con una distancia corta entre los electrodos de corriente, y se va aumentando paulatinamente, con incrementos iguales en la escala logaritmica. Los datos son graficados en papel de doble modulo logaritmico. En la abscisa se grafica la distancia $\text{Log}(AB/2)$ y en la ordenada el $\text{Log}(a)$ donde;



a) Arreglo Dipolo - Dipolo



b) Arreglo Schlumberger



c) Arreglo Wenner.

Figura No. 1 Arreglos de electrodos.

$$\rho_a = K \Delta V / I \quad (1)$$

(resistividad aparente) y K es un factor que depende de la geometría del arreglo. Para el arreglo de Schlumberger el factor geométrico vale:

$$K = \pi (L^2 - m^2) / m \quad : \quad \text{con} \quad L = AB/2 \quad \text{y} \quad m = MN/2 \quad (2)$$

La resistividad aparente que se mide en un punto determinado en la superficie de la tierra, es equivalente a la resistividad que se mediría si se tratara de una tierra homogénea, con ese valor de resistividad en ohm-m.

Debido a que la conducción de corriente eléctrica en las rocas se realiza principalmente a través del fluido contenido en los poros, la resistividad de un material depende de la saturación y la salinidad del fluido, la cantidad y forma de los poros que tiene la roca matriz (factor de formación), el contenido de minerales metálicos y la presencia o ausencia de arcillas.

Cuando se estudia una zona se realizan sondeos siguiendo una alineación de manera tal que se puedan presentar los datos en perfiles definidos. Los datos de los perfiles se presentan en pseudosecciones de resistividad aparente, en donde la abscisa indica la localización del sondeo y la

ordenada la semidistancia $AB/2$. Los puntos en el plano, de igual resistividad, se unen formando curvas de iso-resistividad.

Otra manera de presentar los datos es en planos, con curvas de iso-resistividad aparente para una determinada apertura de los electrodos de corriente AB.

Al realizar un estudio de resistividad, es usual que el procesado de los datos, se limite a la presentación de los planos y de las secciones de resistividad aparente, con lo cual se puede hacer una interpretación cualitativa por observación directa de las zonas de resistividad anómala en los planos y las secciones.

Si se quiere hacer una interpretación cuantitativa, es necesario ajustar los datos de campo a curvas estándar o construir modelos. Para modelar es necesario tener programas y disponer de tiempo de computadora.

Existen dos tipos de modelado: EL METODO INVERSO y EL METODO DIRECTO que consisten en:

a) METODO INVERSO

En este método se parte de los datos de campo y se

encuentra el modelo que mejor se ajuste a ellos de acuerdo a un criterio estadístico preestablecido. El método resulta en un sistema de ecuaciones no lineales, las que hay que linealizar para resolver el problema. Por otra parte, debido a la complejidad matemática involucrada, solo se ha podido resolver el problema más sencillo, que es el suponer estratificación horizontal en la tierra, es decir en una dimensión (capas horizontales). (Oldenburg 1977).

b) METODO DIRECTO

Consiste en construir modelos y comparar la respuesta obtenida con los datos de campo. De la comparación se modifica el modelo y por prueba y error se ajusta a los datos obtenidos en el lugar de estudio. El modelo que se acepta como verdadero es el que mejor se ajusta a los datos de campo y tiene mayores probabilidades geológicas para la región de estudio.

De acuerdo a las variaciones en la dimensión de la conductividad permitidas en el modelo, se habla de modelado en una dimensión ($\sigma(z)$), en dos dimensiones (variación de σ en (x, z)), o modelado en tres dimensiones ($\sigma(x, y, z)$).

Normalmente, la interpretación de los sondeos eléctricos se hace con la suposición de estratificación horizontal. Este

tipo de modelado involucra la evaluación de una integral con un kernel complicado o bien la sumatoria de series infinitas (Zhody et al. 1974). Existe una simplificación al problema haciendo uso de teoría de filtros; la respuesta es evaluada por medio de una convolución entre la transformada de la resistividad con un filtro construido por Gosh (1971).

El método directo de interpretación tiene sus inicios en la construcción de modelos analíticos y analógicos de estructuras simples como contactos, diques y otros cuerpos de dos y tres dimensiones. El modelado analógico considera únicamente el comportamiento asintótico para contrastes de resistividad considerables y dimensiones restringidas, con lo que el método resulta limitado en su aplicación (Van Nostrand y Cook, 1966; Dey, 1967; Mc. Phar 1967; Apparao et al. 1969).

La respuesta a inhomogeneidades de forma y conductividad más generales ha sido obtenida por Madden (1967; 1971), Jepsen (1969), Coggon (1971), Aiken et al. (1973). La evaluación por diferencias finitas de la respuesta debida a estructuras bidimensionales ocasionada por una fuente puntual de corriente fue hecha por Jepsen (1969) y debida a un campo uniforme por Aiken et al. (1973). Estas técnicas resuelven el sistema matricial generado en la

discretización de la ecuación diferencial. La respuesta es obtenida mediante el método clásico de sobrerrelajación sucesiva por puntos debido a Southwell (1946). Madden (1967) uso la técnica de mallas eléctricas para evaluar la distribución de potenciales cerca de un cuerpo bidimensional con una fuente puntual de corriente.

II. METODOS

II. 1. - BASES DEL PROGRAMA

Para medios isotrópicos homogéneos de conductividad σ , la ley de OHM relaciona la densidad de corriente J con el campo eléctrico E :

$$J(x,y,z) = \sigma(x,y,z) E(x,y,z) \quad (3)$$

Debido a que el campo eléctrico estacionario es conservativo:

$$E(x,y,z) = - \nabla \phi(x,y,z) \quad (4)$$

y

$$J(x,y,z) = - \sigma(x,y,z) \nabla \phi(x,y,z) \quad (5)$$

Aplicando el principio de conservación de la carga sobre un volumen, obtenemos:

$$\nabla J(x,y,z) = \frac{\partial \rho}{\partial t}(x,y,z) \cdot \delta(x_s, y_s, z_s) \quad (6)$$

donde ρ es la densidad de carga y x_s, y_s, z_s son las coordenadas del punto de inyección de corriente. Aplicando esta ecuación en la igualdad (5), resulta:

$$\nabla \sigma(x,y,z) \nabla \phi(x,y,z) = - \frac{\partial \rho}{\partial t}(x,y,z) \delta(x_s, y_s, z_s) \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \sigma(x,y,z) \nabla^2 \phi(x,y,z) + \nabla \phi(x,y,z) \cdot \nabla \sigma(x,y,z) = & \quad (8) \\ = - \frac{\partial \rho}{\partial t}(x,y,z) \delta(x_s, y_s, z_s) & \end{aligned}$$

como

$$\nabla^2 (\sigma \phi) = \sigma \nabla^2 \phi + \phi \nabla^2 \sigma + 2 \nabla \sigma \nabla \phi \quad (9)$$

entonces

$$\nabla \sigma \cdot \nabla \phi = 1/2 (\nabla^2 (\sigma \phi) - \sigma \nabla^2 \phi - \phi \nabla^2 \sigma) \quad (10)$$

usando las relaciones (9) y (10), la ecuación (8) resulta en:

$$\begin{aligned} \nabla^2 (\sigma(x,y,z) \phi(x,y,z)) - \sigma(x,y,z) \nabla^2 \phi(x,y,z) - \\ - \phi(x,y,z) \nabla^2 \sigma(x,y,z) + 2 \phi(x,y,z) \nabla^2 \sigma(x,y,z) = \\ = -2 \frac{\partial \rho}{\partial t}(x,y,z) \delta(x_s, y_s, z_s) \end{aligned} \quad (11)$$

entonces

$$\begin{aligned} \nabla^2 (\sigma(x,y,z) \phi(x,y,z)) + \sigma(x,y,z) \nabla^2 \phi(x,y,z) - \\ - \phi(x,y,z) \nabla^2 \sigma(x,y,z) = -2 \frac{\partial \rho}{\partial t}(x,y,z) \delta(x_s, y_s, z_s) \end{aligned} \quad (12)$$

Por otro lado si suponemos una geometría bidimensional en donde el material tiene propiedades constantes a lo largo del eje Y ($d\sigma/dy=0$), entonces (12) se transforma a :

$$\nabla^2 (\sigma(x,z) \phi(x,y,z)) + \sigma(x,z) \nabla^2 \phi(x,y,z) - \phi(x,y,z) \nabla^2 \sigma(x,z) = -2 \frac{\partial \rho}{\partial t}(x,y,z) \delta(x_s, y_s, z_s) \quad (13)$$

Con esta ecuación para una distribución de conductividades en el plano (x, z) dadas, se puede obtener el potencial en cualquier punto del espacio. Para discretizar esta ecuación es necesario usar una malla tridimensional pues el potencial es función de (x, y, z) . Si el problema a resolver es bidimensional, la ecuación (13) se transforma al espacio de Fourier de números de onda en la variable 'Y', con las transformaciones en los dos sentidos definidas como:

$$\tilde{f}(x, ky, z) = \int_0^{\infty} f(x, y, z) \cos(ky*y) dy \quad (14a)$$

y

$$f(x, y, z) = 1/2\pi \int_0^{\infty} \tilde{f}(x, ky, z) \cos(ky*y) dk y \quad (14b)$$

en donde se supone que \tilde{f} y f son funciones pares de Y.

Aplicando la transformación (14a) a la ecuación (13),

tenemos que para un valor k_y fijo:

$$\begin{aligned} \nabla^2 (\sigma(x,z) \tilde{\phi}(x,ky,z)) + \sigma(x,z) \nabla^2 \tilde{\phi}(x,ky,z) - \\ \tilde{\phi}(x,ky,z) \nabla^2 \sigma(x,z) - 2 k^2_y \sigma(x,z) \tilde{\phi}(x,ky,z) = \\ = - 2 \tilde{Q} \delta(x_s, z_s). \end{aligned} \quad (15)$$

En donde el parametro \tilde{Q} es la densidad de corriente estacionaria en el espacio (x, ky, z) definida como:

$$\tilde{Q} = \partial \rho / \partial t \quad (16)$$

Por otra parte \tilde{Q} puede relacionarse con la corriente inyectada como:

$$\tilde{Q} = I / \Delta A \quad (17)$$

donde ΔA es el área en el plano (x, z) , cerca del punto de inyección (x_s, z_s) .

La ecuación (15), se resuelve para un conjunto finito de números de onda, obteniendose los potenciales $\tilde{\phi}(x, ky, z)$ los cuales posteriormente son transformados en $\phi(x, y, z)$.

La condición de frontera para la interfase tierra-aire

queda satisfecha si usamos la condición de Neuman:

$$\frac{\partial \phi_{ij}}{\partial \eta} = 0. \text{ para todo } i = 1, 2, \dots, N \text{ con } J = 1 \quad (18)$$

donde η es la normal a la interface. Para elementos contiguos de la malla se debe cumplir la continuidad del potencial y de la componente normal de la corriente.

Para los ejes en $x = \pm \infty$ y $z = \infty$ se han usado dos tipos de condiciones de frontera: la condición de Dirichlet que establece que los potenciales en estos ejes son cero, y la condición de Neuman que hace que la derivada del potencial con respecto a la normal sea cero. Se ha comprobado (Coggon, 1971), que el uso de la primera condición causa una subestimación y el uso de la segunda causa una sobrestimación de los potenciales evaluados a alguna distancia de la fuente cuando, se comparan con soluciones analíticas.

Para usar una condición mixta, (Dey, 1976) se supone primero que $\phi(x, y, z) = A/r$ y en el espacio transformado:

$$\tilde{\phi}(x, ky, z) = A K_0(ky) \quad (19)$$

donde A es una constante de proporcionalidad y K_0 es la función modificada del Bessel de orden cero. Entonces:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta}(x, ky, z) = -A ky K_1(ky*r) \hat{e} \cdot \hat{\eta} = -A ky K_1(ky*r) \cos \theta \quad (20)$$

donde θ es el ángulo entre la distancia radial r y la normal hacia afuera $\hat{\eta}$, " \hat{e} " es un vector unitario en la dirección de " r " y K_1 es la función modificada de Bessel de orden uno. Una condición mixta de frontera puede escribirse como una combinación lineal de las anteriores, entonces:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} + \alpha \phi = 0 \quad (21)$$

$$\alpha \phi = - \frac{\partial \phi}{\partial \eta} = A ky K_1(ky*r) \cos \theta$$

$$\alpha = ky K_1(ky*r) \cos \theta / K_0(ky*r) \quad (22)$$

Con esto se tienen las ecuaciones necesarias para efectuar la discretización de la malla. Al efectuar la discretización se genera una matriz que llamaremos matriz de capacitancia, la cual se forma de la siguiente manera: supongamos que se desea calcular la segunda derivada de una función ϕ con respecto a una variable entonces:

$$\begin{array}{ccccccc} \phi(i-1) & & \phi(i) & & \phi(i+1) & & \\ & \Delta x_i & & \Delta x_{i+1} & & & \end{array}$$

$$(\Delta\phi)/(\Delta x_i) = \phi(i) - \phi(i-1) / x(i) - x(i-1) \quad (23)$$

$$(\Delta\phi)/(\Delta x_{i+1}) = \phi(i+1) - \phi(i) / x(i+1) - x(i) \quad (24)$$

$$\begin{aligned} d^2\phi/dx^2 &= 2\phi(i+1)/x(i+1) - x(i) * x(i+1) - x(i-1) - \\ &- 2\phi(i)/x(i+1) - x(i) * x(i) - x(i-1) + \\ &+ 2\phi(i-1)/x(i+1) - x(i) * x(i+1) - x(i-1) \end{aligned} \quad (25)$$

y puede escribirse como:

$$\frac{d^2\phi}{dx^2} = C_{i,i-1} * \phi(i-1) + C_{i,i} * \phi(i) + C_{i,i+1} * \phi(i+1) \quad (26)$$

donde los valores " $C_{i,j}$ " indican el coeficiente que relaciona el nodo "i" con el nodo "j". El sistema completo puede representarse en forma matricial como:

$$\underline{C} \underline{\phi} = \underline{S} \quad (27)$$

donde C es la matriz que contiene los coeficientes de discretización, que anteriormente llamamos matriz de capacitancia. ϕ es el vector que contiene los potenciales y en este caso el vector S es el lado derecho de la igualdad (15), el cual tiene los elementos iguales a cero, excepto uno que es el que corresponde al punto de inyección de corriente.

Como ejemplo de la forma que tiene la matriz C consideremos una malla de cuatro nodos en la dirección horizontal y 3 en la vertical, y los numeramos de dos formas diferentes para conocer la distribución de los elementos que son cero (figura 2).

La diferencia en las dos matrices es la distancia que hay entre la diagonal principal y la última diagonal diferente de cero. Tal diferencia es importante si consideramos una malla mucho más grande en la dirección horizontal que en la vertical. Además, la inversión de la matriz es más eficiente entre menor sea la distancia mencionada anteriormente, por tal razón la numeración de los nodos se ejecuta en la dirección de menor cantidad de nodos.

La inversión se lleva a cabo por medio de una modificación del algoritmo de Cholesky publicado por Martin y Wilkinson (1965) y dice: " si A es una matriz positiva definida de bandas y de orden N tal que $A_{i,j}=0$ para $i-j > m$, entonces existe una matriz real, no singular y triangular inferior L con los elementos $L_{i,j}=0$, para $i-j > m$ tal que "

$$A = L L^T \quad (28)$$

$$\bar{C} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & 0 & 0 & C_{15} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & 0 & 0 & C_{26} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & C_{32} & C_{33} & C_{34} & 0 & 0 & C_{37} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & C_{43} & C_{44} & 0 & 0 & 0 & C_{48} & 0 & 0 & 0 & 0 \\ C_{51} & 0 & 0 & 0 & C_{55} & C_{56} & 0 & 0 & C_{59} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & C_{62} & 0 & 0 & C_{65} & C_{66} & C_{67} & 0 & 0 & C_{69} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & C_{73} & 0 & 0 & C_{76} & C_{77} & C_{78} & 0 & 0 & C_{7,11} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{84} & 0 & 0 & C_{87} & C_{88} & 0 & 0 & 0 & C_{8,12} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{95} & 0 & 0 & 0 & C_{99} & C_{9,10} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{10,6} & 0 & 0 & C_{10,9} & C_{10,10} & C_{10,11} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{11,7} & 0 & 0 & C_{11,10} & C_{11,11} & C_{11,12} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{12,8} & 0 & 0 & C_{12,11} & C_{12,12} \end{bmatrix}$$

a) Numeración sobre el eje horizontal

$$\bar{C} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & 0 & C_{14} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & 0 & C_{25} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & C_{32} & C_{33} & 0 & 0 & C_{3,6} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ C_{41} & 0 & 0 & C_{44} & C_{45} & 0 & C_{47} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & C_{52} & 0 & C_{54} & C_{55} & C_{56} & 0 & C_{58} & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & C_{63} & 0 & C_{65} & C_{66} & 0 & 0 & C_{69} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{74} & 0 & 0 & C_{77} & C_{78} & 0 & C_{7,10} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{85} & 0 & C_{87} & C_{88} & C_{89} & 0 & C_{8,11} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{9,6} & 0 & C_{9,8} & C_{9,9} & 0 & 0 & C_{9,12} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{10,7} & 0 & 0 & C_{10,10} & C_{10,11} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{11,8} & 0 & C_{11,10} & C_{11,11} & C_{11,12} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{12,9} & 0 & C_{12,11} & C_{12,12} \end{bmatrix}$$

b) Numeración sobre el eje vertical

Figura # 2. - Distribución de los ceros en la matriz "C"

y la solución se encuentra haciendo una doble sustitución hacia atrás, esto es:

$$A x = L^* L^T x = y \quad (29)$$

entonces

$$\text{1ro. } L b = y \quad (30)$$

$$\text{2do. } L^T x = b \quad (31)$$

II. 2. - ORGANIZACION DEL PROGRAMA Y EJEMPLOS

En la figura 3 se muestra la organización del programa del presente estudio. El programa principal se encarga de leer los datos de entrada y llamar las rutinas SECC, SOLVEN, YTRAN y ARRAYS. La secuencia de lectura para los datos de entrada es la siguiente: (figura No. 4), número de nodos en la dirección x ; número de nodos en la dirección de z ; número de valores k_y (números de onda); primer elemento del modelo que va a leer y último elemento que leera, esto, debido a que de estos puntos a los dos extremos de la malla se supondrá que se tiene un problema de capas horizontales, con valores de resistividad en las dos columnas extremas del modelo; número de arreglos de electrodos; el factor de escala en X y en Z ; la unidad de longitud en términos del número de elementos que el programa usara para fijar la longitud de los dipolos. Aquí se le ha anexado al programa original una variable mas con fines de poner numeros en la escala vertical de la gráfica de salida, es decir las unidades reales del modelo.

Después entran los valores de los incrementos en la dirección X ; los incrementos en la dirección de Z con los

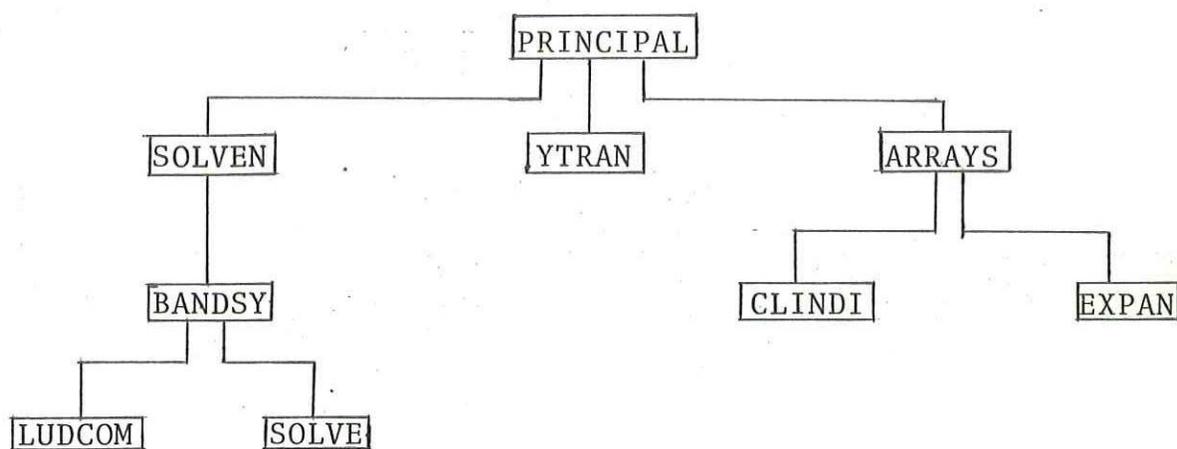


Figura No. 3 Organización del programa.

que se construye la malla.

Los valores ky que usará para encontrar los potenciales en el espacio de Fourier; luego un número que le indica el tipo de arreglo que usara; si este número es igual a uno usa arreglo de electrodos Dipolo-Dipolo; si es igual a dos, usa arreglo Schlumberger.

Número de puntos de inyección de corriente; los valores Yshift que necesita el programa para deformar los potenciales en el caso de que el rumbo geológico no sea perpendicular a la sección; número de puntos donde se desea tener el potencial; los nodos en los cuales se transmite corriente; los nodos en los que se mide potencial.

Un valor que indica si solo calculara la resistividad real o la compleja, y el nombre del modelo, las resistividades en Ohm-metro que estan asociadas a un caracter del modelo (originalmente solo podía leer diez resistividades, pues el modelo era leído como una sección de números del 0-9; en la actualidad se ha extendido a 26 resistividades, pues ahora estas se identifican mediante las letras del alfabeto).

Dos números de control para indicar si la salida es una

gráfica con la pseudosección de resistividad aparente y/o si la pseudosección sale por la impresora. Por último se leen dos números identificadores que le indican al procesador si hay mas modelos que calcular; la secuencia que indica terminación es con dos ceros si hay solo un modelo; un cero y un uno significa que hay mas modelos, en cuyo caso se repite la secuencia de los datos de entrada, desde el número que indica si se calcula la resistividad real o la resistividad compleja, hasta estos dos últimos números. La secuencia que indica la terminación de los datos es con un uno y un cero.

Después de leer los datos de entrada, el programa llama las subrutinas con la siguiente secuencia:

A) SECC

Esta subrutina tiene como función construir la sección de resistividades reales para ser obtenida en la graficadora.

B) SOLVEN

Construye la matriz de capacitancia aplicando los criterios de continuidad ya mencionados. Esta rutina se modifico a fin de prescindir del arreglo dimensionado mas grande de

todo el programa, que era de (NNODOS, NPTN), donde NNODOS es el total de nodos en la malla y NPTN es el número de puntos de transmisión de corriente. Este arreglo contenía en la entrada los vectores del lado derecho del sistema $C \tilde{\phi} = S$ y en la salida los potenciales $\tilde{\phi}$ para todos los puntos de la sección. De ahí se obtenían los potenciales en la superficie y eran transferidos a otro arreglo para aplicarles después la transformada inversa de Fourier. Para el arreglo de Schlumberger con 1808 nodos y 25 puntos de transmisión, se necesitaban mas de 90 K BYTES de memoria. La manera de suprimir este arreglo fue calculando cada vector del lado derecho en el momento en que se le necesitaba y después de la inversión, transferir los potenciales $\tilde{\phi}$ a otro arreglo y reusar el mismo vector para el siguiente punto de transmisión. Con esta modificación se logro reducir a la mitad el tiempo del CPU de la maquina. Originalmente necesitaba de 15 a 20 minutos para calcular un modelo y con este cambio se redujo a 10 minutos.

La misma subrutina después de calcular la matriz C llama a la rutina BANDSY la cual llama a la rutina LUDCOM para que realice la inversión de la matriz y a la subrutina SOLVE donde se realiza la sustitución hacia atrás. La entrada a la subrutina SOLVEN es ejecutada NKY veces, donde NKY es la cantidad de números de onda usados.

E) YTRAN

Esta subrutina es la que hace la transformación del espacio (x, ky, z) a (x, y, z) y se puede escoger uno de dos tipos de integración: por la regla Trapezoidal o por subsecciones exponenciales.

D) ARRAYS

Llama a las subrutinas que calculan la pseudosección de resistividad aparente; para el arreglo Dipolo-Dipolo, llama a la rutina CLINDI y para el arreglo Schlumberger llama a la rutina EXPAN. Sólo para estos arreglos se pueden obtener resultados usando el programa en la actualidad. Si se quisiera obtener la respuesta para otros arreglos, tendría que escribirse las rutinas para esto. Cualquiera de estas dos últimas rutinas (CLINDI y EXPAN), llaman a la rutina PSEUDO que forma y grafica la pseudosección de resistividad aparente por la graficadora en la parte inferior del modelo.

EJEMPLOS:

A fin de familiarizar al lector con el método de modelado, así como los resultados que se obtienen al modelar

diferentes estructuras geológicas, a continuación se presentan algunos ejemplos.

Ejemplo #1:

En la figura 5 se muestra un modelo que consta de un semiespacio homogéneo con resistividad de 10 ohm-m y la resistividad aparente que entrega el programa es de 10 ohm-m.

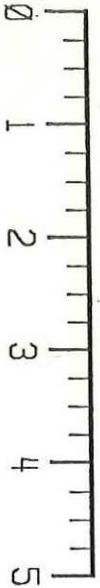
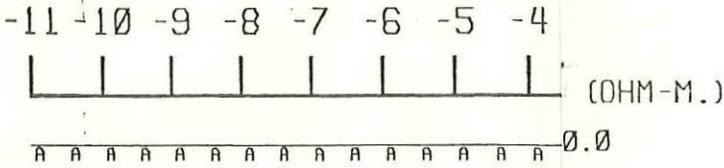
Ejemplo #2:

El modelo de la figura 6 muestra una frontera vertical entre dos bloques de diferente resistividad (10 y 100 ohm-m) y a medida que el sondeo se aproxima a la frontera se nota el efecto del otro bloque. Si no se usara modelado bidimensional, sino de una dimensión, resultaría que la interpretación de los sondeos cercanos a la falla estaría equivocada.

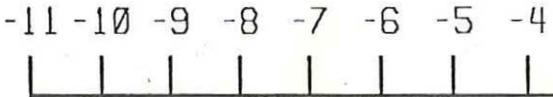
Ejemplo #3:

La figura 7 consta de un modelo con capas horizontales y una simulación de un afallamiento en ellas. La pseudosección de resistividad aparente muestra una caída en las curvas iso-resistivas correspondientes al afallamiento.

SECCION
 MODELO:
 EL ANGU



PSEUDOS
 ARREGLO



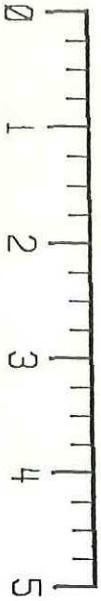
A*B/2

1.	9.9	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0
2.		10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0
3.			10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0
4.				10.0	10.0	10.0	10.0	10.0
5.					10.0	10.0	10.0	10.0
6.						10.0	10.0	10.0
7.							10.0	10.0
8.								10.0

-11 -10 -9 -8 -7 -6



(M-M.)



A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B

B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C

-11 -10 -9 -8 -7 -6

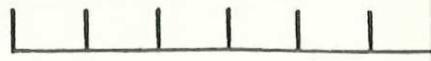


A*B/2

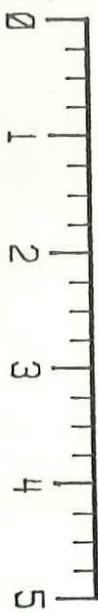
1.	15.7	16.1	16.2	16.2	16.2	16.2
2.		13.2	13.4	13.4	13.4	13.4
3.			13.9	13.9	13.9	13.9
4.				15.7	15.7	15.7
5.					18.1	18.8
6.						20.8
7.						
8.						

MC
EL

-11 -10 -9 -8 -7 -6



HM-M.)



8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8

PS
AF

-11 -10 -9 -8 -7 -6



A*B/2

1.	99.0	99.8	100.0	100.0	99.9	99.9	9
2.		99.3	99.7	99.8	99.6	99.2	9
3.			99.1	98.7	98.1	96.7	9
4.				97.2	95.1	91.5	8
5.					90.1	82.1	7
6.						72.6	7
7.							7
8.							

4.

Ejemplo #4:

El modelo de la figura 8 consta de un cuerpo conductor (1 ohm-m), en un medio resistivo 100 ohm-m, las curvas de isoresistividad aparente notan la presencia del cuerpo pero no su forma, la cual debera ser obtenida mediante el modelado, es decir, por prueba y error en la comparación de respuestas de modelos y curvas de campo. Notese la diferencia de modelar en dos dimensiones con el de modelar en una dimensión y formar un perfil continuando puntos interpretados entre sondeo y sondeo (figura 9).

Ejemplo #5:

El modelo de la figura 10 muestra un medio estratificado y la simulación de defectos en la colocación de los electrodos en el trabajo de campo (secciones superficiales de 200 ohm-m). Se nota la propagación del efecto en la pseudosección de resistividad aparente.

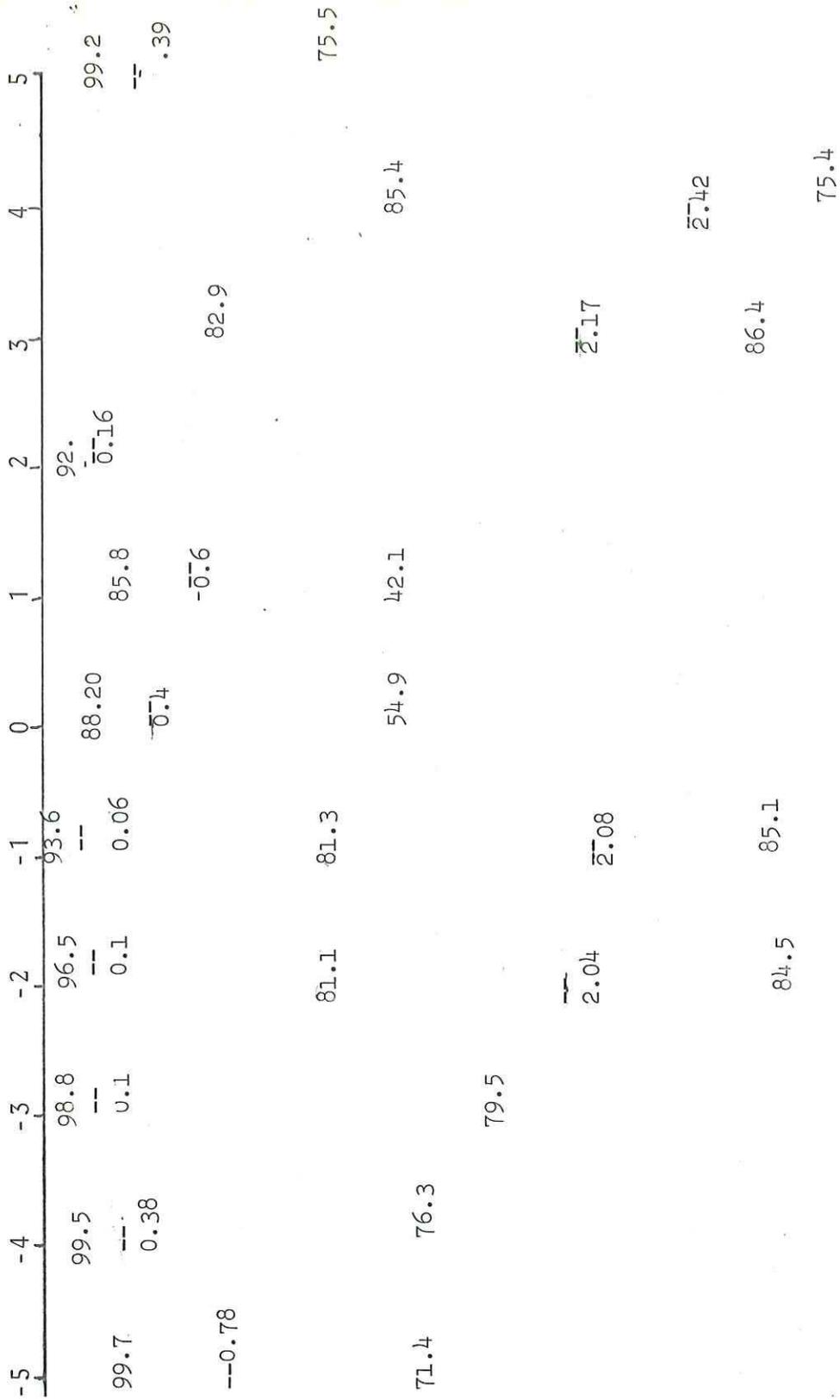


Figura No. 9 Modelado en capas del ejemplo No. 4.

II.3. - GEOLOGIA DE LA REGION DE ESTUDIO: CERRO PRIETO

El Valle de Mexicali esta constituido en parte por sedimentos cuaternarios de pie de monte de la Sierra Cucapah y deltaicos depositados en forma lenticular por las corrientes divagantes del Río Colorado. La única prominencia en la región la constituye el volcán riodacítico de Cerro Prieto, que data del pleistoceno. Los depósitos cuaternarios estan cubriendo a sedimentos cenozoicos consolidados y metamorfizados, los cuales a su vez estan sobre el basamento granítico del cretácico superior. (Puente, 1978).

El campo geotermico de Cerro Prieto se localiza en el patrón tectónico de San Andres, del cual se derivan las fallas de rumbo NO-SE y de movimiento lateral derecho como son las fallas de Cerro Prieto, Imperial y Cucapah, con echados al Oeste y al Este. Además, se encuentran evidencias de centros de dispersión en la actividad volcánica, enjambres de temblores, y por supuesto la actividad geotérmica de la región.

Por otra parte, existe un sistema de fallas normales a la

falla de Cerro Prieto, al que se ha denominado sistema secundario volcano con echados al Noroeste y Sureste. Los dos sistemas combinados forman una topografía irregular en el basamento con prominencias (Horst) y Valles (Graben).

De las perforaciones se ha podido establecer la litología del lugar, la cual consta de tres partes principales que son:

a) La superficie esta compuesta de sedimentos deltaicos no consolidados el cual forma un cuerpo elástico que puede aceptar movimientos telúricos de baja magnitud, sin deformarse por largo tiempo, y cuyo espesor varia de 600 a casi 3,000 metros (Pozo PRIAN 1).

b) La zona intermedia, esta formada basicamente de sedimentos deltaicos consolidados como lutitas y areniscas, en parte metamorfizadas. Su rigidéz es mayor que en el caso anterior, razon por la cual se encuentra fracturada. Esta zona es bastante compleja en su estratificación, es de tipo lenticular, donde se intercalan las lutitas con areniscas, ademas de que los procesos metamorficos e hidrotermales han cambiado sus condiciones originales. Debido a que el basamento es de forma irregular, no se puede establecer con certeza su espesor, aunque se supone que es de 1,500 a 2,000 metros.

c) En la parte baja se encuentra el basamento granítico que en ciertos puntos ha tenido una acción intrusiva (Horst), por lo que se han fracturado los sedimentos consolidados, aumentando o disminuyendo con esto la permeabilidad de los acuíferos dependiendo de la dirección de los movimientos. También existen puntos (Graben), donde el basamento se ha profundizado. Así se encuentra por ejemplo el sitio del pozo PRIAN 1, de 3,500 metros de profundidad, donde no se tocó el basamento.

Esta información ha sido obtenida en base a la litología de los pozos perforados en la zona de producción y ampliada con métodos geofísicos indirectos. Como ejemplo de estas técnicas tenemos: el monitoreo de eventos sísmicos realizado por el grupo de sismología del CICESE (Reyes Z., 1979), el uso del arreglo Dipolo-Dipolo de resistividad, realizado por la Universidad de California Berkeley en 1978 y 1979, levantamiento de sondeos magnetoteléuticos de la misma Universidad, estudios de atenuación de ondas sísmicas en la vecindad del campo (Albores L., comunicación personal), así como estudios de potencial espontáneo realizados por Corwin y Hoover (1979) y Martínez G. (1979), además de los estudios de Gravimetría, Magnetometría, Sísmica de Reflexión y de Refracción realizados por la CFE.

III. RESULTADOS

Del reporte PROSPECCION ELECTRICA DE LA PORCION NORTE DEL VALLE DE MEXICALI Y CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO, B. C. de la COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD se tomaron cinco perfiles de resistividad aparente para construir modelos geoelectricos usando el programa RESIS2D. Las líneas modeladas son la numero 2, 6, 7, 8, 11, como muestra el plano de la región de la figura 11.

Como se mencionó en la sección de Geología, ha sido postulada la existencia de una formación del tipo Horst en la falla de Cerro Prieto. Uno de los objetivos de este estudio es el de probar si este tipo de modelado puede ayudar a dilucidar la existencia de esta estructura. Para ello en las líneas 2, 8 y 6 se presentan 2 modelos diferentes, cuya finalidad es el indicar si se tiene, en las pseudosecciones de resistividad aparente, información proveniente del estrato profundo, tal que, a base de modelado permita detectar con seguridad la topografía del basamento granítico del area.

En el reporte mencionado al principio de este capítulo no se menciona el error involucrado en la toma de los datos.

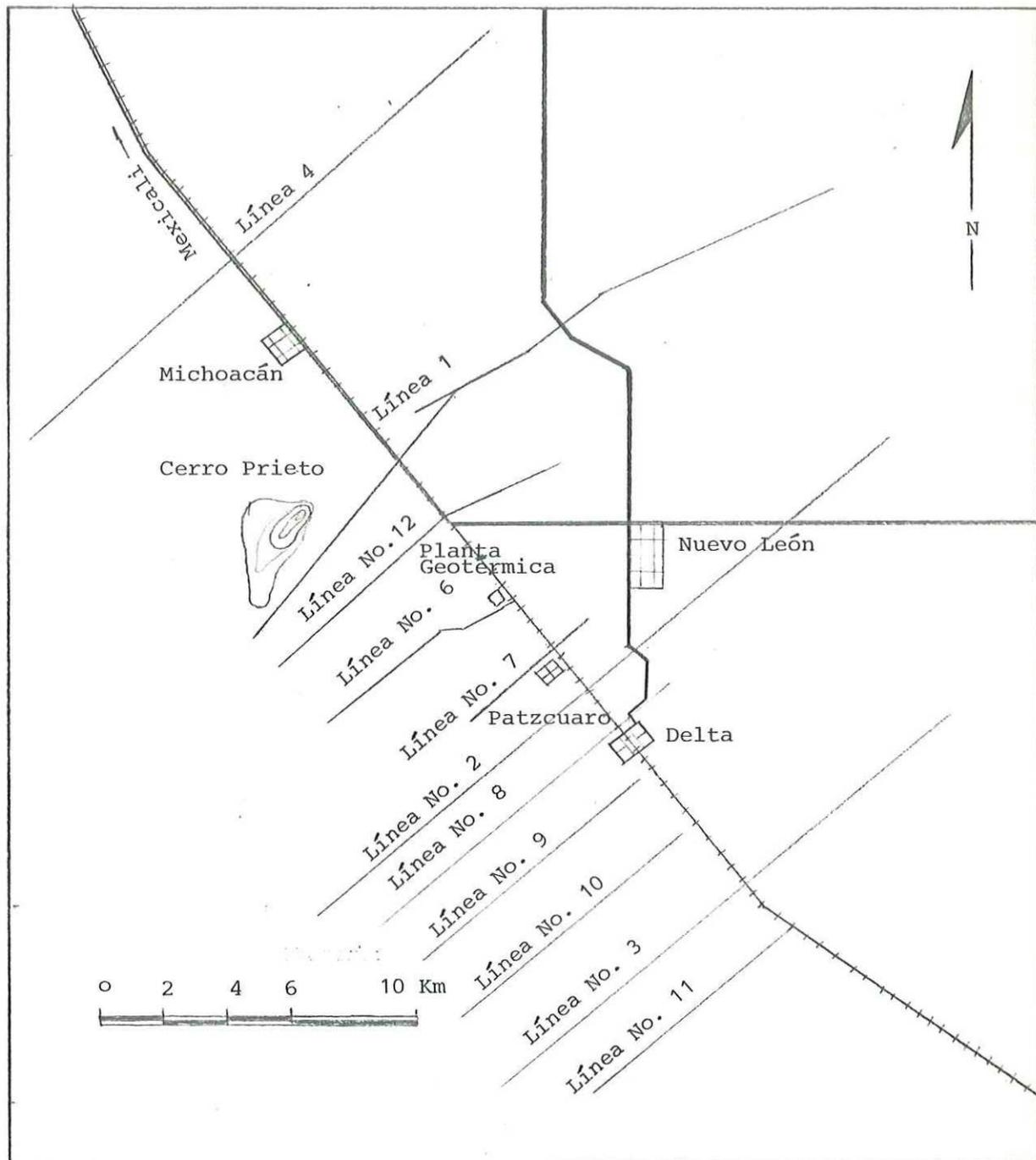


Figura No. 11. Mapa de la Región de Estudio.

Por la experiencia obtenida en el levantamiento de sondeos usando equipo similar, estimamos que este error es del orden de 15 al 20 %.

El equipo que fue utilizado por C.F.E. fue un SCINTREX modelo IPC-7 de 15 Kw. Este equipo conmuta la polaridad de la corriente cada 16 segundos. Esto puede ser la mayor fuente de error en los datos. La UCB en sus levantamientos usando arreglo dipolo - dipolo tuvo que emplear 100 segundos debido a que, en esta zona, por ser conductora, al inyectarse la corriente se induce un campo magnético y de polarización inducida distorsionando la señal. Es probable que se necesite mas de 16 segundos para llegar al punto de equilibrio. Otra fuente de error la constituye el tipo de electrodos que se usaron para medir el potencial eléctrico (barra de cobre). Existe la posibilidad de error debido a efectos de polarización anteriormente citados.

III.1. - LINEA #7

La línea 7 esta situada a 2 Km al sur del campo geotérmico, tiene 6.5 Km de longitud y en ella se midieron 12 sondeos con separación variable.

La pseudosección de resistividad aparente experimental (figura 12) y la pseudosección calculada (figura 13), muestran algunas diferencias como en la Laguna Vulcano, donde no fue posible reproducir la curvatura de la línea de 2 ohm-m, lo que puede atribuirse a anomalías superficiales que no pueden representarse debido a la resolución limitada del programa.

Al examinar el modelo geoelectrico se nota que en la región cercana a la falla de Cerro Prieto y debajo de la Laguna Vulcano se encuentra un bajo resistivo, conectado a la capa superficial de arcilla y posiblemente relacionado con las manifestaciones superficiales de la actividad geotérmica, que consisten en volcancitos de lodo con emanaciones de vapor.

Notese que los bajos contrastes de resistividad que se localizan en la superficie son con fines de modelado y no marcan diferencias en lo que a geología se refiere.

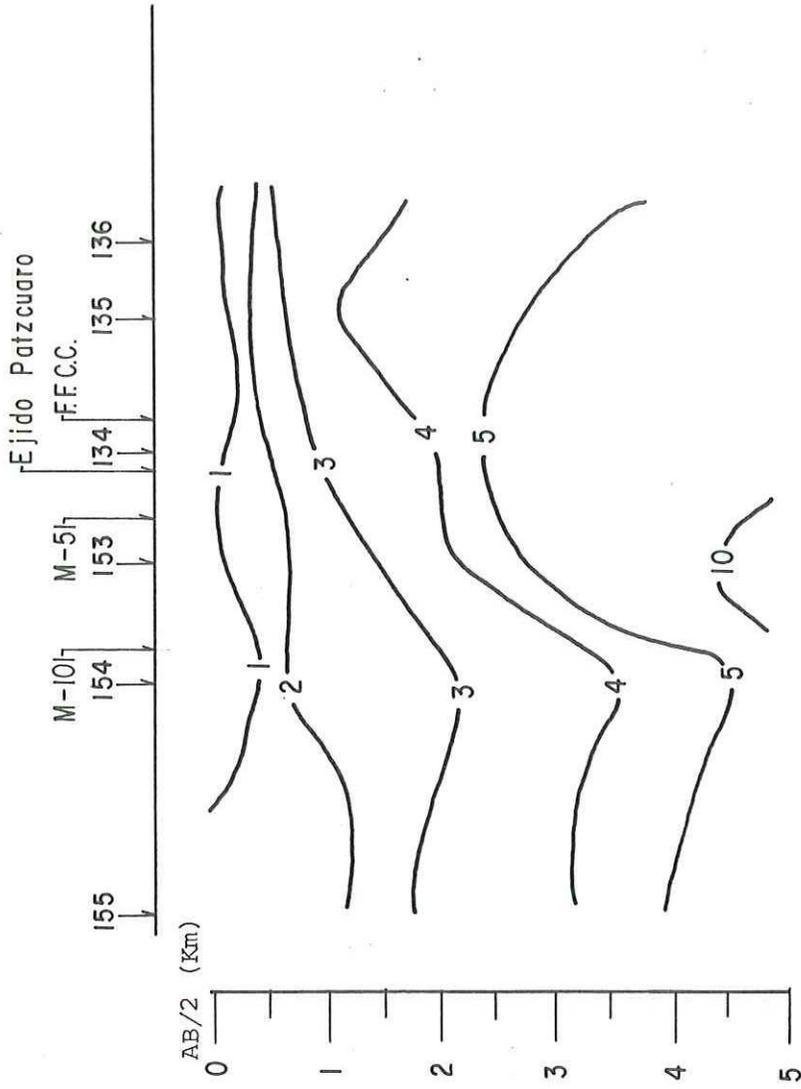
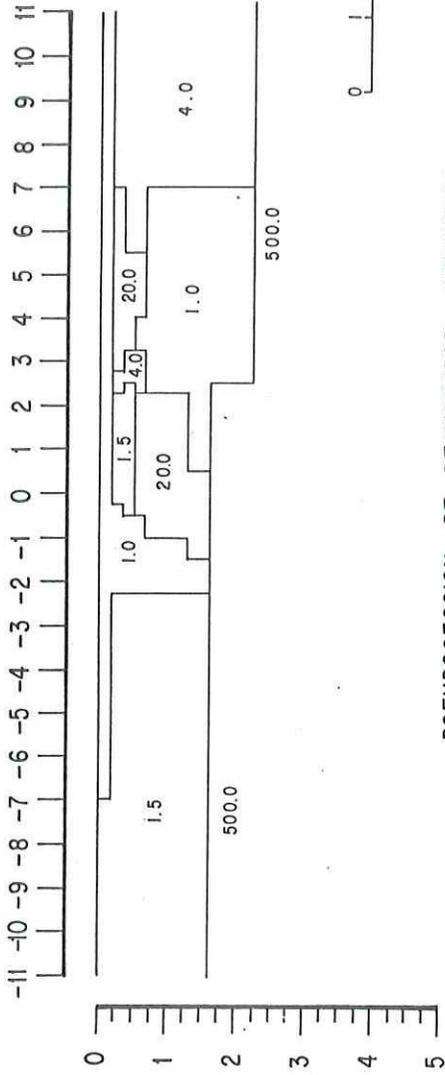


Figura No. 12 Pseudosección de la línea # 7.

SECCION GEOELECTRICA BIDIMENSIONAL
 MODELO : LINEA N° 7
 EL ANGULO CON EL RUMBO ES DE 90°



PSEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD APARENTE
 ARREGLO : SCHLUMBERGER

EJIDO PATZCUARO

POZO M-101 POZO M-51 FFCC

155 154 153 134 135 136

A * B / 2

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

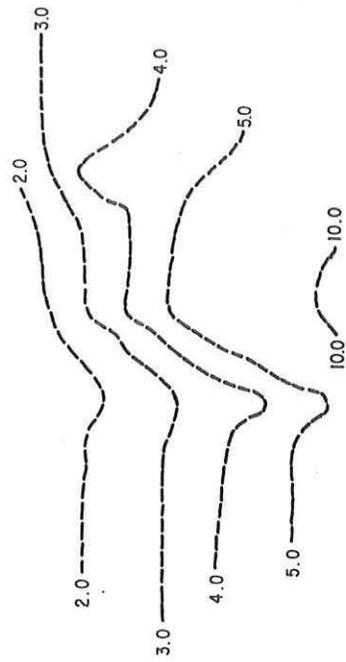


FIG.-13 Modelo de la linea N° 7

También se observa la existencia de una zona conductora anómala debajo del Ejido Patzcuaro, que puede estar relacionada con un cuerpo salino que fue cortado durante la perforación de un pozo en esta parte (SUAREZ V., comunicación personal).

Los pozos productores de vapor sobre esta línea son el M-51 y M-101 que produjeron en el substrato de 20 OHM-M, el cual según el registro eléctrico de los pozos y columna litológica, corresponde a areniscas.

La capa conductora encima de la zona de producción que corresponde a arcilla, debido a su baja permeabilidad, actúa como tapón para el vapor contenido en las capas inferiores.

El desnivel en el basamento corresponde a la falla de Cerro Prieto y su localización se obtuvo del reporte de Reyes Z. (1979).

III.2. - LINEA #8

La línea 8 cuya pseudosección de resistividad aparente experimental se muestra en la figura 14, consta de 9 sondeos y tiene una longitud de 8.25 Km. Esta localizada a 4 Km al sur de la línea 7 y en ella la separación de los sondeos es aproximadamente de un kilómetro.

Sobre este perfil no hay pozos perforados así que la interpretación de las regiones geoelectricas es incierta comparada con la línea anterior.

Al comparar la pseudosección experimental contra la obtenida por modelado (figura 15), se nota que en la línea de 3 ohm-m existe una marcada diferencia, ocasionada como en la línea anterior por la resolución del programa.

Un examen del modelo obtenido nos muestra una anomalía conductora de 0.3 y 0.8 ohm-m entre los sondeos 802 y 806, lo que puede ser la prolongación del cuerpo salino mencionado en la línea 7, o tratarse de una mayor saturación salina en el fluido que se encuentra en el poro de la roca, o que exista una mayor porosidad de la roca por

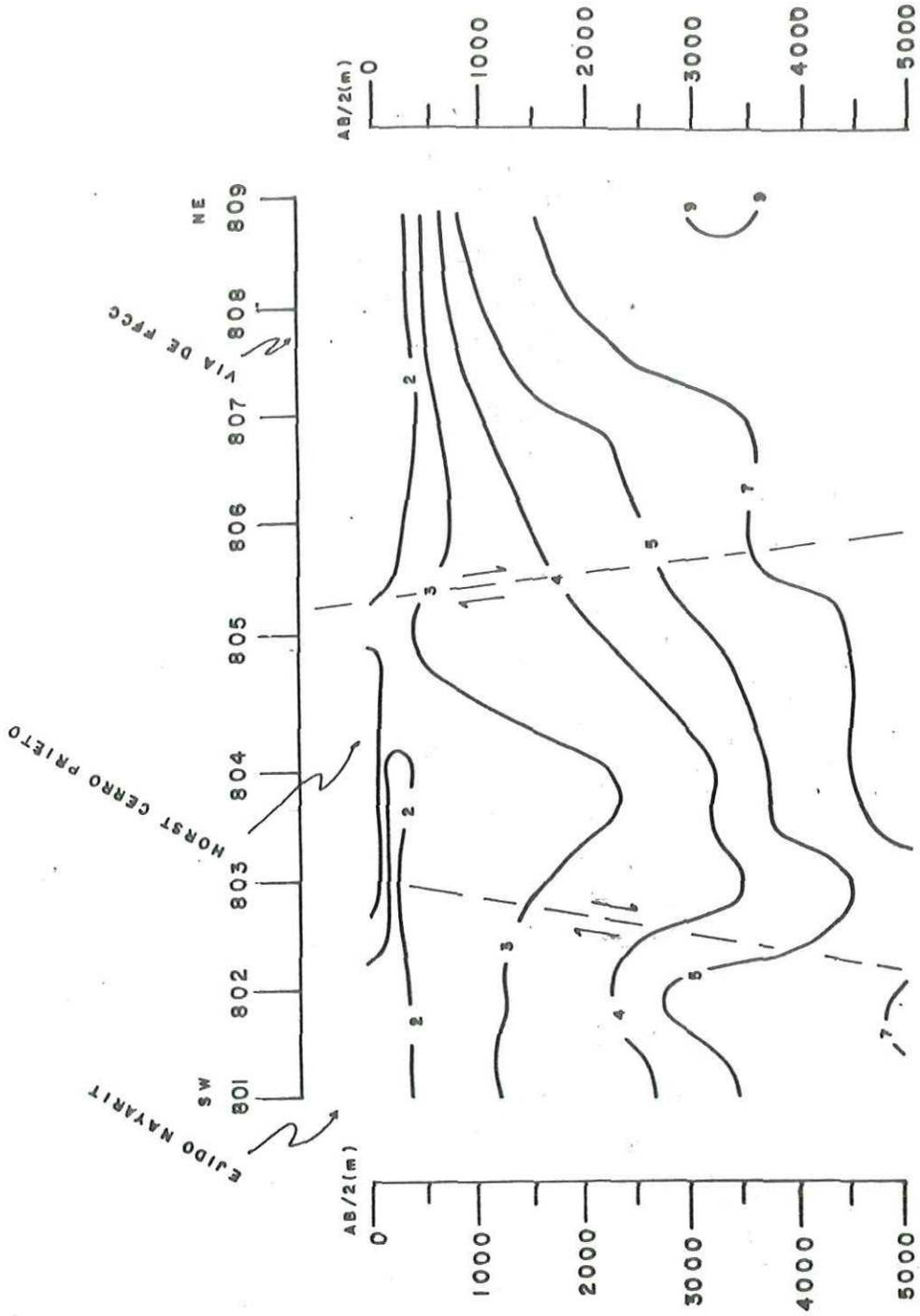
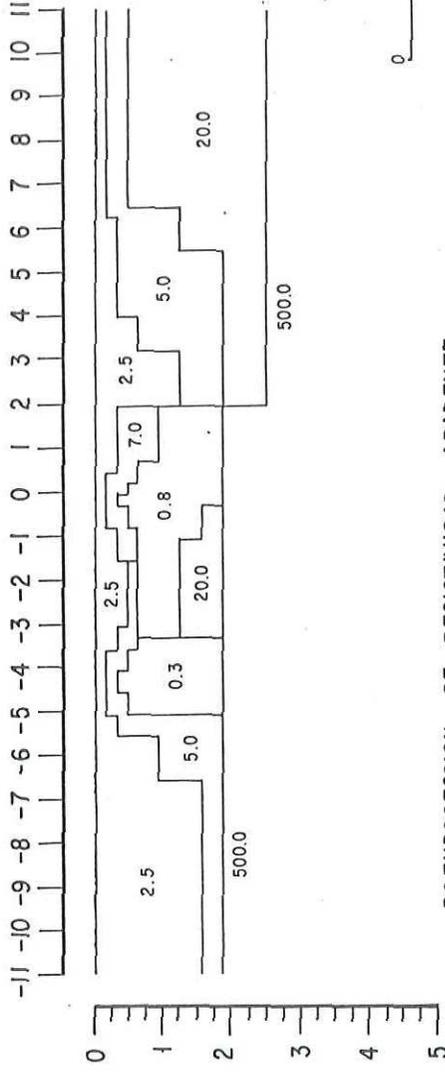


Figura No. 14 Pseudoseccion de la linea # 8.

SECCION GEOELECTRICA BIDIMENSIONAL
 MODELO : LINEA N° 8
 EL ANGULO CON EL RUMBO ES DE 90°



PSEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD APARENTE
 ARREGLO : SCHLUMBERGER

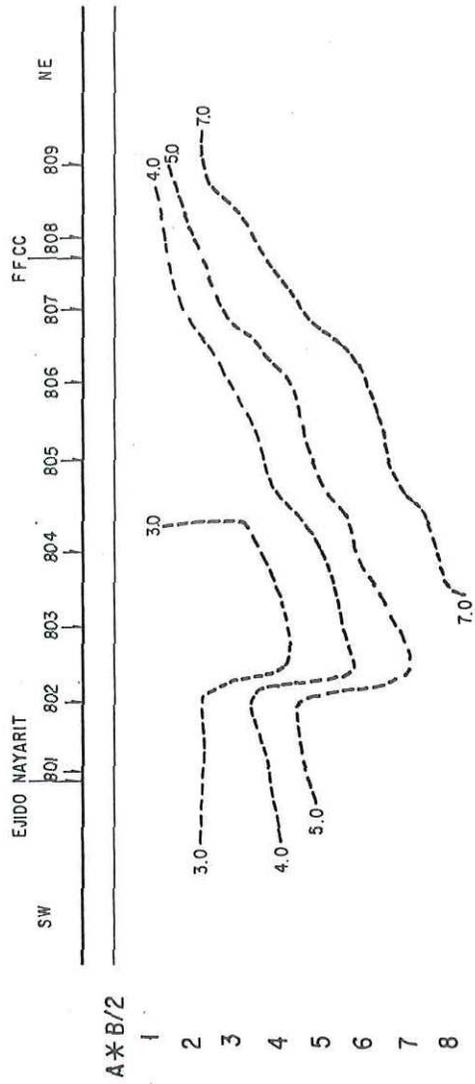


FIG. — 15 Modelo "A" de la línea N° 8

fracturamiento debido a movimientos telúricos, teniendo como consecuencia mayor presencia de líquidos en el substrato.

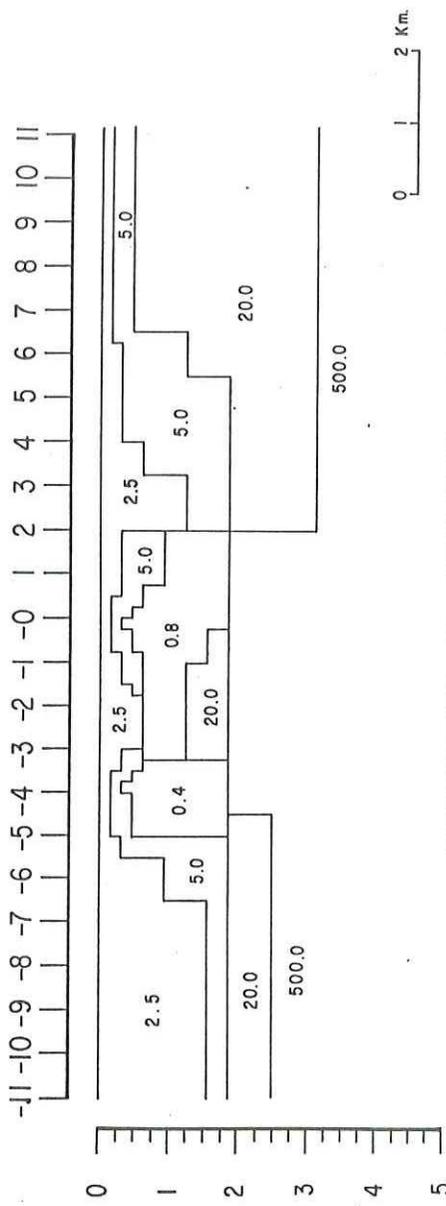
También es observable en esta línea el tapón de arcilla representado en el modelo por la región de 2.5 y 5 Ohm-m, cuyo bajo contraste de resistividad puede atribuirse a cambios en el factor de formación.

Notese como las líneas se juntan alrededor del sondeo 808. Esto se debe a la existencia de un cuerpo resistivo de 20 ohm-m que posiblemente esta asociado a sedimentos consolidados con bajo contenido de fluido.

En el segundo modelo propuesto (figura 16), para esta línea, se ha incluido una formación tipo Horst en el basamento. Al comparar las pseudosecciones de resistividad aparente producidas por ambos modelos no se encontró una variación significativa, pues los cambios observados son del orden del error calculado para el programa, es decir de aproximadamente el 5%.

La razón por la cual no se detecta en las curvas de iso-resistividad aparente el cambio en la topografía del basamento, es debido a que las capas superiores son muy conductoras y el basamento es resistivo, así que la

SECCION GEOELECTRICA BIDIMENSIONAL
 MODELO: LINEA N° 8
 EL ANGULO CON EL RUMBO ES DE 90°



PSEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD APARENTE
 ARREGLO SCHLUMBERGER

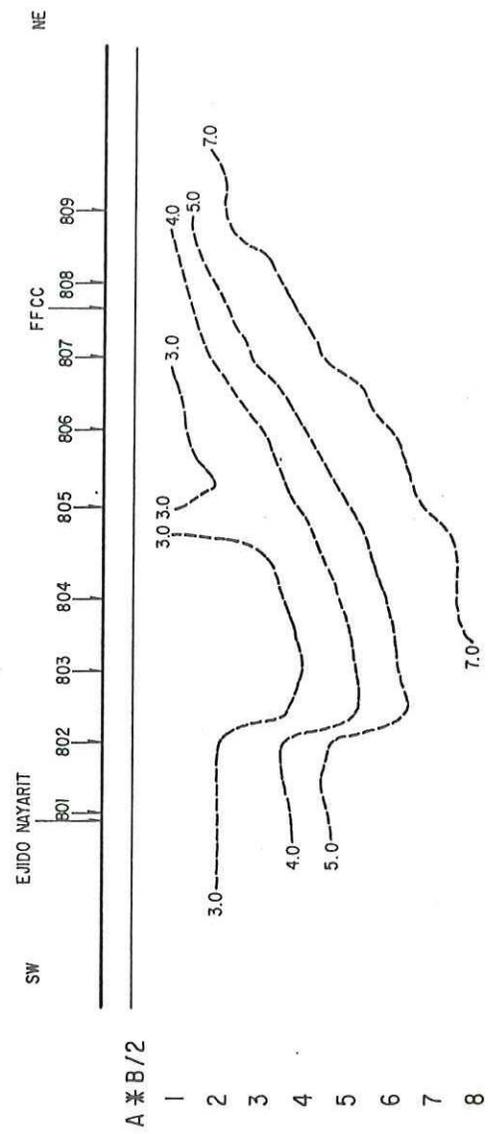


FIG. - 16 Modelo "B" de la linea N° 8

corriente inyectada se canaliza sobre todo en la parte superficial. Para tener mas poder de penetración es necesario inyectar mas corriente y aumentar la separación de los electrodos A y B.

III.3. - LINEA #11

Esta línea cuya pseudosección de resistividad aparente se muestra en la figura 17, consta de 8 sondeos separados por un kilómetro aproximadamente y esta situada a 8 Km al sur de la línea 8. La línea se encuentra en el extremo sur de la zona estudiada en el levantamiento realizado por la COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD.

Esta línea es una de las que presenta mayor similitud entre la pseudosección experimental y la calculada (figura 18). En esta sección predomina la presencia de un conductor de forma triangular.

En esta región el sedimento superficial es menos conductor que en las líneas anteriores, debido quizá a una menor cantidad de arcilla presente en el. También existe una discontinuidad eléctrica superficial a la altura de la falla de Cerro Prieto siendo el sedimento mas resistivo en la parte Este.

Como no se han hecho perforaciones en esta región, no se le puede atribuir un material específico a cada región. La

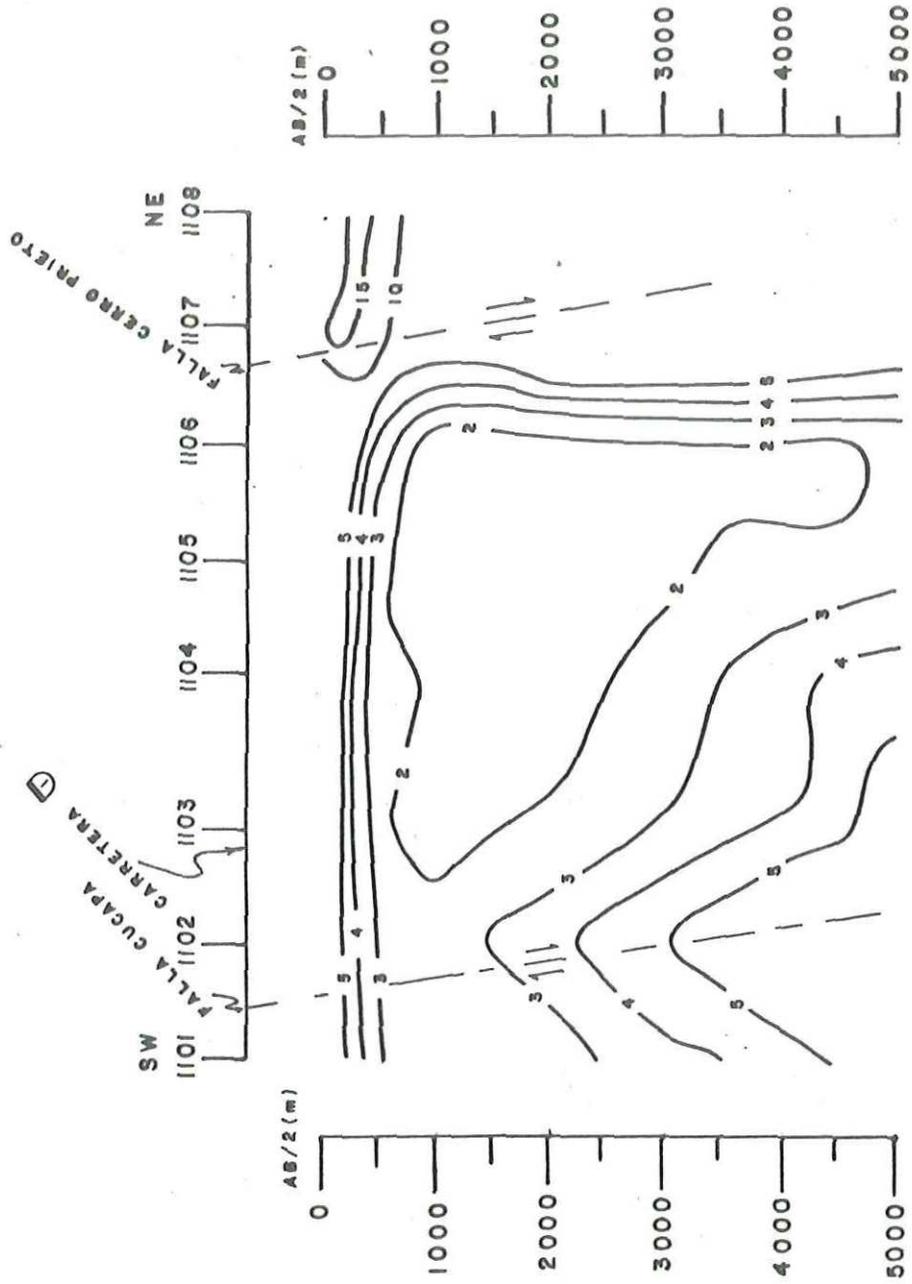
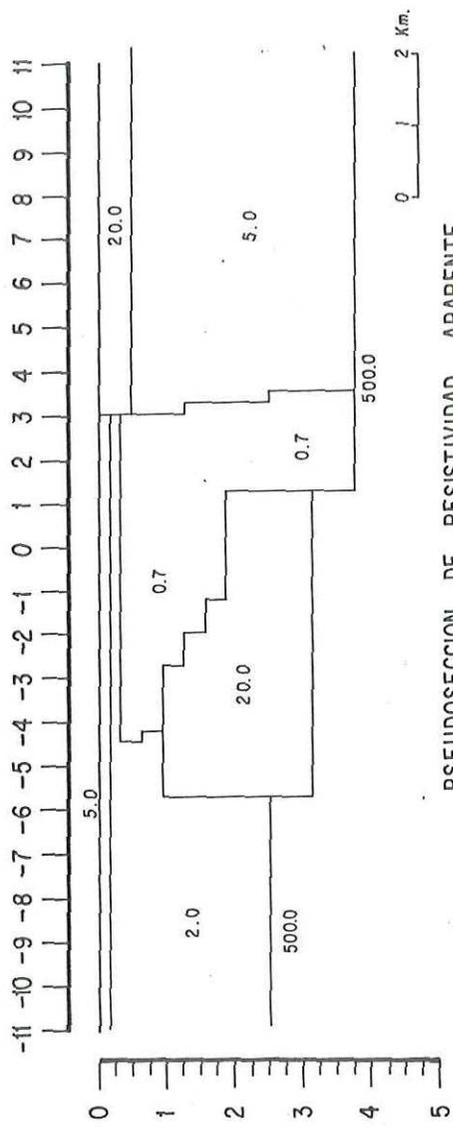


Figura No. 17 Pseudoseccion de la linea # 11.

SECCION GEOELECTRICA BIDIMENSIONAL
 MODELO : LINEA N° 11
 EL ANGULO CON EL RUMBO ES DE 90°



PSEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD APARENTE
 ARREGLO : SCHLUMBERGER

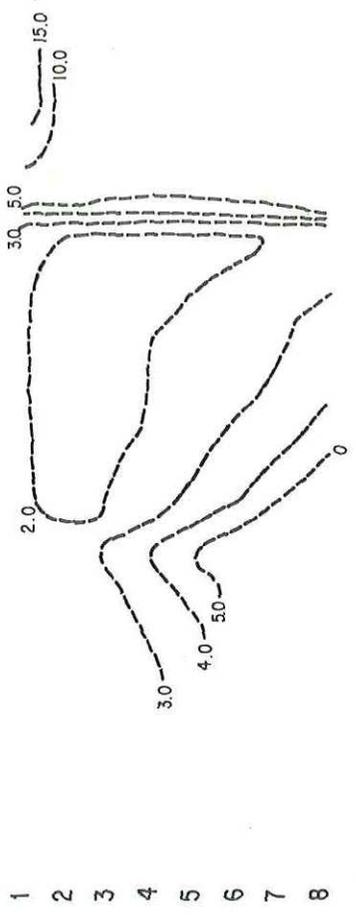
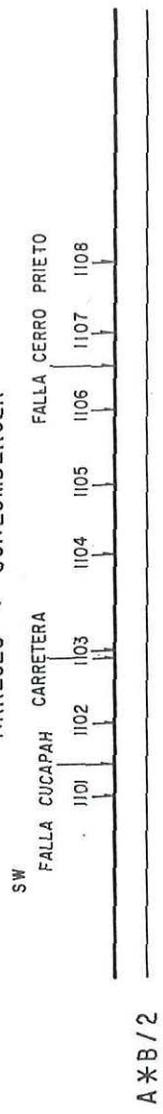


FIG.-18 Modelo de la linea N° 11

anomalía conductiva representada por la región triangular de 0.7 ohm-m puede deberse, como en los casos anteriores, a un aumento en la porosidad de la roca y una mayor saturación de fluido salino.

En esta línea se han representado dos fallas con escalones en el basamento que corresponden a la falla Cucapah y la falla de Cerro Prieto.

Aquí también el modelo es insensible a la profundidad en que se sitúe el basamento, ocasionado por las razones mencionadas anteriormente.

En esta línea no se construyó un segundo modelo con una formación tipo horst en la falla de Cerro Prieto, debido a las dimensiones de la anomalía conductora, la cual no permitiría notar una estructura de este tipo.

III.4.- LINEA #2

De esta línea se ha modelado la sección oeste por ser la parte que contiene la falla de Cerro Prieto. Consta de 11 sondeos de separación variable entre ellos y con una longitud de 8.5 km.

De la comparación de la pseudosección de resistividad aparente experimental (figura 19) y la pseudosección calculada (figura 20), puede notarse que en la región del conductor situado al Este de la línea no hay mucha similitud por las causas mencionadas en modelos anteriores.

En el modelo presentado se observa una gruesa capa de material conductor en la superficie (1.4 y 2 ohm-m), atribuido al contenido de arcilla en la capa superficial y al líquido salino en capas mas profundas.

La anomalía conductora (0.7 ohm-m), que se encuentra bajo la vía del ferrocarril, posiblemente esta relacionada con el cuerpo salino mencionado en las líneas 7 y 8.

La concentración de las curvas iso-resistivas en el extremo

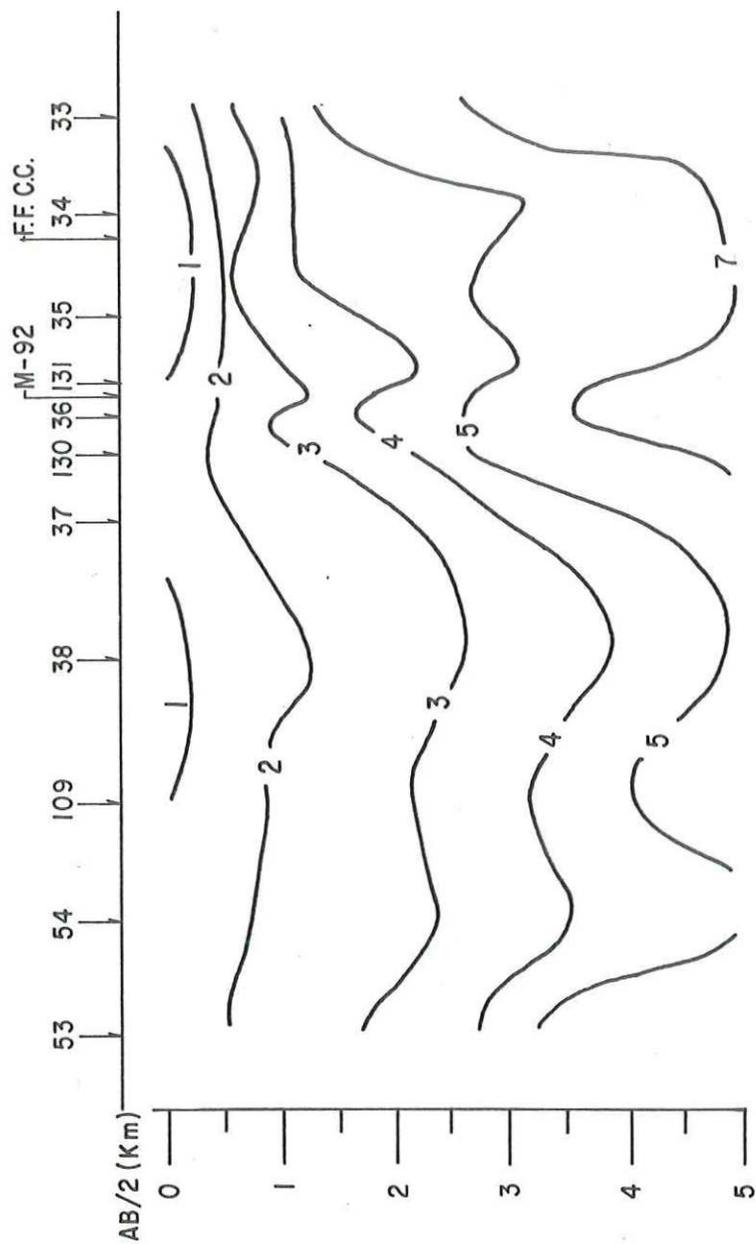
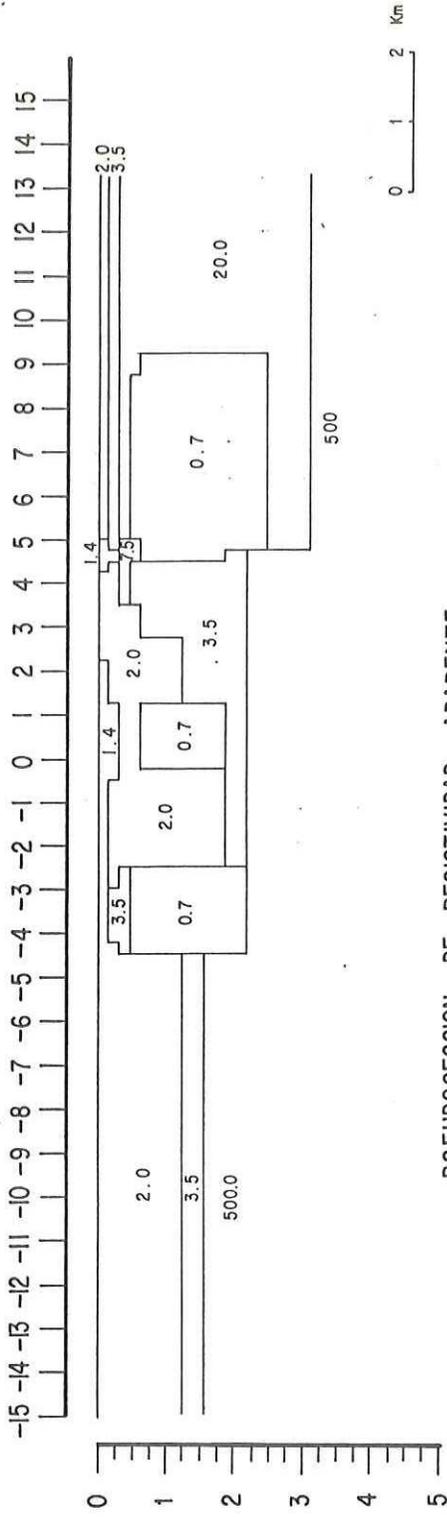


Figura No. 19 Pseudoseccion de la linea #2.

SECCION GEOELECTRICA BIDIMENSIONAL
 MODELO : LINEA N° 2 IZ
 EL ANGULO CON EL RUMBO ES DE 90°



PSEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD APARENTE
 ARREGLO : SCHLUMBERGER

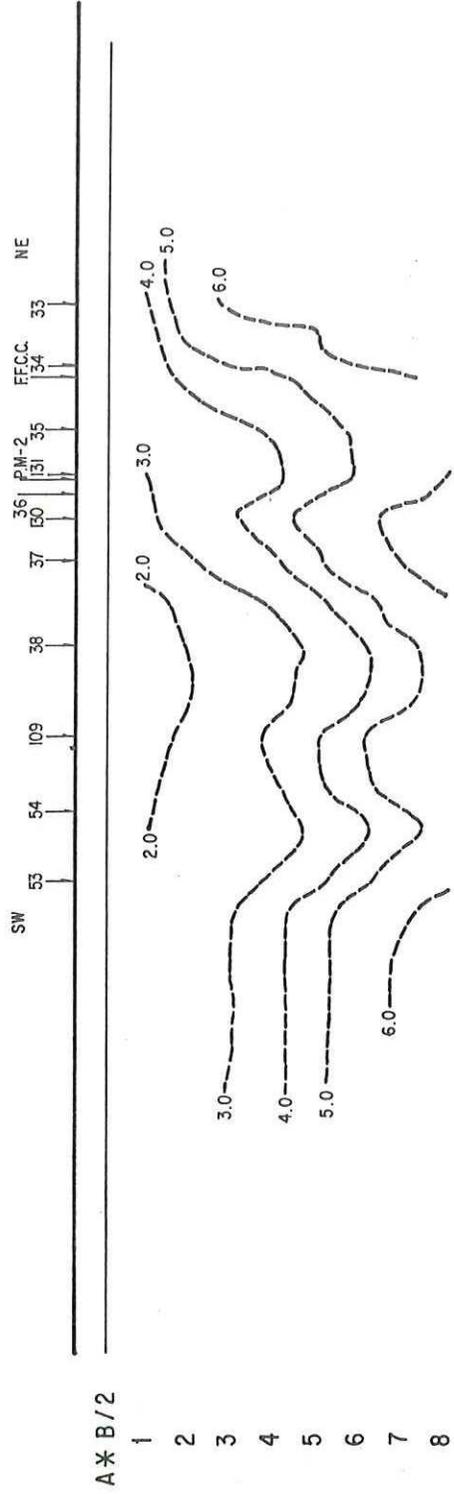


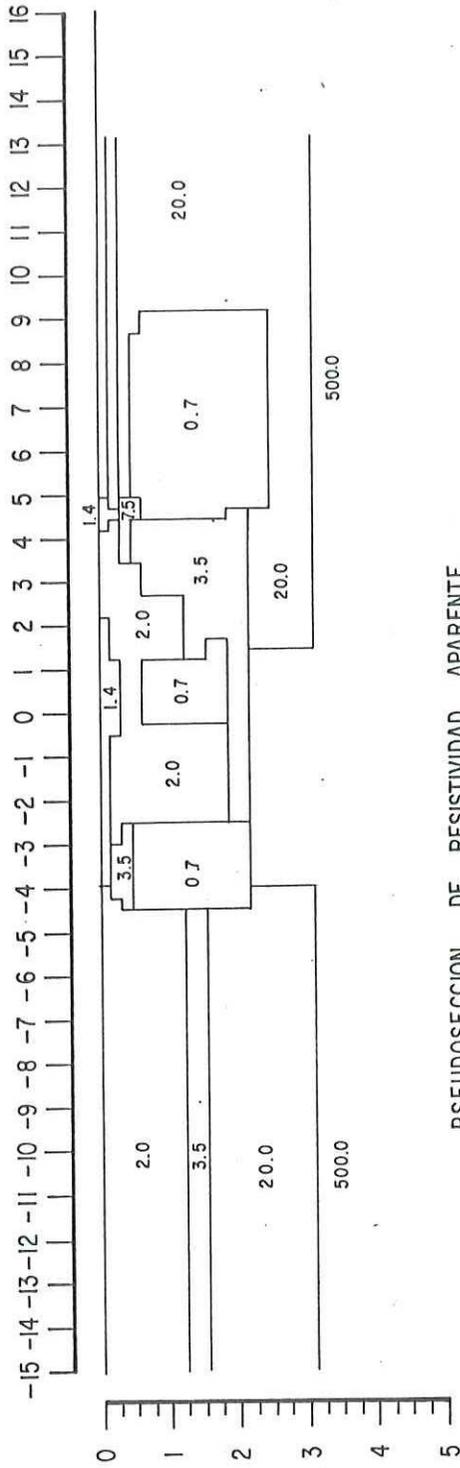
FIG. — 20 Modelo "A" de la línea N° 2

Noreste de la sección está ocasionada por el contraste de resistividad de 3.5 a 20 ohm-m y es concordante con el cuerpo resistivo mencionado en la LINEA # 8. Es observable la existencia de dos cuerpos conductores (0.7 ohm-m) a 500 mts. de profundidad bajo los sondeos 54 y 38 que llegan hasta 2 Km de profundidad. Pueden interpretarse como aumentos de la fracturación de la roca y saturación de fluido, lo que nos indicaría la existencia de dos fallas paralelas. Debido a que el modelo con diferente topografía en el basamento no mostró un cambio significativo en la respuesta (fig. 21), no puede usarse esta línea para comprobar si existe un Horst en la zona, pues el basamento a la izquierda puede estar a menor profundidad que a la derecha y entonces representaría una caída monotonica del basamento de Suroeste a Noreste.

SECCION GEOELECTRICA BIDIMENSIONAL

MODELO : LINEA N° 2 IZ

EL ANGULO CON EL RUMBO ES DE 90°



PSEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD APARENTE

ARREGLO : SCHLUMBERG

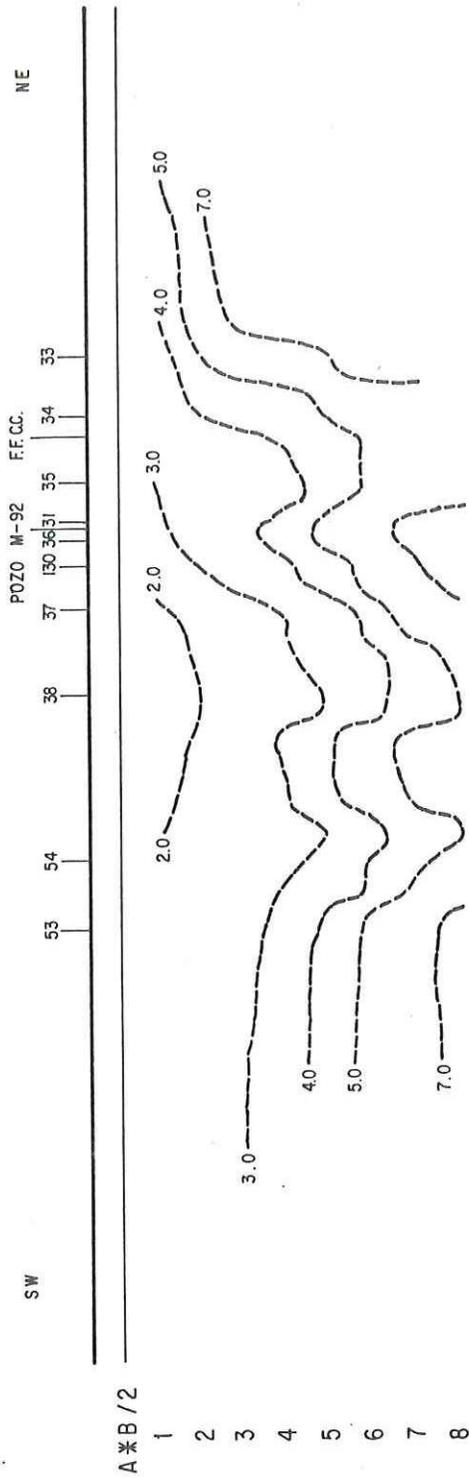


FIG. — 21 Modelo "B" de la linea N° 2

III.5. - LINEA # 6

Esta línea es la que reúne más información geológica debido a la gran cantidad de pozos perforados. En ella se encuentra la región de máxima producción de vapor. Esta línea consta de 12 sondeos y tiene una longitud de 11 Km. (pseudosección experimental en la figura 22)

Al igual que en la línea 11, esta sección muestra una gran similitud con la pseudosección calculada pues la sección es sencilla y solo muestra un valle cubierto con sedimento conductor.

Al estudiar el modelo resultante (figura 23), se ve que el basamento esta situado 2200 mts de profundidad en la zona de producción y a más de 3000 mts en la parte Este de la falla de Cerro Prieto. Esta última profundidad es imprecisa debido a que los resultados de los estudios de gravimetría y magnetometría (Fonseca L. 1979), no son concordantes con otros resultados de la misma región.

La zona de máxima producción se encuentra en la región de 2 ohm-m que esta encima de la región de 3.5 ohm-m. De los

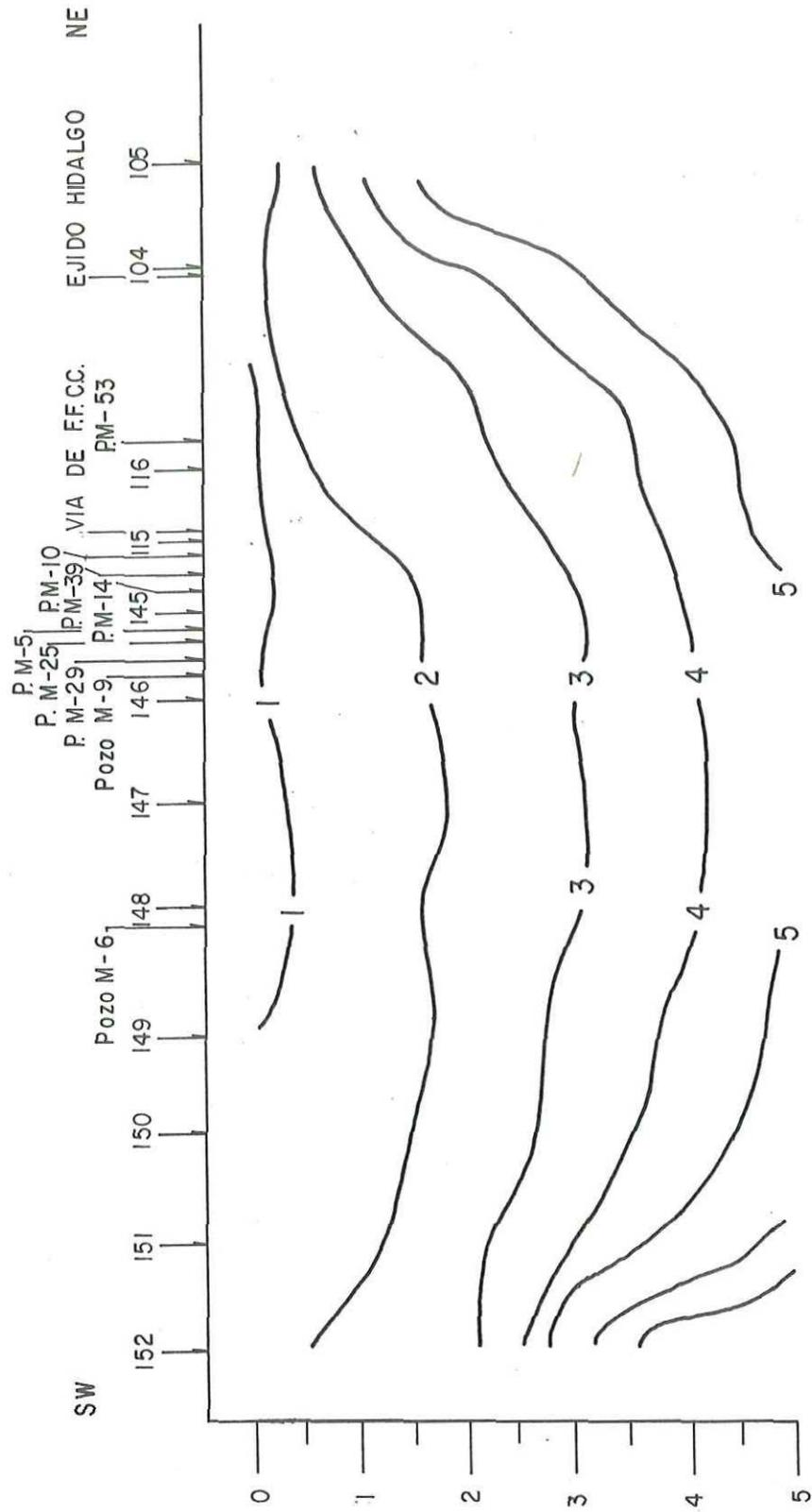
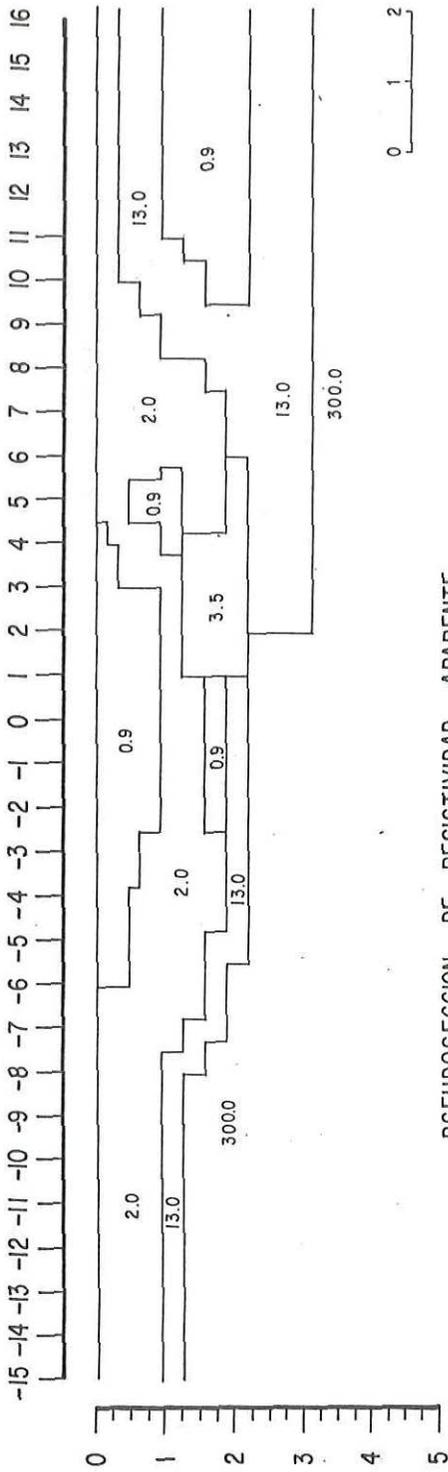


Figura No. 22 Pseudosección de la línea #6

SECCION GEOELECTRICA BIDIMENSIONAL
 MODELO : LINEA N° 6 IZ
 EL ANGULO CON EL RUMBO ES DE 90°



PSEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD APARENTE
 ARREGLO : SCHLUMBERGER

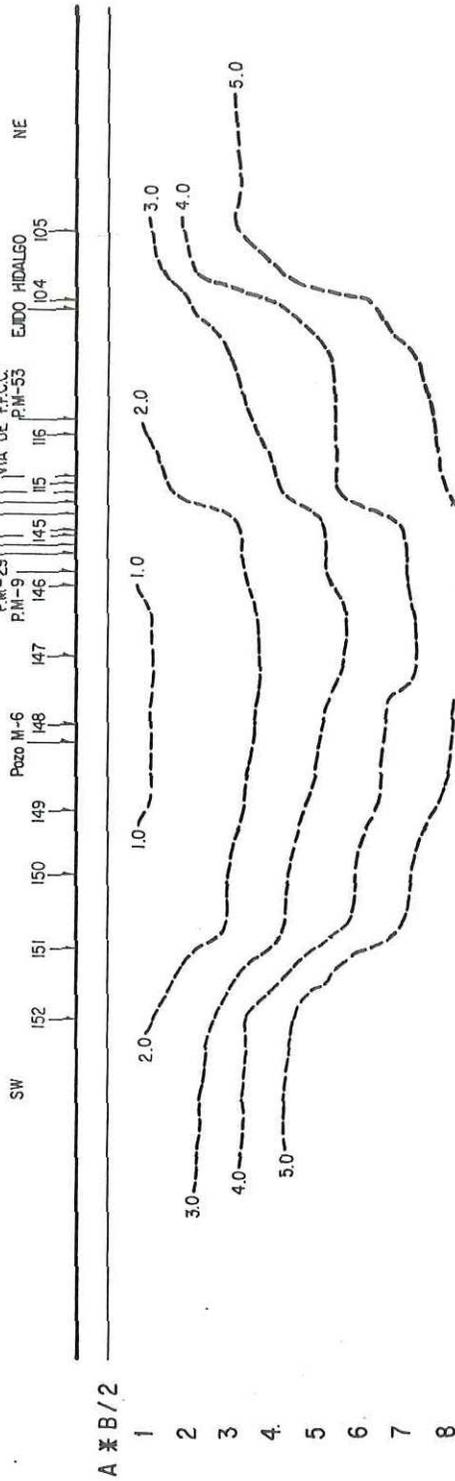


FIG. — 23 Modelo "A" de la linea N° 6

registros eléctricos de los pozos y las columnas litológicas se encontro que esta zona corresponde a areniscas. Aunque normalmente la resistividad de las areniscas es mayor, se explica el aumento de conductividad con la saturación de sales que contiene el agua y el vapor que llena los poros de las rocas.

Encima de esta capa se encuentra una cubierta conductora, que corresponde al tapón impermeable de arcillas que se ha encontrado en campos geotérmicos de otras partes del mundo.

El límite del campo geotérmico en la parte oeste esta situado en las cercanias del pozo M-6 que no produjo vapor. En el lado Este no se conoce el límite, pues el pozo M-53 es el último hacia el Este y produce vapor a 2500 mts de profundidad.

Debido a que la máxima cantidad de información de la zona se encuentra en esta línea, se uso esta misma para detectar los cambios en la respuesta de los modelos. Se construyeron 3 modelos que siendo diferentes entre sí conservan la geología superficial y proporcionan una respuesta semejante.

El primer modelo esta ligado a la litografía del los pozos, es decir, el modelo inicial se construyó a partir de los

registros eléctricos de los pozos. Se modificó hasta que la respuesta se ajustó mejor a las curvas iso-resistivas graficadas a partir de los datos de campo.

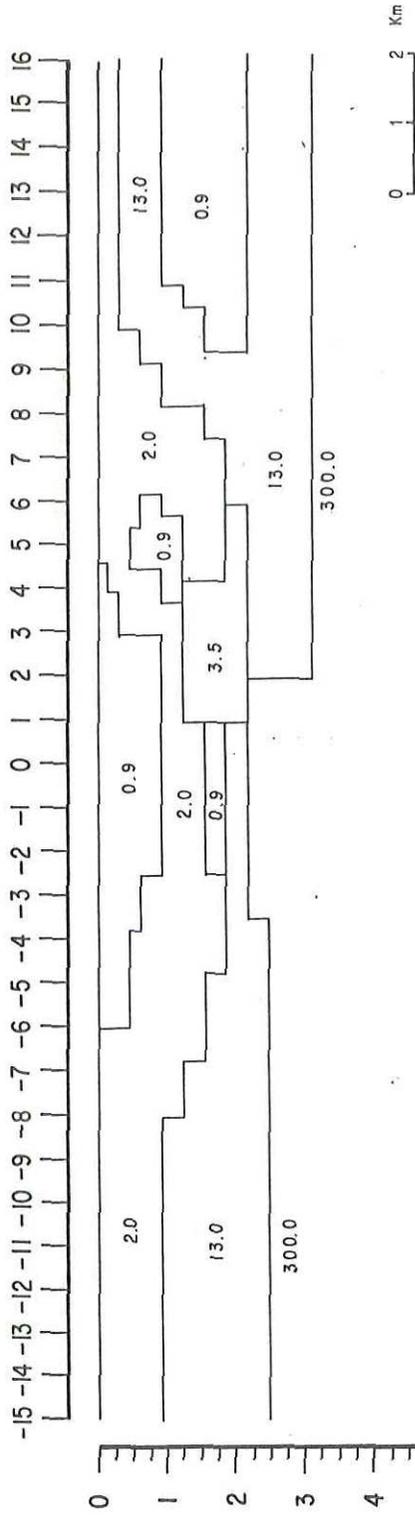
Debido a que sólo se tenían dos profundidades al basamento, se decidió poner su configuración de la manera más simple, que es una caída monotónica de Oeste a Este.

En el segundo modelo (figura 24), se incluye la modificación en la forma del basamento y comparando las dos respuestas se encuentran variaciones del 8% o menos las cuales pueden ser fácilmente atribuidas al error del programa, o bien al error de los datos de campo.

El tercer modelo de esta línea (fig 25), se hizo simplificando algunas áreas del modelo anterior, como la supresión de la región de 3.5 ohm-m, la disminución del espesor de el área de 0.9 ohm-m y haciendo uso del principio de equivalencia, se quitó el basamento y se aumentó la resistividad de la región inferior de 13 a 30 ohm-m.

Al comparar las tres respuestas, se nota la equivalencia de los tres modelos. Ello comprueba que el programa solo detecta la presencia de un cuerpo de alta resistividad situado a profundidad.

SECCION GEOELECTRICA BIDIMENSIONAL
 MODELO : LINEA N° 6 IZ
 EL ANGULO CON EL RUMBO ES DE 90°



PSEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD APARENTE
 ARREGLO : SCHLUMBERGER

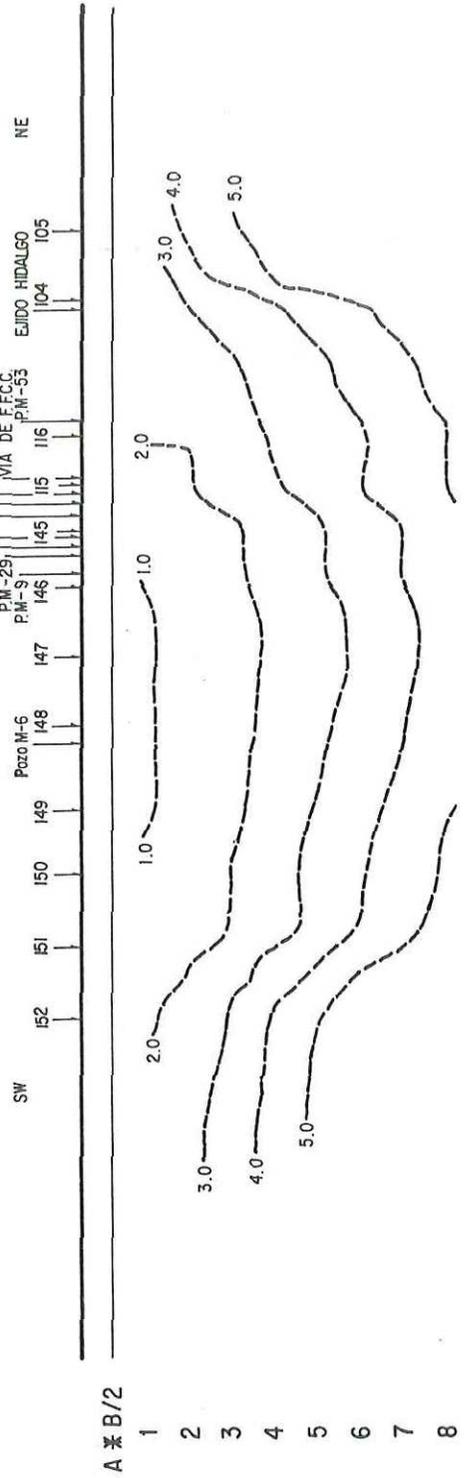
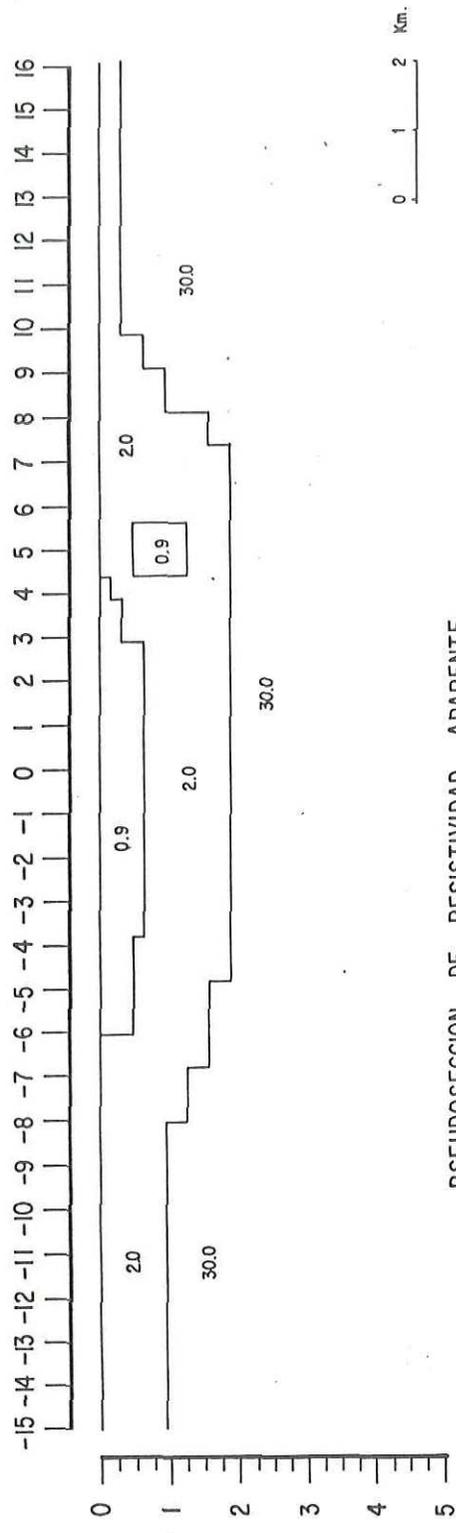


FIG. - 24 Modelo "B" de la línea N°6

SECCION GEOELECTRICA BIDIMENSIONAL

MODELO : LINEA N° 6 IZ

EL ANGULO CON EL RUMBO ES DE 90°



PSEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD APARENTE

ARREGLO : SCHLUMBERGER

SW 152 151 150 149 148 147 146 145 115 116 104 105
 Pozo M-6
 P.M.-9
 P.M.-25
 P.M.-5
 P.M.-14
 P.M.-39
 P.M.-10
 VIA DE FFCC.
 P.M.-53
 EJIDO HIDALGO
 NE

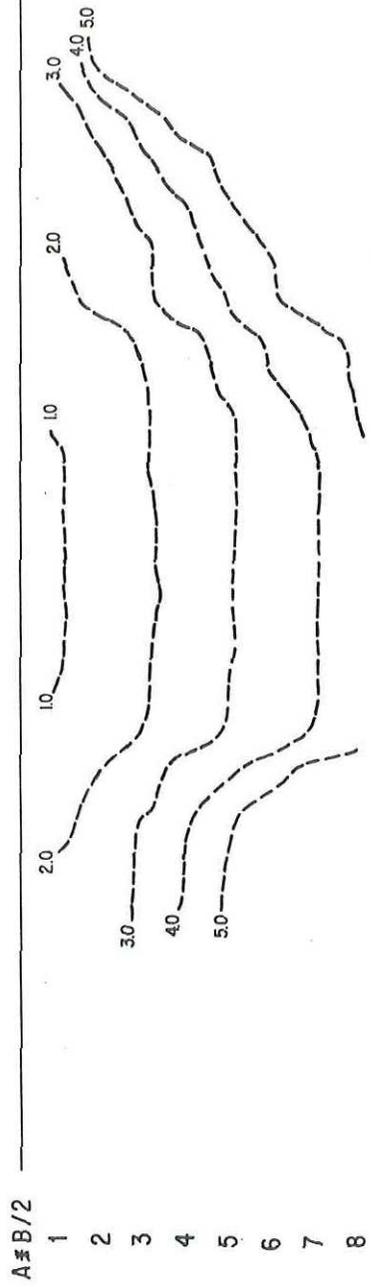


FIG. — 25 Modelo "C" de la linea N°6

IV. CONCLUSIONES

El uso de los métodos eléctricos de prospección y en particular el método de resistividad por corriente directa es de difícil aplicación en zonas conductoras. Estas forman pantallas de manera que no permiten que la corriente penetre. En consecuencia las zonas profundas tienen poca o ninguna influencia en la respuesta. Además, ésta condición dificulta la adquisición de los datos, ya que el voltaje inducido en los electrodos de potencial es del mismo orden que los voltajes debidos a las corrientes telúricas con lo que los errores de lectura se amplifican. Al conmutar la polaridad de la corriente inyectada al suelo, se genera un campo electro-magnético y de polarización inducida necesitando periodos de conmutación grandes para asegurar que el voltaje medido en los electrodos de potencial sea el voltaje resultante del paso de la corriente a través del medio resistivo sin contribuciones inductivas.

Con este trabajo nos atrevemos a decir que mediante el estudio de resistividad realizado en el Valle de Mexicali, no se observan estructuras profundas como se pensaba

anteriormente. Las variaciones observadas en la resistividad se deben a los conductores superficiales, a pesar de los 5 km de la semi-apertura electrodo utilizada en el estudio.

Existen formas de lograr una mayor penetración en estudios de resistividad en zonas conductoras: inyectando mas corriente y abriendo mas los electrodos de corriente. Para aumentar la inyección de corriente es necesario disponer de equipo de mayor potencia y usar placas de metal como electrodos en los puntos A y B para lograr un mejor contacto con la tierra.

Si se desea abrir mas los electrodos de corriente, es necesario ser cuidadoso, pues hay que tener en cuenta la inducción entre el cable y el terreno: la inducción crece si se aumenta la longitud de contacto entre ellos. Una forma de evitar la inducción entre el cable y la tierra es usando otro tipo de arreglos de electrodos como dipolo - dipolo, asi como el uso de periodos de conmutación realmente largos.

Al modelar es importante tener presente que:

" El número de modelos que dan la misma respuesta no es único, por lo tanto es necesario fijar la mayor cantidad de parámetros a fin de reducir el número de soluciones

posibles ".

Es importante también, hacer hincapie en las estructuras generales y no en los detalles, pues con este tipo de modelado es más fácil ver la estructura que los detalles locales de la región.

En general no se puede ajustar exactamente la respuesta de un modelo a las curvas obtenidas a partir de los datos de campo. El programa numerico con el cual se construyeron los modelos, esta basado en la técnica de elementos finitos y no nos da suficiente resolución.

LITERATURA CITADA

Aiken, C. L., D. A. Hastings y J. R. Sturgul, 1973.
Physical and computer Modeling of Induced
Polarization. Geophysical Prospecting. vol. 21, pp.
763.

Arellano, J. F. 1978, Prospección Eléctrica en la Porción
Norte del Valle de Mexicali y Campo Geotérmico de
Cerro Prieto, B. C. Informe Técnico 6-78 C.F.E.

Coggon, J. H. 1971, Electromagnetic and Electrical
Modeling by the Finite Element Method, Geophysics,
vol. 36, p. 132.

Corwin, R. F., y D. B. Hoover. 1979. The
Self-Potential Method in Geothermal Exploration,
Geophysics, vol. 44, p. 226.

Dey, A., 1967, Model Studies on Electrical Profiling over
Thick Conducting Veins, M. Sc. Thesis, Indian
Institute Of Technology, Kharagpur

Dey, A., y H. F. Morrison, 1976, Resistivity Modeling for Arbitrarily Shaped Two Dimensional Structures, Tecnical Report LBL-5223, UC-66a.

Forsythe, G. E. y W. R. Wasow. 1960. Finite Difference Methods for Partial Differential Ecuations, John Wiley and Sons, Inc., New York.

Gosh, D. P., 1971, The Application of Linear Filter Theory to the Direct Interpretation of Geological Resistivity Sounding Measurements, Geophysical Prospecting, vol. 19

Jepsen, A. F., 1969, Numerical Modeling in Resistivity Prospecting, Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley.

McPhar Geophysics, 1967, Catalogue of Resistivity and IP Model Data, McPhar Geophysics Ltd., Ontario, Canada.

Madden, T. R., 1967, Calculation of Induced Polarization Anomalies for Arbitrary Two-Dimensional Resistivity Structure, paper presented at Symposium on IP, University of California, Berkeley.

Madden, T. R., 1971, The Resolving Power of Geoelectric

Measurements for Delineating Resistive Zones with the Crust, Geophys. Monogr. 14, AGU, p. 95.

Martinez Gonzales M., 1979, Reporte de Actividades del Grupo de Metodos Electricos, Discusiones Internas Sobre Labores de Investigacion y Docencia CICESE, p. 99.

Martin, R. S., y J. H. Wilkinson. 1965, Symmetric Decomposition of Positive Definite Band Matrices, Numer. Math. vol. 7, p. 355.

Puente I., Geologia del Campo Geotermico de Cerro Prieto, Primer Simposio sobre el Campo Geotermico de Cerro Prieto B. C., Mexico.

Reyes Zamora A., 1979, Estudio de Microsismicidad del Sistema de Fallas Transformadas Imperial-Cerro Prieto, Informe Tecnico Geo79-01 CICESE.

Southwell, R. V., 1946, Relaxation Methods in Teoretical Physics, vol. 1, Clarendon Press, Oxford.

Van Nostrand, R. G., y K. L. Cook. 1966, Interpretation of Resistivity Data, U.S.G.S. Prof. paper 499.

Varga, R. S., 1962, Matrix Iterative Analysis, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Zhody, A. A. R., G. P. Eaton, y D. R. Mabey., 1974, Application of Surface Geophysics to Ground Water Investigations, Chapter D1, U.S. Departament of the Interior.