



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

*"EL SONDEO ELECTRICO VERTICAL
EN LA EXPLORACION GEOTERMICA"*

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO
PRESENTA

MIGUEL ANGEL ARROYO ESQUIVEL

MEXICO

1983



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA

FACULTAD DE INGENIERIA

Dirección
60-I-237

Señor ARROYO ESQUIVEL MIGUEL ANGEL.
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que aprobado por esta Dirección, propuso el Prof. Ing. - Roboam León Sánchez, para que lo desarrolle como tesis para su Examen Profesional de la carrera de INGENIERO GEOFISICO.

"EL SONDEO ELECTRICO VERTICAL EN LA EXPLORACION GEOTERMICA"

- PROLOGO.
- INTRODUCCION.
- I TECNICAS DE EXPLORACION EN LA GEOTERMIA.
- II METODOS GEOELECTRICOS.
- III LA APLICACION DEL SEV SCHLUMBERGER EN GEOTERMIA.
- IV LEVANTAMIENTO GEOELECTRICO EN LOS AZUFRES. RESULTADOS. BIBLIOGRAFIA.

Ruego a usted se sirva tomar debida nota de que en cumplimiento con lo especificado por la Ley de Profesiones, deberá prestar -- Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses como -- requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así -- como de la disposición de la Coordinación de la Administración -- Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de los -- ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F., Noviembre 25 de 1983

EL DIRECTOR

Dr. Octavio A. Rascón Chávez

hu
DARCH'MRV'gtg

EL SONDEO ELECTRICO VERTICAL EN LA EXPLORACION GEOTERMICA

C O N T E N I D O

	PÁGINA
PROLOGO.	1
INTRODUCCION	3
I. TECNICAS DE EXPLORACION EN LA GEOTERMIA.	6
I.1. EXPLORACION GEOLOGICA.	7
I.2. EXPLORACION GEOQUIMICA	8
I.3. EXPLORACION GEOFISICA.	9
I.3.a) ESTUDIOS DE FLUJO CALORIFICO	11
I.3.b) ESTUDIOS DE PERCEPCION REMOTA.	13
I.3.c) METODOS ESTRUCTURALES.	14
c.1) Gravimetría.	15
c.2) Sismología	16
c.3) Magnetometría.	17
I.3.d) ESTUDIOS DE SISMOLOGIA PASIVA.	18
I.3.e) ESTUDIOS DE RUIDO SUBTERRANEO.	20
I.3.f) METODOS ELECTRICOS Y ELECTROMAGNETICOS.	20

	PÁGINA
II. METODOS GEOELECTRICOS.	22
II.1. ESTUDIOS DE POTENCIAL NATURAL	22
II.2. EL METODO DE LA POLARIZACION INDUCIDA .	23
II.2.a) PI ELECTRONICA. METALICA O DE ELECTRODO,	24
II.2.b) PI ELECTROLITICA	25
II.3. METODOS DE CAMPO NATURAL.	27
II.3.a) METODO MAGNETOTELURICO	28
II.3.b) METODO AUDIOMAGNETOTELURICO, .	29
II.3.c) METODO TELURICO,	29
II.4. METODOS ELECTROMAGNETICOS ACTIVOS . . .	30
II.5. METODOS RESISTIVOS.	33
III. LA APLICACION DEL SEV SCHLUMBERGER EN GEOTER-- MIA.	39
III.1. PRINCIPIOS FUNDAMENTALES	39
III.1.a) LA RESISTIVIDAD APARENTE . .	39
III.1.b) VARIACION DE LA RESISTIVIDAD EN LAS ROCAS	41
III.1.c) CORTES GEOELECTRICOS	44
III.1.d) RESISTENCIA TRANSVERSAL Y -- CONDUCTANCIA LONGITUDINAL, .	46

	PÁGINA
III.2. PROBLEMAS DE CAMPO.	48
III.3. LA SOLUCION AL PROBLEMA DIRECTO	51
III.3.a) LA TRANSFORMADA DE RESISTIVI- DAD	52
III.3.b) FILTRADO LINEAL	62
III.3.c) CALCULO DE CURVAS DE RESISTI- VIDAD APARENTE POR EL METODO DE FILTRADO LINEAL.	66
III.3.d) METODOS ITERATIVOS DE INTER- PRETACION	68
III.4. EL PRINCIPIO DE EQUIVALENCIA EN EL PRO- BLEMA INVERSO	72
III.5. CALCULO DE CURVAS DE RESISTIVIDAD APA- RENTE	80
III.5.a) FILTRO DE GHOSH	82
III.5.b) FILTRO DE O'NEILL	89
III.5.c) FILTRO DE JOHANSEN	97
 IV. LEVANTAMIENTO GEOELECTRICO EN LOS AZUFRES, MICH.	 105
IV.1. GENERALIDADES.	105
IV.2. OBJETIVO	109
IV.3. BOSQUEJO GEOLOGICO ESTRUCTURAL	109
IV.4. LEVANTAMIENTO.	110
IV.5. INTERPRETACION	112
IV.6. CONCLUSICHNES DEL LEVANTAMIENTO GEOELEC- TRICO,	120

PÁGINA

RESULTADOS. 124

BIBLIOGRAFIA. 127

I L U S T R A C I O N E S

PLANOS

	AL FINAL DEL TEXTO
1. LOCALIZACIÓN DE SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES.	AL FINAL DEL TEXTO
2. SECCIONES GEOELÉCTRICAS.	"
3. VALORES DE LA CONDUCTANCIA LONGITUDINAL. . . .	"

FIGURAS

	ENTRE PÁGINAS
1-A. GRÁFICA DEL SONDEO K-10.	104 Y 105
1-B. DATOS DEL MODELADO DEL S.K-10. FILTRO DE --- GHOSH.	"
1-C. DATOS DEL MODELADO DEL S.K-10. FILTRO DE --- O'NEILL.	"
1-D. DATOS DEL MODELADO DEL S.K-10. FILTRO DE --- JOHANSEN	"
2. LOCALIZACIÓN DEL AREA GEOTÉRMICA DE LOS AZU- FRES, MICH.	106 Y 107
3. TABLA DE PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA PRIMARIA CUALITATIVA DEL POZO GEOTÉRMICO AZUFRES # 9.	116 Y 117

PROLOGO

La búsqueda de fuentes de energía no convencionales motivada por la imperante necesidad de conservar los recursos no renovables, ha impulsado el desarrollo de la Geotermia como una fuente alterna que debe contribuir a resolver la crisis energética actual.

Debido a ello, en los últimos años, México ha incrementado considerablemente sus esfuerzos con el fin de diversificar sus fuentes de energía para la generación de electricidad, que actualmente se produce en una gran proporción - en base a la combustión de hidrocarburos. De esta forma, se planea tener en el país una capacidad geotérmica instalada de aproximadamente 4 000 Megawatts (Mw) para el año 2 000, que representarán el 4% de la generación eléctrica total, reduciendo la dependencia de los combustibles fósiles.

Lo anterior implica la necesidad de construir cada año plantas geotermoeléctricas que produzcan 200 Mw, para lo que se requiere complementar anualmente 40 pozos de producción geotérmica (Alonso E., 1982). Actualmente, las investigaciones y estudios para la evaluación de recursos geotérmicos se realizan por la Comisión Federal de Electricidad, prin

principalmente en 2 regiones: el Valle de Mexicali y el Eje Neovolcánico.

El presente trabajo tiene como objetivo establecer la importancia de los métodos geofísicos eléctricos en la exploración y evaluación de los recursos geotérmicos.

INTRODUCCION

En el sentido amplio de la palabra, el término Geotermia involucra al calor existente en el subsuelo. Sabemos que a medida que se incrementa la profundidad en la corteza terrestre, se observa un aumento de temperatura hasta llegar a valores entre 200 y 1 000°C (Lachenbruch, 1970), pero la mayoría de este calor aun a profundidades menores a 10 Km, no debe ser considerado un recurso geotérmico, puesto que se encuentra en forma tan difusa que no puede ser tomado como una opción económica factible.

Ahora bien, actualmente y en lugares donde se concentra calor en volúmenes restringidos, la energía geotérmica adquiere significado económico potencial a profundidades menores de 3 Km.

La distribución de los valores de flujo calorífico en la superficie terrestre se encuentra estrechamente enlazada a los fenómenos descritos en la teoría de la tectónica de placas, por lo que la mayoría de las anomalías térmicas superficiales y, en consecuencia, las áreas geotérmicamente explotables se localizan en correspondencia a zonas de subducción y expansión. Sin embargo, es posible encontrar campos

geotérmicos en zonas "intraplacas" con valores de flujo calorífico superficial normal o ligeramente altos, pero por lo general con producciones difíciles de aprovechar en la creación de electricidad a causa de la baja entalpía de los fluidos.

En general, podemos definir a un sistema geotérmico como el formado por una fuente de calor, un fluido y una zona del subsuelo en donde el flujo se almacena o circula.

Hasta ahora, los únicos campos explotados pertenecen al tipo hidrotermal convectivo, que se conocen mucho mejor y que ocurren en donde un fluido de circulación de origen meteórico principalmente, es capaz de difundirse en rocas suficientemente permeables cerca de una fuente calorífica tal como una intrusión magmática, o a tal profundidad que puede ser calentado por el gradiente geotérmico normal; este tipo de sistema puede ser catalogado como de "agua-vapor", donde la fase fluida continua en el yacimiento es líquida, o como de "vapor seco" (o vapor dominante), en la cual éste es la fase continua. En ambos sistemas, la fuerza conductora de la circulación de fluido es la gravedad, que actúa a causa de la diferencia de densidad entre el agua de recarga (fría) que se mueve hacia abajo, y el fluido geotérmico (caliente), que asciende.

Otros sistemas geotérmicos con posibilidad de explotación futura son: "sistemas geopresurizados", que se encuentran en algunas cuencas sedimentarias subsidentes que contienen aguas connatas de alta temperatura a presiones cercanas a las litostáticas; y los de "roca seca" que pueden usarse para crear sistemas artificiales por fracturamiento de las rocas de altas temperaturas y la posterior inducción de circulación de flujo en circuitos cerrados.

Ahora bien, para llegar a saber si un área termal puede considerarse un sistema geotermoeléctrico productivo, es menester realizar diferentes inversiones, entre las que podemos mencionar dentro de la etapa inicial las correspondientes a estudios de exploración, perforación y evaluación de yacimientos.

Finalmente, tanto la exploración como la evaluación de yacimientos geotérmicos hacen uso de la prospección geofísica como una herramienta de gran valor en el cumplimiento de sus objetivos, lo que podrá comprobarse en el desarrollo de este trabajo.

I. TECNICAS DE EXPLORACION EN LA GEOTERMIA

Los estudios exploratorios necesarios para determinar la factibilidad de un proyecto geotermoeléctrico pueden agruparse en 3 grupos principales; a saber, Geología, Geoquímica y Geofísica. Actualmente se conocen técnicas y métodos para la definición de una estrategia exploratoria capaz de proporcionar resultados satisfactorios y positivos.

De manera general, debemos tomar en cuenta --- ciertas consideraciones geológicas al comienzo de cualquier proyecto de utilización geotermoeléctrica; entre las más importantes se encuentran las referentes al sitio de la perforación, la profundidad de ésta para la obtención de la temperatura requerida, y la cantidad de calor (o energía térmica) -- que puede ser extraída por unidad de tiempo en el horizonte -- productor. No debemos olvidar que además de una temperatura adecuada, se requiere cumplir con cierto mínimo de permeabilidad para extraer la energía térmica en forma económica, --- aparte de tener una lenta recarga de agua en el sistema a medida que ésta sea extraída.

Así, normalmente, el primer paso en exploración para recursos geotérmicos es la definición de las caracte-

terísticas físicas requeridas para la aplicación de la energía a los objetivos propuestos. Ya que las demandas de temperatura, cantidad y localización del recurso son determinadas, es posible desarrollar un programa racional de exploración, puesto que cada prospecto geotérmico es único en muchas formas y ningún método o serie de métodos trabajaría en todas las circunstancias.

I.I. EXPLORACION GEOLOGICA

En forma global, estas técnicas tratan con la identificación e interpretación de las manifestaciones superficiales de actividad geotérmica, y el reconocimiento de las estructuras que canalizan los fluidos térmicos a las partes someras del subsuelo; además, al saber que los sistemas de alta temperatura tienden a autoseñarse a causa de la alteración de la roca encajonante y la precipitación de sílice (entre otras sustancias), se debe pensar que aunque la actividad haya cesado en superficie, el yacimiento geotérmico puede existir a profundidad. Como corolario, la caracterización de la Geología debe proporcionar los datos básicos para el modelado y evaluación de la mayoría de las técnicas geoquímicas y geofísicas, lo

que es particularmente importante en la interpretación -- del contraste de los parámetros físicos identificados con los métodos geofísicos.

1.2. EXPLORACION GEOQUIMICA

En forma general, esta técnica proporciona información acerca de las temperaturas del subsuelo, localización de fallas que actúan como conductos para los movimientos ascendentes de agua caliente y gases; fuentes - potenciales de incrustación o corrosión durante la producción, y posibles problemas de aguas residuales o concernientes a la ecología. Al usar geotermómetros químicos - en la estimación de las temperaturas del sistema geotérmico, es menester examinar las complejidades hidrológicas - comúnmente presentes. Asimismo, el análisis geoquímico - superficial para gases de mercurio (Hg), bióxido de carbono (CO_2) y helio (He); además del hecho sobre todos los - componentes volátiles de aguas subterráneas (particularmente ácido bórico (H_3BO_3), e hidróxido de amonio o amoniac (NH_3)); ha sido útil en algunos lugares para detectar el lugar en que existen altas temperaturas en niveles someros. Por otro lado, en base al zoneamiento anormal -

de elementos traza, la geoquímica superficial ha demostrado su utilidad para delinear recursos geotérmicos. De esta manera, los valores anómalos de Arsénico y Mercurio parecen ser particularmente eficaces para demarcar los niveles superiores de sistemas hidrotermales.

I.3. EXPLORACION GEOFISICA

Un estudio geofísico consiste de una serie de medidas realizadas sobre el terreno, en el aire (paralelas a la superficie terrestre), ó en pozos dentro del subsuelo. Lo que se detecta son las variaciones de las propiedades físicas en las rocas del subsuelo, tales como -- conductividad térmica, resistividad eléctrica, velocidad de propagación de ondas elásticas, densidad y, finalmente, susceptibilidad magnética. Por lo general, los sistemas geotérmicos dan discontinuidades distintivas en las propiedades mencionadas anteriormente, tales como alto flujo térmico, baja resistividad, atenuación de ondas elásticas de alta frecuencia, etc. De esta manera, es posible inferir la existencia de recursos geotérmicos a partir de las medidas indirectas de los parámetros físicos a profundidad.

Los yacimientos geotérmicos tienen forma irregular y ocurren en rocas de tipo variado y estructura compleja; es decir, son tridimensionales. Por ello, el énfasis de la exploración geotérmica debe dirigirse hacia la detección del yacimiento y sus extensiones laterales, con el fin de localizar lugares idóneos para la perforación.

En la actualidad, pocos métodos geofísicos han sido bien establecidos en trabajo geotérmico mediante la demostración de su utilidad en proyectos exploratorios, - principalmente a causa de la variabilidad del ambiente -- geológico. Asimismo, desde el punto de vista de la explotación, debe indicarse que las partes profundas de un yacimiento geotérmico son mucho más atractivas que las someras. Esto debe tomarse en cuenta, puesto que los métodos pueden diferir esencialmente dependiendo de la profundidad de investigación deseada. Por último, otra variable de interés a considerar es el estado térmico del fluido, - del que dependerá que tratemos con un sistema de "vapor-seco" o con otro de "líquido dominante", lo que cambiará sustancialmente algunas propiedades físicas del yacimiento.

A continuación veremos las diferentes técnicas geofísicas que se usan comúnmente en la exploración y eval

luación geotérmica, explicando en forma sumaria las principales ventajas y desventajas del empleo de cada método y las condiciones óptimas de su aplicación.

I.3.a) ESTUDIOS DE FLUJO CALORIFICO (Gradiente Térmico).

La característica más importante de un sistema geotérmico es la temperatura en el interior del yacimiento, en donde los procesos físicos y químicos dependen críticamente de este parámetro, y las técnicas de extracción de fluido calorífico deben seleccionarse respecto a las condiciones del mismo. Así, los métodos térmicos de exploración, tales como medidas de gradiente geotérmico en pozos y determinaciones de flujo calorífico, son de vital importancia -- pues proporcionan la forma más directa para hacer -- una estimación del tamaño y potencial de un sistema geotérmico. Sin embargo y aunque las anomalías superficiales de flujo calorífico por conducción pueden ser usadas como un indicador de convección de -- agua a profundidad, se debe indicar que éstas son -- fuertemente influenciadas. Además, para interpretar

los valores de flujo calorífico en términos de convección es necesario conocer el modelo regional de éstos, sin olvidar que dicho flujo es el producto del gradiente geotérmico y la conductividad termal. En general, ha podido observarse que los mayores valores de flujo calorífico ocurren cerca de los límites de placas tectónicas.

Estos estudios pueden ser adecuados para la exploración de las fronteras de un campo hidrotermal. Por ejemplo, cuando las anomalías son de cinco a diez veces mayores que los valores normales, puede haber relación con aguas convectivas a, relativamente, gran profundidad. Por otro lado, en el mapeo superficial de temperaturas, digamos a un metro de profundidad, pueden obtenerse conclusiones referentes al flujo calorífico normal de un área hidrotermal; por ejemplo, sobre la mayoría de áreas geotérmicas económicamente atractivas, el gradiente a profundidades someras o intermedias es mayor a 64°C por Km, que puede compararse con el normal, de cerca de 25°C por Km.

Por último, podemos decir que los estudios someros de temperatura como una herramienta explorato-

ria para la selección de perforaciones profundas, --
tienen valor limitado a causa de su poca profundidad
efectiva de penetración, y del gran consumo de tiem-
po requerido para su ejecución (Pálmason G. ~ 1975).

I.3.b) ESTUDIOS DE PERCEPCION REMOTA
(Porción Infrarroja del Espectro Electromag-
nético).

Estas técnicas pueden detectar regiones $1/2^{\circ}\text{C}$
más calientes que la temperatura ambiente bajo condi-
ciones ideales (terreno plano y homogéneo); hasta --
ahora los resultados obtenidos en levantamientos in-
dican que la máxima sensibilidad del método para de-
tectar flujos anormales de calor queda en el interva-
lo de 150 a 750 hfu (unidades de flujo calorífico =
 10^{-2} cal/m²s; el flujo promedio en la Tierra va de -
1.2 a 1.5 hfu); es decir, burdamente, 100 veces el -
flujo normal. Asimismo, los ~~efectos~~ efectos de emisividad -
debidos a variaciones naturales del terreno pueden -
oscurecer de $1/2$ a 5°C las diferencias de temperatu-
ra observadas. Por dichas causas, estos métodos son
más adecuados en el mapeo de manifestaciones superfi-
ciales de actividad hidrotermal, especialmente en --
grandes áreas de regiones remotas (o con muy difícil
acceso).

I.3.c) METODOS ESTRUCTURALES

(Utilizados para determinar estructuras - geológicas).

Los estudios gravimétricos, sismológicos y magnetométricos se clasifican como métodos estructurales en la exploración geotérmica, y en principio pueden considerarse como una extensión del mapeo geológico; además, no determinan directamente las propiedades físicas de los fluidos geotérmicos buscados, sino la actitud y naturaleza de la roca encajonante; es decir, estos estudios estructurales dan poca información útil para definir yacimientos geotérmicos, pero sus anomalías pueden ser causadas por el efecto del sistema hidrotermal en la roca encajonante, por lo que deben ser eficaces en la definición de fallas o zonas de falla que pudieran controlar el yacimiento geotérmico. Por otro lado, al definir variaciones en porosidad, los métodos eléctricos podrían llamarse estructurales, de forma que es poco posible hacer una división drástica entre los métodos que definen los parámetros térmicos o estructurales de un sistema hidrotermal.

c.1) Gravimetría

Al determinar contrastes de densidad en las rocas del subsuelo, este método puede utilizarse para señalar las mayores características estructurales y para delinear anomalías locales positivas o negativas que podrían relacionarse con sistemas geotérmicos; estas últimas anomalías pueden ser causadas por altos estructurales pequeños, rocas volcánicas o intrusivas en el subsuelo, o material con alteración hidrotermal. Sin embargo, puesto que las anomalías gravimétricas pueden ser el producto de factores diferentes a la actividad geotérmica, existe la posibilidad de ejecutar interpretaciones deficientes, a menos que se usen junto con otras técnicas de exploración. Los levantamientos gravimétricos son relativamente fáciles de realizar y dependen principalmente de un buen control de la elevación que, además, ocupa el mayor costo en la recolección de los datos; también, en áreas de topografía abrupta, las correcciones son muy laboriosas y consumen mucho tiempo; por lo que esta técnica es más adecuada en áreas de relieve plano y pobre exposición geológica. En general, el método permite hacer una estimación de la ma

sa total que causa la anomalía, aunque no se conozcan los contrastes absolutos en densidad; en síntesis, las fuentes de anomalías gravimétricas pueden ser causadas por alteración hidrotermal de las rocas del yacimiento, alta proporción de intrusivo, o características estructurales como fallas, calderas y estructuras del basamento.

c.2) Sismología

Mediante la generación artificial de ondas elásticas es posible determinar la estructura del subsuelo y la configuración y profundidad del basamento. El método de reflexión sísmica ha sido poco usado en geotermia ya que la mayoría de áreas se encuentran en zonas volcánicas en las que las series sedimentarias horizontales son escasas o, si existen, se encuentran muy alteradas por intrusiones; por otro lado, la técnica de refracción es muy útil en áreas volcánicas, en especial para estudios estructurales en conjunto con la gravimetría, ya que la densidad y la velocidad sísmica se pueden relacionar empíricamente. Así, si un estudio gravimétrico mues-

tra una distribución anormal de masa y no puede ser interpretado en forma única (ó no ambigua) sin mayor información y en términos de estructura; posiblemente el método de refracción proporcionaría lo necesario para establecer la profundidad de la masa anómala. De esta manera, es muy conveniente que la gravimetría preceda a los estudios de refracción sísmica.

c.3) Magnetometría

El método detecta las diferencias en susceptibilidad magnética de las rocas del subsuelo, pero es poco útil para la definición de objetivos de perforación en geotermia, ya que si en algunas áreas se presentan anomalías magnéticas negativas causadas por alteración hidrotermal, en otras se observan irregularidades positivas que se relacionan con intrusivos muy jóvenes o rocas volcánicas asociadas a sistemas geotérmicos. En la mayoría de casos, sin embargo, influyen muchos factores en el carácter de un estudio magnético y el mapa resultante, de manera que los datos son difíciles de interpretar en términos de yacimientos geotérmicos. Así y especialmente en rocas volcánicas, la magnetización en diferentes uni

dades de roca puede ser completamente variable; ahora bien, si los efectos de alteración en un sistema hidrotermal deben afectar un gran volumen de roca, - la mejor forma de detectarlos es mediante un estudio aero-magnético, ya que éste es menos afectado por rocas superficiales en comparación a uno terrestre; -- ahora, aunque no hay duda que en muchos campos geotérmicos existen anomalías magnéticas, se sabe que no siempre se presentan, por lo que es conveniente - realizar perfiles terrestres como prueba antes de decidir la realización de un estudio aero-magnético en un programa geotérmico de exploración. Finalmente, - cabe hacer mención que en algunos casos los diques - o fallas actúan como barreras al flujo lateral, por lo que pueden formar una frontera al sistema hidrotermal, susceptible de ser detectable con el método magnético.

1.3.d) ESTUDIOS DE SISMOLOGIA PASIVA

En ciertas áreas volcánicas y tectónicamente - activas, algunos estudios de actividad microsísmica han demostrado que los campos geotérmicos se caracterizan por presentar un alto nivel de tal actividad; -

la sismología pasiva proporciona los datos necesarios para localizar zonas de falla activas que pudieran funcionar como conductos subterráneos de los flujos geotérmicos. Asimismo, es posible usar este método para estimar las características físicas del yacimiento en el subsuelo, ya que tanto la temperatura como el tipo y cantidad del fluido intersticial afectan en forma significativa la velocidad y atenuación de las ondas elásticas tanto compresionales como transversales (P y S). En la actualidad, el valor de estudios microsísmicos para investigaciones geotérmicas se encuentra limitado, ya que no se entiende completamente el mecanismo que causa estos eventos. Los microsismos pueden ser tectónicos en origen, con una distribución de profundidad controlada por la variación de temperatura; también, es posible que se relacionen con la penetración de agua en la roca; hasta ahora, parece ser que el principal uso de estos estudios se refiere a la predicción de la profundidad a que circula el agua en sistemas hidrotermales, que es algo que no se hace fácilmente con otros métodos.

I.3.e) ESTUDIOS DE RUIDO SUBTERRANEO

En los campos geotérmicos se presenta invariablemente alto nivel de ruido subterráneo, que decrece con la distancia a la actividad superficial; el análisis espectral de este ruido muestra que se produce normalmente dentro del intervalo de 5 a 25 Hz, aunque en ocasiones se encuentran frecuencias menores a 1 c.p.s., que se piensa son producto de la convección de agua a gran profundidad. Probada la utilidad de estos estudios como una herramienta de exploración, debe entenderse completamente la fuente de este ruido disipando las dudas que en la actualidad existen.

I.3.f) METODOS ELECTRICOS Y ELECTROMAGNETICOS

En la exploración geotérmica, estos métodos de terminan la resistividad eléctrica de las rocas a profundidad. Sabemos que la temperatura, porosidad y salinidad de los fluidos intersticiales; además del contenido de arcillas y zeolitas, tienden a ser

mayores dentro de yacimientos geotérmicos que en el subsuelo circundante, por lo que la resistividad eléctrica es más baja en aquellos que en la roca encajonante. En las partes profundas de un sistema hidrotermal la resistividad se ve más afectada por las variaciones en porosidad y salinidad que por la cantidad de calor presente, ya que el efecto del cambio de temperatura sobre ésta es mayor a temperaturas inferiores a 100°C, y llega a ser pequeño arriba de 200°C. De esta manera, si se observa un incremento de la resistividad, es posible que la porosidad cambie de intergranular ó vesicular a, por ejemplo, causada por fracturamiento; lo que no es necesariamente adverso desde el punto de vista de producción de fluido. De esta manera, es posible que el efecto de temperatura sea mayor cuando se hacen calicatas (o perfilaje), en donde se mapean las variaciones laterales en resistividad. Finalmente y como un comentario general, se debe decir que los mayores problemas asociados con cualquier estudio eléctrico ó electromagnético, son los que se refieren a la interpretación de las anomalías observadas.

El capítulo siguiente se dedica íntegramente a la discusión de estos métodos en la prospección y evaluación de recursos geotérmicos.

II. METODOS GEOELECTRICOS

Los diversos estudios que incluyen estos métodos determinan alguna de las propiedades eléctricas del subsuelo mediante la medición de campos eléctricos inducidos o naturales en, o sobre la superficie terrestre. Los párrafos siguientes ratificarán detalladamente esta aseveración.

II.1. ESTUDIOS DE POTENCIAL NATURAL

Este es un método de campo natural que puede ser útil en el estudio de áreas hidrotermales, pues éstas se asocian comúnmente con anomalías del campo eléctrico en corriente directa. Tales campos eléctricos anómalos pueden explicarse, en particular, como asociados con el movimiento de fluidos geotérmicos conductores (potenciales de flujo), cuando el enriquecimiento del agua por cationes tiene lugar por adsorción preferencial de los aniones por la roca; lo que produce una anomalía de potencial natural positiva sobre una zona de flujo ascendente. Ya que otros factores pueden afectar también los potenciales eléctricos, como por ejemplo las variaciones en las pro-

propiedades eléctricas de rocas alteradas, deben hacerse profundos análisis de las anomalías de este tipo, asociadas con áreas termales, para evaluar su máxima utilidad en exploración geotérmica.

II.2. EL METODO DE LA POLARIZACION INDUCIDA

La Polarización Inducida (PI) es causada por un aumento de carga iónica en las fronteras entre volúmenes de diferente movilidad iónica, cuando se inyecta corriente al terreno y pasa a través de la roca. Los mecanismos físico-químicos que pudieran explicar la PI son complejos y poco entendidos pero, en general, incluyen interacciones en el contacto de partículas sólidas y soluciones electrolíticas que existen en el subsuelo, ya que las cargas superficiales de estas partículas inducen en la solución una concentración de iones con signo opuesto cercana a la interfase. Así, se forma una doble capa eléctrica en la que los iones son prácticamente inmovilizados, creando una barrera casi impermeable al paso de los iones que lleva consigo la corriente inyectada al terreno. Cuando se deja de inyectar ésta, se restablece el equilibrio electrostático pre-existente y la energía con-

sumida en la modificación de la concentración es restituida (o devuelta). Pueden ser definidos 2 tipos de PI; a saber:

II.2.a) PI ELECTRONICA, METALICA O DE ELECTRODO

Se halla en cuerpos eléctricamente conductivos (tales como minerales de lustre metálico), que no necesariamente tienen continuidad eléctrica; así, la mineralización finamente diseminada en la roca causa muy intensa polarización. En estos casos, las dobles capas eléctricas se componen, por un lado, de iones que provienen del electrolito presente en el terreno circundante y, por el otro, de electrones o protones con carga opuesta que son parte del conductor metálico y se concentran en su superficie. Durante el flujo de corriente, los iones móviles se acumulan en las interfases de los granos conductivos y restringen el flujo en el terreno hasta que se establece un equilibrio. De esta manera, realmente, las partículas equivalen a dipolos eléctricos. Cuando la corriente es interrumpida, los iones inmovilizados se difunden lentamente en el ambiente electrolítico hasta recobrar el equilibrio normal.

11.2.b) PI ELECTROLITICA

No-metálica o de membrana, que se encuentra en la ausencia de cuerpos eléctricamente conductores y que es, por lo general, menos intensa que la anterior; para explicarla, se considera la presencia de partículas de arcilla cuyas superficies se cargan negativamente, lo que pudiera inducir una acumulación de cationes en el electrolito. Es factible que la doble capa de iones así formada juegue el papel de membranas que restringen el movimiento de iones durante el flujo de corriente. Las mecánicas de la electrodiálisis o efectos electrocinéticos por electro-ósmosis en los conductos capilares de las rocas son citados a veces para explicar la PI no metálica.

Concluyendo sobre lo anterior, se puede decir que más que un fenómeno volumétrico, la PI es un proceso superficial.

Para la aplicación de la PI en exploración geotérmica, la fuente de polarización puede ser imaginada como un halo o zona de sulfuros diseminados, o quizá como un área de alteración hidrotermal rica en arcillas.

Ahora bien, basados sobre estudios de estabilidad química en campos geotérmicos y cálculos de ---- transporte de masa para sistemas convectivos hipotéticos, es razonable esperar que se depositen pirita, pirrotita y otros minerales de lustre metálico, a -- causa de los cambios en salinidad y pH debidos ó a - la mezcla de aguas meteóricas e hidrotermales, ó a - la separación de una fase gaseosa.

En los campos geotérmicos conocidos, las con-- centraciones de metal diluidas en los fluidos geotér-- micos pueden producir extensas mineralizaciones si - un gran volumen de agua se mueve a través de la roca, y aunque la amplia distribución de minerales arcillo-- sos y pirita en las partes superficiales de un yaci-- miento geotérmico pueden elevar en gran medida el -- efecto de fondo de las medidas de PI, es posible ob-- servar anomalías dentro de este ámbito e interpretar las en términos de, por ejemplo, concentraciones de pirita depositadas por aguas térmicas ricas en sulfu-- ros (Zohdy, et al., 1973); sin embargo, una zona de sulfuros metálicos relacionados con un sistema geo-- térmico oculto puede ser demasiado pequeña en rela-- ción a la profundidad a la que se encuentre, como pa-- ra producir una respuesta de PI diagnóstica de la -- existencia de dicho yacimiento.

II.3. METODOS DE CAMPO NATURAL

Los métodos Telúrico, Magnetotelúrico (MT) y Audio-magnetotelúrico (AMT) dependen de la medida de las variaciones en los campos eléctrico y magnético de la Tierra. En el subsuelo, los campos electromagnéticos (EM) naturales causados por actividad en la ionósfera (frecuencias mayores a 1 Hz), y por micropulsaciones en el campo magnético terrestre (frecuencias menores a 1 Hz); son afectados en la superficie por la distribución de la resistividad en las rocas subyacentes. La variación de este campo puede ser usada para determinar la distribución de resistividades en la gama de profundidad de importancia en la exploración geotérmica, cuyo efecto depende de la frecuencia de medición empleada.

Los métodos Telúrico y MT son para sondeos profundos, pero con técnicas de medición diferentes. La técnica AMT se usa principalmente en mapeo lateral o calicajeo. Así, los 3 métodos dependen de la presencia de campos EM naturales de intensidad variable en espacio y tiempo, lo que en ocasiones podría ser una desventaja en trabajos de exploración, ya que la fuente emisora de señal no se controla.

II.3.a) METODO MAGNETOTELURICO

Aquí se miden dos componentes perpendiculares y horizontales de los campos eléctrico y magnético - en la superficie terrestre. Después se hace un análisis espectral o un filtrado de frecuencias dentro de una banda angosta, y se calcula una resistividad aparente mediante la fórmula:

$$\rho_a = (1/5 \alpha) (E/B)^2$$

en donde el Campo Eléctrico 'E', que se mide en ---- (mV/Km), y la Densidad de Flujo Magnético 'B', en -- (gammas), son dos componentes perpendiculares de los campos eléctrico y magnético, y 'α' es la frecuencia en Hz, asumiendo que las resistividades sólo varían en dirección vertical. Esta técnica de baja frecuencia es útil en investigaciones a gran profundidad, - quizá a cien Km o más, por lo que se usa en trabajos regionales en los que se busca información de la resistividad en la corteza profunda que puede relacionarse con la temperatura y posibles fuentes de calor; sin embargo, para variaciones someras en conductividad eléctrica el método no es tan sensible y, así, - su utilidad directa se encuentra limitada.

II.3.b) METODO AUDIOMAGNETOTELURICO

En estos estudios se emplean principalmente -- frecuencias de 8 a 20 000 Hz. Bajo las condiciones halladas comúnmente en áreas geotérmicas, la parte -- baja de este intervalo es especialmente adecuada. -- La instrumentación para estos estudios es relativa-- mente simple; consiste de 2 vóltmetros de alta sensi-- bilidad sintonizados en una sola frecuencia, que mi-- den la salida de un par de electrodos y de una bobina de inducción. Variando la frecuencia sintonizada se obtiene una serie de valores de resistividad que pueden ser interpretados por comparación con curvas teóricas e, aproximadamente, usando el parámetro de "profundidad de penetración" como un indicador de -- profundidad. El método AMT en algunos lugares puede ser una herramienta de reconocimiento rápida y barata de áreas geotérmicas.

II.3.c) METODO TELURICO

Estos estudios son muy adecuados para el reconocimiento de variaciones horizontales en resistivi-

dad, y se basan en la suposición de que las corrientes telúricas que fluyen laminarmente en grandes extensiones se ven afectadas por variaciones laterales en resistividad, que pueden ser causadas por modificaciones en la estructura geológica o por sistemas hidrotermales. El método requiere la medida simultánea del campo eléctrico telúrico en 2 estaciones. Con el cociente de las amplitudes del campo eléctrico en ambos puntos, pueden inferirse las variaciones en resistividad de las estructuras del subsuelo; es decir, manteniendo una estación base y moviendo la otra, es posible mapear los cambios en resistividad en una forma cualitativa. El método parece ser conveniente en la detección de áreas para posterior detalle exploratorio por métodos dipolares.

II.4. METODOS ELECTROMAGNETICOS ACTIVOS (DE FUENTE CONTROLADA)

Las principales ventajas de los métodos de --- fuente controlada (o activos) sobre los de campo natural, son las referentes al conocimiento de la geometría de la fuente de energía y a la capacidad de controlar la fre---

cuencia e intensidad de la señal, lo que resulta en una interpretación más simple de los datos y, en ocasiones, más diagnóstica.

Ahora bien, en particular, aunque la instrumentación e interpretación en los métodos electromagnéticos (inductivos) es compleja, éstos tienen 2 ventajas teóricas sobre los métodos eléctricos de corriente directa (CD) en áreas geotérmicas: con un método inductivo, el decremento en resistividad aumenta la amplitud de la señal y las medidas son más fáciles y exactas; además, estos estudios no son afectados adversamente por zonas de alta resistividad cercanas a superficie.

En estos estudios, los campos EM externos inducen corrientes estacionarias y campos secundarios en un terreno conductor. Los últimos pueden detectarse con varios arreglos emisor-receptor. Los sondeos profundos pueden realizarse variando tanto la distancia fuente-detector como la frecuencia. La interpretación se hace por comparación con modelos calculados que frecuentemente consisten de capas horizontales. El parámetro de "profundidad de penetración" ('d'), puede ser expresado mediante la relación:

$$d = \left(\rho / 4 \alpha \right)^{1/2} \text{ Km}$$

Una onda EM plana de frecuencia ' α ' (Hz) en un medio de resistividad ' ρ ' (ohm-m), se atenúa a 37% de su amplitud original en una distancia igual a la "profundidad de penetración". La anterior fórmula muestra que los métodos EM son particularmente adecuados para explorar a través de material superficial de alta resistividad, pero tienen poca penetración en materiales conductivos superficiales; por lo que es posible una mejor definición de áreas someras de baja resistividad. En sondeos a profundidades de 1 a 3 Km, las distancias transmisor-receptor requeridas son mucho más pequeñas que las correspondientes a las AB de, por ejemplo, sondeos Schlumberger.

Por otro lado, otra posibilidad interesante en los sondeos EM es el uso de un método de transitorios, en el que se introduce en el terreno una "función escalón" de corriente a través de un par de electrodos, y se mide el voltaje inducido en una bobina por el campo magnético variante en el tiempo como una función de éste; la resistividad aparente se obtiene, también, en función del mismo, siendo que las obtenidas al comienzo de la lectura -- son características de profundidades someras; y las del fin, reflejo de las capas profundas. Así, la información de variaciones en resistividad respecto a la profundidad se obtiene en una sola medida; sin embargo, el complicado

procesamiento que se necesita para obtener las resistividades, que incluye: apilamiento sincrónico, deconvolución y suavizado de la señal grabada, son un gran obstáculo y hacen que la interpretación en términos de variaciones de resistividad vs profundidad no sea tan directa como en otros métodos; los transitorios EM necesitan mayores pruebas en áreas geotérmicas.

II.5. METODOS RESISTIVOS

En estos estudios, la corriente eléctrica se inyecta al terreno a través de un par de electrodos conectados a un transmisor, y se mide la diferencia de potencial resultante mediante otro par (o pares) de electrodos. Estos procedimientos de resistividad de fuente controlada (activos) son muy usados en exploración geotérmica; en ellos, las resistividades aparentes se calculan directamente de fórmulas relativamente simples. En forma general, los métodos resistivos con corriente directa son preferidos a los de alterna debido principalmente a que en grandes espaciamientos electródicos se presenta un efecto superficial en los últimos, que consiste en la tendencia de las corrientes alternas para fluir cerca de la superficie de los materiales conductores.

Los sondeos profundos se realizan variando las distancias electródicas, y la interpretación se hace en términos de una estructura resistiva que varía en forma vertical, mediante un juego de curvas teóricas. Para estudios someros es posible usar cualquier dispositivo electródico, pero para sondeos profundos, es conveniente usar el arreglo Schlumberger por sus ventajas operacionales de menor movimiento de electrodos y la detección y corrección en cierta medida de los efectos por variaciones laterales irregulares en resistividad, lo que es importante en trabajo geotérmico; sin embargo, para perfilaje horizontal (calicateo) es más adecuado usar el dispositivo Wenner -- por su separación regular de electrodos.

La limitación práctica de la profundidad de penetración del arreglo Schlumberger es la necesidad de usar un cable demasiado largo para los electrodos de corriente; además, si la resistividad es baja, se requiere de una elevada corriente para obtener un voltaje medible en el circuito receptor. Asimismo, en áreas geotérmicas un gran dispositivo electródico significa que las medidas son afectadas por las variaciones laterales en resistividad, por lo que la interpretación se torna difícil.

Los arreglos dipolares evitan algunas dificultades presentes en los sondeos Schlumberguer profundos. Para ejecutarse, los sondeos dipolares necesitan varias decenas de amperes, pero en el campo son seguros pues la separación entre electrodos de corriente es pequeña y, bajo condiciones favorables, se obtiene una profundidad de penetración de varios kilómetros. Aunque el método de campo es relativamente simple e imperturbable con topografía abrupta, es muy sensible a variaciones laterales someras de resistividad, por lo que se debe tener cuidado para evitar tales efectos; en general, las investigaciones profundas dipolo-dipolo requieren un complicado análisis de datos y están sujetas a una interpretación ambigua, lo que en cierta medida es posible evitar haciendo un mapeo superficial de las resistividades someras del subsuelo.

Por otro lado, la sensibilidad a variaciones superficiales horizontales es una ventaja en el mapeo de resistividades en forma semi-cuantitativa, en donde se usa como fuente un bipolo con separación electródica no necesariamente pequeña comparada con la distancia entre los centros de los pares de electrodos (de recepción y emisión); y el dipolo de potencial se mueve alrededor (o respecto) de aquél. En estos estudios de reconocimiento horizontal se tienen ciertas ventajas operacionales, pues

con un solo dipolo emisor puede mapearse un área relativamente amplia, lo que tiene gran importancia en terrenos abruptos; sin embargo, las resistividades aparentes calculadas no necesariamente corresponden a resistividades reales en las formaciones directamente subyacentes al punto de medición, por lo que se tiene que hacer un buen análisis respecto a los puntos de atribución de los datos para cada área de estudio. La interpretación de la información obtenida con estas medidas, se puede hacer en términos de estratificación horizontal, contactos verticales, diques, o modelos esféricos; pero en el caso de modelos bidimensionales más complejos, ésta se torna mucho más ambigua y la detección de conductores ocultos depende en gran medida de la elección de la ubicación del dipolo emisor.

Ahondando un poco, el Sondeo Eléctrico Vertical de tipo Schlumberger (que se tratará detalladamente en el siguiente capítulo), se usa para determinar los cambios en resistividad como una función de la profundidad bajo una estación; éste es un dispositivo colineal y simétrico en donde el dipolo receptor se localiza en el centro del par de electrodos de emisión, cuya longitud se incrementa progresivamente con el fin de obtener mayor profundidad de penetración de la corriente. La interpreta-

ción se ejecuta mediante modelos de un terreno estratificado horizontalmente, por lo que si un electrodo cruza -- una heterogeneidad lateral en conductividad, se inducen errores en la aproximación

Debido a la complejidad de los ambientes geotérmicos, frecuentemente se necesita obtener una sección bidimensional (2-D) detallada de resistividad, por lo que es usual realizar sondeos con espaciamientos cercanos y en intervalos regulares a lo largo de una línea para derivar modelos de resistividad en 2-D; aunque es muy común la realización de levantamientos con el dispositivo axial dipolo-dipolo, con separación "N" entre dipolos de longitud "a", con "N" múltiplo entero de "a".

La sección en 2-D mencionada puede ser interpretada en términos de variaciones en conductividad tanto verticales como laterales, ajustando valores calculados a los resultados observados ("problema inverso"), que se grafican en forma de pseudo-sección. El principal inconveniente de este método es la dificultad y el costo de una evaluación apropiada de los datos de campo, ya que se necesitan programas de cómputo que utilicen como principio diferencias o elementos finitos; lo que, sin embargo, no hace que la solución sea única, por lo que finalmente

se obtienen en algunos casos sólo interpretaciones cualitativas.

Ahora bien, respecto a las ventajas del dispositivo Schlumberger sobre el dipolo-dipolo axial, en términos de resolución y rechazo de ruido geológico superficial causado por heterogeneidades locales, además de facilidad de interpretación; la cuestión, como siempre, depende del objetivo particular deseado; así, para localizar un yacimiento horizontal, plano y extenso, los sondeos -- Schlumberger son más adecuados puesto que se pueden realizar con una baja densidad de estaciones; pero donde predominan estructuras angostas y casi verticales, los levantamientos dipolo-dipolo pueden dar un diagnóstico mucho más preciso. En ambos casos, no obstante, la profundidad de exploración se limita en gran medida cuando se tienen recubrimientos conductivos, comunes en ambientes geotérmicos.

III. LA APLICACION DEL SEV SCHLUMBERGER EN GEOTERMIA

III.1. PRINCIPIOS FUNDAMENTALES

Como se sabe, el dispositivo electródico ----- Schlumberger que se usa en estudios de resistividad consiste de 4 electrodos colineales y dispuestos simétricamente respecto a un punto "O"; de ellos, los exteriores funcionan como fuentes de energía y los dos restantes, -- que se colocan en el centro del par externo y muy próximos entre sí, sirven para medir la diferencia de potencial " ΔV " creada con la inyección de corriente "I".

III.1.a) LA RESISTIVIDAD APARENTE

De la fórmula general de resistividad aparente " ρ_a " para dispositivos lineales simétricos:

$$\rho_a = \pi [L^2 - (a^2/4)] [\Delta V / I_a]$$

donde "L" es la distancia del centro "O" del dispositivo a un electrodo de corriente ($L = AB/2$); y "a" es la separación del dipolo de potencial; y con la idea de que la distancia "a" tienda a cero (es decir, sea infinitesimal), se puede hacer que:

$$\rho_a = \lim_{a \rightarrow 0} (L^2 - a^2/4) (\Delta V/I) = \frac{\pi L^2}{I} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{a}$$

por lo que:

$$\rho_a = \pi L^2 E/I$$

puesto que, en el límite, el gradiente del potencial es la Intensidad del Campo Eléctrico "E".

De esta manera, el arreglo simétrico Schlumberger es un "dispositivo límite", y la resistividad aparente a partir de las observaciones de campo puede calcularse mediante la fórmula:

$$\rho_a = \pi L^2 \Delta V/Ia$$

y cometer un error menor al 4% para $a \leq 2L/5$, lo que es completamente aceptable.

III.1.b) VARIACION DE LA RESISTIVIDAD EN LAS ROCAS

Cualquier roca presenta algún porcentaje de poros que pueden estar ocupados total o parcialmente por soluciones electrolíticas tales como agua, por lo que en conjunto se comportan como conductores iónicos de resistividad variable. Dicha agua o solución suele presentar buena conductividad pues siempre tiene disuelta algún tipo de sal, como NaCl. La clase y cantidad de dicha sal depende de la naturaleza de las rocas con las que la solución haya entrado en contacto en su marcha en ó sobre el subsuelo; su cifra varía entre 0.1 y 35 gramos por litro (la última corresponde al agua de mar, con resistividad aproximada de 0.2 ohm-m). Así, la salinidad de las aguas que contienen las rocas depende en cierta medida de su origen y grado de metamorfismo, siendo mayor en las rocas sedimentarias de origen marino que continental; además, el metamorfismo produce tanto una disminución del volumen de poros, lo que causa una pérdida de agua, como aumento de salinidad por disolución de granos minerales.

De lo anterior puede decirse que la resistivi-
dad de las rocas varía en una gran gama y depende --

del contenido y salinidad del agua presente, y del modo de distribución de los poros en la roca; los márgenes respectivos de variación van de 1 a 1 000, a 500 y a 20. De esta manera, el intervalo total de variación de resistividad en las rocas va de 1 a 10^{10} .

Cuando, en la mayoría de los casos, la conductividad de la roca depende del agua contenida en sus poros, el cambio de temperatura produce otro en resistividad: si la primera crece, produce un aumento de movilidad de los iones del electrolito, lo que causa un decremento de resistividad. Si la conductividad de la roca es esencialmente electrolítica, hasta aproximadamente 150°C la resistividad varía de acuerdo a la fórmula:

$$\rho_T = \frac{\rho_0}{1 + a_T (T - T_0)}$$

donde " ρ_T " es la resistividad a la temperatura " T ", " ρ_0 " la resistividad a la temperatura inicial " T_0 ", y " a " es un coeficiente de valor aproximado 0.022. Después de 200°C la conductividad crece con más lentitud que antes. Algunos estudios hechos sobre lava basáltica fundida han presentado valores de resistividad de 10 a 20 veces menores que los encontrados -

en la roca unas pocas decenas de grados antes de --- fundirse.

Otra causa de variación de la resistividad en las rocas es la presión. Algunas rocas sedimenta--- rias con cierto grado de permeabilidad aumentan de - resistividad a medida que se encuentran a mayor pre- sión; este incremento de resistividad es rápido al - principio y se torna lento después; depende de la -- cantidad y naturaleza del material cementante y del volumen y forma geométrica de los poros en la roca.- En rocas densas y con escaso contenido de agua, ya - sean ígneas o sedimentarias, la conductividad aumen- ta con la presión, y la variación más rápida se pre- senta en el intervalo de 200 a 400 Kg sobre cm^2 .

En cualquiera de los casos, el efecto de la -- presión sobre la resistividad de las rocas es mucho menor que el debido a la temperatura: el mayor no ex- cede de 70% del valor original, en tanto que la tem- peratura lo puede cambiar por varios órdenes decima- les.

III.1.c) CORTES GEOELECTRICOS

Puede definirse un "Corte Geoeléctrico" al --- considerar un subsuelo heterogéneo compuesto de medios parciales homogéneos e isótropos, de extensión lateral infinita y con planos de separación paralelos entre sí y a la superficie. Cada medio podrá caracterizarse si se da el espesor " E_i " y la resistividad " ρ_i " de cada estrato " i ", numerados de arriba al fondo; la distancia de la superficie del terreno a la cima de cada una de estas "capas geoeléctricas" es la profundidad " Z_i ". De esta forma, el corte geoeléctrico debe especificarse si es de " n " capas por " n " resistividades y $(n-1)$ espesores ó profundidades; es decir, por $(2n - 1)$ parámetros.

Existe un sistema de notación para clasificar cortes geoeléctricos distintos. Los cortes de 2 capas sólo pueden ser de 2 tipos: " ρ_1 " mayor que " ρ_2 " y viceversa. Los de tres estratos pueden ser de 4 tipos; a saber:

$$1) \text{ H: } \rho_1 > \rho_2 < \rho_3$$

$$2) \text{ K: } \rho_1 < \rho_2 > \rho_3$$

$$3) \quad Q: \quad \rho_1 > \rho_2 > \rho_3$$

$$4) \quad A: \quad \rho_1 < \rho_2 < \rho_3$$

Los cortes de 4 capas son combinación de los -- anteriores y forman 8 grupos; para su identificación se toman en cuenta las 3 primeras capas y se les nombra de acuerdo a la última clasificación, para des--pués considerar las siguientes 3 y hacer lo mismo. - Los posibles tipos son los siguientes: HK, HA, KH, - KQ, QQ, QH, AK y AA.

Para caracterizar los cortes geoeléctricos de cinco o más capas se sigue el mismo método, de arriba hacia abajo. En general existen 2^{n-1} tipos de -- "n" capas.

Ahora bien, si graficamos un corte geoeléctrico en escala logarítmica y sustituimos las resistividades por sus valores inversos, conservando fijos -- los espesores, tendremos el corte recíproco del anterior; ambos cortes serán simétricos respecto al eje de las abscisas $\rho = 1$.

III.1.d) RESISTENCIA TRANSVERSAL Y CONDUCTANCIA LONGITUDINAL

Considérese un corte geoelectrico y límitese en él un prisma recto de sección cuadrada unitaria con eje ortogonal a la superficie terrestre. Si se supone al prisma atravesado por una corriente eléctrica que fluye en dirección perpendicular a la estratificación, las diferentes capas deberán comportarse como conductores en serie y sus resistencias "Ri" se sumarán. Para la capa "i" ésta será:

$$R_i = \rho_i (\text{longitud/superficie}) = \rho_i E_i$$

ya que la superficie es igual a la unidad. Al anterior producto se le conoce como Resistencia Transversal Unitaria "Ti". "Ei" es el espesor de la capa "i".

Para "n" capas se tiene la Resistencia Transversal "T":

$$T = \sum_{i=1}^n E_i \rho_i \text{ (ohm-m}^2\text{)}$$

Si en el mismo prisma se supone una corriente que fluya paralela a la estratificación, la resisten

cia "Ri'" en la capa "i" será:

$$Ri' = \rho_i (\text{long./superficie}) = \rho_i/E_i$$

Este "circuito" se compone de resistencias en paralelo que para poder sumarse deben ser pasadas a sus valores inversos, que se representan por las diferentes conductividades.

$$\text{Al cociente: } S_i = E_i/\rho_i$$

se le conoce como Conductancia Longitudinal Unitaria "Si" de la capa "i"; asimismo, para "n" capas se tiene:

$$S = \sum_{i=1}^n E_i/\rho_i \text{ (mhos)}$$

que es la Conductancia Longitudinal "S".

Los anteriores valores "R" y "S" forman parte de los parámetros de Dar Zarrouk, y en cierta forma pueden ser las componentes vertical y horizontal de la resistencia y, ya que la corriente en el subsuelo tiene dirección variable, ambas deben tomarse en cuenta.

III.2. PROBLEMAS DE CAMPO

La planeación del trabajo de campo de los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) incluye su ubicación, -- orientación de las alas o tendidos, extensión máxima de -- éstas y densidad de estaciones. Todo lo anterior debe -- ser en base al objetivo perseguido, en cuyas especifica-- ciones deben incluirse el tamaño, la profundidad y la for-- ma del cuerpo buscado, contraste de propiedades físicas, -- y poder resolutivo o sensibilidad esperada del método. -- Dependiendo de la inter-relación de los anteriores paráme-- tros tanto entre sí como con la tectónica y variaciones -- laterales en la geología local, la ejecución de los estu-- dios lleva implícitos diferentes problemas de campo que -- deben ser evitados al máximo posible con la exigencia de un estricto control en la calidad de los datos por obser-- var.

En los casos en que se usa un cable demasiado largo que impone un límite a la intensidad de corriente -- por su resistencia óhmica, la última debe ser muy pequeña, para lo que se requiere un adecuado calibre y material -- del cable, lo que lo hace más pesado y caro.

Otro problema a considerar son las "resistencias de contacto" de los electrodos de corriente; el valor de éstas en la práctica es el que limita esencialmente la amplitud de la intensidad de corriente, que no debe aumentarse mediante la operación de elevar el voltaje de la fuente, sino por la disminución de dichas resistencias. No tiene caso aumentar la potencia de la fuente más de lo que permite la resistencia total del circuito emisor, a la cual contribuyen en forma mayoritaria las resistencias de contacto.

Las fugas de corriente son otra causa de considerable error en las medidas: pueden llegar a alterar -- los valores de resistividad aparente más del 30%, por lo que deben evitarse a como dé lugar.

En lo que respecta al circuito receptor, debe utilizarse un instrumento de medida con una impedancia de entrada muy grande; también, debe evitarse la polarización de los electrodos de potencial usando de preferencia los de tipo impolarizable.

En los levantamientos de resistividad, las corrientes telúricas representan una forma de ruido geológico que hacen que la lectura más sensible no puede ser me-

nor a 1 milivolt, y acaso 1/3 de milivolt en receptores - con compensación automática de ruido y apilamiento de señal mediante su integración por circuitos electrónicos -- (amplificadores operacionales), siempre y cuando las condiciones del terreno y la longitud del cable del circuito transmisor hagan que el campo eléctrico se establezca con rapidez, permitiendo que la señal medida corresponda al campo estacionario.

Otra posible fuente de respetable error que podría manifestarse en el aparato de medición es la causada por el acoplamiento electromagnético entre los circuitos de transmisión y recepción, sobre todo cuando las observaciones se hacen en corriente alterna o conmutada (que también es variable respecto al tiempo y posee cierta frecuencia). Las observaciones con el último tipo de equipos sólo pueden hacerse en zonas de rocas de alta resistividad, con baja frecuencia y a poca profundidad, tratando de evitar, también, la inducción entre los dos circuitos.

Dicha inducción del cable de corriente sobre el de potencial al tiempo de abrir o cerrar el circuito transmisor, puede evitarse separando ambas líneas por una distancia mayor a $L/50$ (ó $AB/100$).

Por otro lado, con separaciones extensas de -- los electrodos de corriente, el campo eléctrico tarda --- cierto tiempo en establecerse, por lo que no es posible - hacer lecturas antes del "tiempo de espera" "te".

Cuando lo que investigamos es la profundidad a una capa resistiva y si conocemos la conductancia longitudinal "S" del corte que la sobreyace, podemos determinar aproximadamente dicho tiempo de espera en milisegundos -- cuando "L" se da en kilómetros mediante la fórmula:

$$te \approx 2SL = S \cdot AB \text{ (milisegundos).}$$

Si no conocemos "S" podemos aplicar:

$$te \approx 2.52 \ L^2 / \rho_a \text{ (segundos),}$$

cuando " ρ_a " es la medida.

III.3. LA SOLUCION AL PROBLEMA DIRECTO

En general, en los métodos eléctricos, la solución al problema directo consiste en la determinación del

potencial producido por una o varias fuentes de corriente en la superficie del terreno. Cuando se trata de sondeos Schlumberger debe derivarse dicho potencial y obtener su gradiente pues, como ya se ha dicho, se trata de un dispositivo límite. Aquí, el problema directo determinará la curva de resistividades aparentes que se obtendría con el arreglo Schlumberger sobre un subsuelo con corte geoelectrico conocido.

III.3.a) LA TRANSFORMADA DE RESISTIVIDAD

Es posible encontrar la respuesta al problema directo mediante la aplicación de métodos numéricos recursivos y automáticos; esto puede hacerse tanto - en el dominio de la curva de resistividad aparente, - como en el de alguna transformación de dicha gráfica, entre las que podemos mencionar la que se refiere a la "Transformada de Resistividad" "T"; ésta se define como:

$$T_i = \rho_i K_i$$

donde:

ρ_i = resistividad de la capa "i" (en un medio estratificado horizontalmente).

K_i = función "Kernel" de Slichter, que debe obtenerse cuando la capa "i" es la superior y las medidas se realizan sobre su superficie;

y en la que se tiene:

$$K_i = \left\{ K_{i+1} + \rho_i \tanh(\lambda t_i) \right\} / \left\{ \rho_i + K_{i+1} \tanh(\lambda t_i) \right\}$$

con:

$$\rho_i = \rho_i / \nu_{i+1}.$$

t_i = espesor de la capa "i".

λ = inverso de longitud.

La ecuación para " K_i " puede ser usada para determinar la función "Kernel" de Slichter en la capa superficial cuando se conocen los parámetros del corte geoelectrico. Para hacer lo anterior, debe hallarse primero una expresión para la función "K" en el substrato más profundo, indicado por el subíndice "n"; dicha expresión es: $K_n = 1$.

Así, comenzando del valor de dicha función en la parte inferior del corte geoelectrico, podemos -- hallar la función "K" en cualquier otra capa por la aplicación recurrente de la ecuación para "K_i" hasta llegar finalmente a "K₁", que es la función Kernel - de Slichter que se relaciona con el potencial superficial por la ecuación:

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} K(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda$$

en la que:

$$K(\lambda) = 1 + 2\theta_1(\lambda)$$

En estas ecuaciones, "V" es el potencial en un punto superficial, "I" la intensidad de corriente -- emitida por la fuente de corriente, " ρ_1 " la resistividad de la primera capa, " λ " una variable de integración e inversa de una longitud; "r" la distancia de la fuente de corriente al punto de medida, y "J₀" la función de Bessel de orden cero. Asimismo, ---- " $\theta_1(\lambda)$ " es la que se conoce como función Kernel de Stefanescu y que depende de las resistividades " ρ_i " de las capas, y de las profundidades " z_i " a los planos frontera inferiores de éstas. La función Kernel de Slichter "K(λ)" puede expresarse como el cociente

de dos determinantes formados por relaciones que incluyen " λ ", " Z_i " y " ρ_i ".

De esta manera, la Transformada de Resistividad tiene las dimensiones físicas de una resistividad; es función de los parámetros de capa (resistividad y espesor) y de " λ ", que tiene las dimensiones del recíproco de una longitud. Existen analogías entre esta transformada como una función de la longitud ($1/\lambda$), y la resistividad aparente como una función del espaciamiento electródico; así, ambas funciones tienen un comportamiento asintótico para cualquier valor de las abscisas, y la Transformada de Resistividad " T_n " del sustrato se aproxima (asintóticamente) a la resistividad de éste. De esta forma, el efecto de aumentar ($1/\lambda$) sobre la función Transformada de Resistividad, es similar al de una extensión del espaciamiento electródico sobre la función de resistividad aparente: ambos corresponden con un incremento de la profundidad a partir de la cual es obtenida la información. Por el contrario, una diferencia entre ambas funciones es que en escalas logarítmicas la función Transformada no puede tener pendientes mayores a 45° ; en ramas ascendentes, la función de resistividad aparente tampoco, pero en las descendentes pueden ser considerablemente mayores.

Ocupémonos ahora de los métodos directos de -- interpretación no automática. Lo primero que hay -- que hacer en algunos de ellos es determinar los valores de la Transformada de Resistividad a partir de -- la curva de resistividad aparente, lo que puede realizarse con la aplicación de un filtro lineal programable en una calculadora de bolsillo, u otros métodos como el propuesto por Patella en 1975. Posteriormente a ésto deben alternarse 2 pasos; primero - se tienen que determinar los parámetros de la capa superior mediante el ajuste de la primera parte de -- la curva transformada de resistividad a una gráfica teórica de 2 capas, lo que puede ejecutarse en forma manual con curvas maestras de esta transformada; y -- después reduciendo a un plano límite inferior por la aplicación de, por ejemplo, la ecuación de reducción de Pekeris, que puede ser escrita como:

$$T_{i+1} = T_i \left\{ 1 - (\rho_i/T_i) \tanh(ti\lambda) \right\} / \left\{ 1 - (T_i/\rho_i) \tanh(ti\lambda) \right\}$$

Así, el factor por el que debe multiplicarse -- "Ti" para obtener "T_{i+1}" es una función de sólo 2 variables: (T_i/ρ_i) y (tiλ).

Después de la reducción a un plano límite inferior, la primera parte de la curva transformada de resistividad reducida, es otra vez ajustada a otra curva transformada de 2 capas, lo que produce el valor de los parámetros de la siguiente capa. En las últimas etapas este ajuste requiere gran cuidado y conocimiento de los errores en que pudo haberse incurrido en el procedimiento de reducción, debido a la magnificación de los que hubiesen ocurrido en la curva transformada de resistividad no reducida: un pequeño error en las coordenadas de un punto puede ocasionar otro completamente apreciable en el valor del factor de multiplicación; en otras palabras, la reducción incluye una magnificación del error relativo.

El primer método publicado de interpretación directa por computadora se debe a Kunetz y Rocroi (1970). Dicho método se basa en una forma alterna de la expresión integral para la resistividad aparente. Para la configuración Schlumberger la expresión usada por dichos autores es:

$$\rho_a]_{\text{Schl.}} = \rho_1 \left\{ 1 + \frac{2}{\pi} L^2 \int_0^{\infty} \Theta(\lambda) K_1(\lambda L) \lambda d\lambda \right\}$$

donde:

K_1 = función de Bessel modificada de primer orden --
(que decrece monótonamente desde infinito cuando el valor del argumento es cero; hasta cero -- cuando dicho argumento se aproxima a infinito);

$\Theta(\lambda)$ = función Kernel relacionada a la distribución de fuentes de corriente ficticias a lo largo del eje vertical a través de la fuente real de corriente, en concordancia con la teoría de los puntos imagen. Más precisamente, $\Theta(\lambda)$ es el espectro de Fourier de la distribución de fuentes de corriente ficticias; y:

$$L = AB/2$$

Dicha ecuación puede escribirse como:

$$\rho_a \Big|_{\text{Schl.}} = \frac{2}{\pi} \rho_i L^2 \int_0^{\infty} \phi(\lambda) K_1(\lambda S) \lambda d\lambda$$

donde:

$$\phi = 1 + \Theta(\lambda)$$

pues se ha hecho uso de un teorema de la teoría de funciones de Bessel que expresa:

$$\int_0^{\infty} K_1(\lambda S) \lambda S d(\lambda S) = \pi/2$$

Por otro lado, se sabe que la función " $\phi(\lambda)$ " - nunca es negativa cualquiera que sea el valor de " λ ", lo que juega un papel muy importante en el método de Kunetz-Rocroi, puesto que si la función Kernel " $\psi(\lambda)$ " es no negativa, los valores de los parámetros de capa derivados de ella no pueden ser negativos y, así, el método previene en forma óptima la generación de parámetros de capa menores a cero; lo que en otros métodos constituye un problema de consideración, causado por la magnificación de los errores de medición en el curso del procedimiento de interpretación.

En la aplicación numérica de este método, se asume que los espesores de todas las capas son múltiplos enteros de un espesor finito " t_0 ", por lo que los polos imagen sólo ocurren en una serie infinita de puntos localizados a intervalos constantes de " $2t_0$ "; de esta manera, " $\Theta(\lambda)$ " y " $\Phi(\lambda)$ " son funciones periódicas con frecuencia $(2t_0/2\pi)$.

Simplificando, el procedimiento interpretativo de Kunetz y Rocroi consiste esencialmente de 3 pasos:

- 1) Determinar " $\psi(\lambda)$ " a partir de los valores de resistividad aparente observados, de manera que se

- cerciore que la función no sea negativa ($\lambda' = 2t_0 \lambda$).
- 2) Determinar la intensidad de las fuentes imagen sobre el eje vertical por la transformación de Fourier de " $\theta(\lambda')$ ".
 - 3) Determinar los coeficientes de reflexión en los planos frontera, a partir de la intensidad de los polos imagen.

A pesar de las relativas ventajas del método descrito, éste puede realizarse sólo en una computadora "grande"; y, además, la solución resultante del subsuelo contiene capas de igual o múltiple espesor de " t_0 ", lo que no es completamente aceptable desde un punto de vista geológico.

El desarrollo de otro método computarizado fue publicado por Koefoed en 1976; este método de interpretación directa se basa esencialmente en la reducción sucesiva de la función Kernel a planos frontera inferiores; el procedimiento consiste de los siguientes tres pasos:

- 1) Determinación de valores muestra de la transformada de resistividad a partir de las observaciones de resistividad aparente, mediante la aplicación de un filtro lineal.

- 2) Determinación de los parámetros de capa del estrato superior, a partir de la primera parte de la curva transformada de resistividad.
- 3) Reducción de la curva transformada de resistividad a un plano límite inferior.

Finalmente, se puede mencionar como otro método automático de interpretación directa, el debido a Szaraniec (1979). Aquí, se usa la función Kernel de Slichter que es igual a la transformada de resistividad dividida entre la resistividad de la capa superior. La idea fundamental de Szaraniec es determinar el espesor de la i -ésima capa y el coeficiente de reflexión del i -ésimo plano frontera (es decir, " t_i " y " K_i "); a partir de una comparación entre la función Kernel de Slichter obtenida de las observaciones de campo, con la misma función para el caso de la i -ésima capa, donde los parámetros de las primeras $(i-1)$ capas son los mismos que en el modelo del subsuelo, y la capa con resistividad " ρ_i ", actúa como un sustrato de espesor infinito.

La función Kernel de Slichter que corresponde a las observaciones de campo, puede obtenerse aplicando el filtro lineal de Ghosh a los valores de la

muestra de la resistividad aparente, y dividiendo entonces todos los valores transformados entre la resistividad de la primera capa, que se supone es conocida.

III.3.b) FILTRADO LINEAL

La aplicabilidad del método de filtrado digital lineal en la interpretación de sondeos de resistividad, se origina del hecho de que las relaciones entre las funciones transformada de resistividad y de resistividad aparente, son relaciones lineales. Asimismo, las funciones de resistividad aparente en diferentes configuraciones electródicas están relacionadas, también, linealmente. En general, en el método de filtrado lineal los valores de una de las funciones son obtenidos como una expresión lineal en los valores muestreados de la otra función, tomados en un intervalo constante a lo largo del eje de las abscisas. Los coeficientes en esta expresión lineal se conocen como coeficientes del filtro.

Para entender la esencia del método es necesario tratar con dos teoremas fundamentales de la teo-

ría del muestreo. El primero establece que una función se define completamente por los valores de sus muestras tomadas a un intervalo de muestreo constante " Δy ", siempre que el espectro de Fourier de la función sea nulo para todas las frecuencias mayores que $(1/2 \Delta y)$. El segundo teorema da una regla para la manera en que una función puede ser reconstruida de sus valores muestra; acorde a este teorema, cada muestra debe ser reemplazada por el producto de ésta por una función SINC (se define a $\text{sinc } x = (\text{Sen } x)/x$; esta función oscila con período " 2π " y decae cuando " x " se incrementa. Tiene ceros en " $n\pi$ ", $n = \pm 1, \pm 2, \pm 3, \dots$; y es una función par de " x "); con período de longitud " $2 \Delta y$ ", y con eje de simetría que pasa a través del punto muestra bajo consideración; el valor de la función en cualquier punto es entonces igual a la suma infinita de estas funciones "Sinc".

El espectro de Fourier de las funciones de resistividad o de sus Transformadas no cumple nunca en forma exacta ser nulo en una frecuencia finita, pero se aproxima asintóticamente a cero. Por otro lado, el muestreo implica el corte del espectro de frecuencia en el valor de $(1/2 \Delta y)$ Hz, lo que causa un error que se incrementa con el aumento de la longitud del intervalo de muestreo.

Este método de filtrado lineal se usa ventajosamente sólo si las funciones incluidas son razonablemente regulares. Tanto la función de resistividad aparente como su transformada poseen esta regularidad si son consideradas como funciones de variable independiente logarítmica. Como resultado de esta regularidad, es posible usar una distancia de muestreo muy larga, lo que es satisfactorio sobre la longitud total de la curva. Por otro lado, sobre una escala lineal, las oscilaciones de período corto en la primera parte de la curva necesitarían el uso de una distancia de muestreo extremadamente corta, lo que causaría un cuantioso incremento en el trabajo computacional.

En general, el valor del coeficiente de un filtro se determina singularmente por la distancia a lo largo del eje de las abscisas, desde el punto muestra hasta donde el valor de la función de resistividad aparente es determinado. Así, los coeficientes del filtro pueden ser considerados como una función continua.

Pese a todo, para la conveniente aplicación del método de filtrado lineal, la función de resisti

vidad aparente debe ser calculada sólo en puntos --- muestra tomados al mismo intervalo de muestreo " Δy "; es decir, a absisas con valor $(x_0 + K \Delta y)$, donde " K " es un número entero. Los valores del filtro, tam--- bién, sólo se requieren en puntos muestra que tienen el mismo intervalo de muestreo " Δy ".

La respuesta "sinc" de las funciones de fil--- tros usadas en la interpretación de sondeos de resis--- tividad tiene dos propiedades interesantes. En pri--- mer lugar, la función se aproxima a cero en ambas di--- recciones de las absisas, por lo que se necesita só--- lamente un número finito de términos en las sumato--- rias que relacionan a, por ejemplo, la resistividad aparente con su transformada; es decir, el filtro -- puede restringirse a un número finito de coeficien--- tes del mismo, cantidad que se conoce como "longitud del filtro".

La segunda propiedad de interés de la respues--- ta "sinc" de filtros de resistividad, es que tiene - un carácter oscilante; el período de esta oscilación es exactamente igual al doble del intervalo de mues--- treo. Mediante una juiciosa elección de distancias, ésto hace posible colocar los coeficientes del fil---

tro de tal manera que sus posiciones se aproximen --
asintóticamente a los cruces de la respuesta Sinc --
con el eje de las abscisas. Con este recurso puede --
reducirse apreciablemente la longitud del filtro.

III.3.c) CALCULO DE CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE POR EL METODO DE FILTRADO LINEAL

En la actualidad, la mayoría de los cálculos -
de las curvas maestras (o teóricas) de resistividad
aparente, se efectúan con el método del filtrado li-
neal (introducido por Ghosh en 1970-1971).

En general, el procedimiento consiste de dos -
etapas. En la primera de ellas, se calcula el valor
de las muestras de la transformada de resistividad a
partir de los parámetros de capa, mediante la aplica-
ción de una relación de recurrencia. Una fórmula --
simple de este tipo es la que se conoce como la Rela-
ción de Pekeris; ésta se define como:

$$T_i = \left\{ R_{i+1} + \rho_i \tanh(\Delta t_i) \right\} / \left\{ 1 + T_{i+1} \tanh(\Delta t_i) / \rho_i \right\}$$

La segunda etapa del procedimiento es la deter-minación del valor de las muestras de la resistivi--dad aparente a partir de aquellos de la transformada de resistividad con la aplicación de un filtro li---neal. La ecuación que define esta operación puede -escribirse como:

$$R_{ap.}(x_0) = \sum_j f_j T (y_0 - j \Delta y)$$

En la que "x₀" es la abscisa del punto de la función de salida (la resistividad aparente), y "y₀" la ab--scisa del primer punto de la función de entrada (la -transformada de resistividad), con valor mayor o ---igual a "x₀"; si no hay desplazamiento entre las ---muestras de las funciones de entrada y salida, entonces y₀ = x₀. En la literatura de filtrado de resis--tividada se usa frecuentemente la notación de la última ecuación, en la que los coeficientes "f" del fil--tro con subíndices cero o negativos, deben multipli--carse por las muestras de la función de entrada que caen a la derecha del punto de la función de salida; así, estos valores del filtro se llaman los coefi---cientes de "predicción". Los parámetros del filtro con subíndices positivos deben multiplicarse por las muestras de la función de entrada que preceden al --

punto de la de salida (del sistema); de aquí, estas cantidades del filtro son llamadas coeficientes "memoria".

En la actualidad existen publicados diversos filtros para la conversión de la transformada de resistividad a la curva de resistividad aparente en la configuración electródica Schlumberger. Ejemplos -- más conocidos son los de Ghosh (1970), O'Neill (1975), Koefoed y Dirks (1979). Las curvas de resistividad aparente que contienen largas ramas descendentes se tratan mejor con filtros de distancia de muestreo -- corta. Para curvas que contienen contrastes en resistividad aparente menores a un factor de 25, los filtros con 3 puntos por década pueden usarse con seguridad.

III.3.d) METODOS ITERATIVOS DE INTERPRETACION

En estos métodos, los datos que se obtienen en el campo se comparan con los derivados de un corte geoelectrico obtenido con un procedimiento aproximado. Los parámetros de dicho corte deben ajustarse --

si no existe una correspondencia satisfactoria entre ambos juegos de datos; así, el ajuste se repite hasta que prevalece una buena concordancia entre el corte geoelectrico y los datos de campo. Una práctica que ha demostrado producir buenos resultados en la interpretación de sondeos eléctricos es la de obtener un corte geoelectrico en base al "juicio humano". Sin embargo, existen métodos automáticos iterativos en los que todas las decisiones del valor de los parámetros del corte geoelectrico se hacen por la computadora, lo que proporciona una interpretación precisa de las medidas de sondeos eléctricos.

Algunos métodos iterativos trabajan en el dominio de la resistividad aparente, y otros mediante la comparación en el dominio de la transformada de resistividad, que tiene la ventaja de ser más económica que la otra, tanto en tiempo como en espacio de memoria de la computadora usada. Por otro lado, la comparación en el dominio de la resistividad aparente es superior a la realizada en el dominio transformado, en el sentido de que proporciona información directa acerca de las diferencias relativas entre los datos del modelo y los de campo, en términos de la cantidad que realmente se determina en las medi-

das efectuadas. Se ha investigado la relación ---- (Koefoed, 1976) entre el error relativo standar de las comparaciones en resistividad aparente o en su transformada; el valor del cociente entre las primeras y las últimas varía entre 1 y 3. Sin embargo, este estudio supone una distribución de errores al azar y, por tanto, no puede aplicarse a discrepancias sistemáticas causadas por el valor erróneo de uno o varios parámetros del corte geoelectrico. Podría concluirse que la mayor magnificación del error en las curvas ocurre en las partes inferiores de ramas descendentes largas. Un corolario general señala que deben imponerse altos requerimientos sobre la exactitud de la transformada de resistividad del modelo en las partes superiores de dichas ramas descendentes.

Las comparaciones citadas anteriormente requieren usualmente de la inter y extrapolación de puntos de la curva de resistividad aparente; es recomendable realizar la extrapolación extendiendo dicha curva de resistividad aparente observada, a lo largo de una gráfica "patrón" para 2 capas. Hacia la derecha dicha extrapolación debe ser efectuada sobre el or--

den de $2/3$ de década logarítmica, mientras que a la izquierda sólo media década.

El procedimiento iterativo de interpretación automática sigue en general los siguientes pasos:

- 1) Determinación de un modelo geoelectrico de partida.
- 2) Cálculo de la curva de resistividad aparente (o de su transformada, dependiendo del dominio en que se trabaje), y comparación de esta gráfica con la obtenida con los datos de campo.
- 3) Definición de un criterio para la calidad del ajuste entre la curva de campo y el modelo.
- 4) Aplicación de algún procedimiento para cambiar resistividades y espesores de las capas y, así, mejorar la calidad del ajuste.
- 5) Repetición del segundo y cuarto paso.

Se conocen algunos métodos iterativos que dan la opción de asignar valores fijos a la resistividad o espesor de una parte del corte geoelectrico o, más aún, de definir límites superiores e inferiores de estos parámetros; en el trabajo cotidiano, dichos procedimientos deben presentar las mayores ventajas de interpretación ya que, de hecho, la compatibilid-

dad del modelo se "negocia" con la estructura geológica conocida.

III.4. EL PRINCIPIO DE EQUIVALENCIA EN EL PROBLEMA INVERSO

Como sabemos, la interpretación geofísica de Sondeos Eléctricos Verticales trata de deducir la distribución vertical de la resistividad del subsuelo bajo el punto sondeado, a partir de la curva de resistividad aparente obtenida de los datos de campo. Lo anterior se conoce como la solución al "problema inverso"; para resolverlo, debemos estudiar y darle solución previamente al "problema directo" que, como ya se ha mencionado, determina la curva de resistividad aparente que se obtendría con cierto dispositivo electródico, sobre un subsuelo en que ya se conoce el corte geoelectrico. Es decir, el principal objetivo de la interpretación de las curvas de SEV es la construcción del corte geoelectrico del área estudiada, para finalmente determinar la estructura del subsuelo de dicha zona. Así, primero debe tenerse la distribución de resistividades en el subsuelo, para posteriormente buscar el significado geológico de tales conductividades, con lo

que se va de un corte geoelectrico a otro geológico, lo que implica la correlación fundamental entre datos físicos y geológicos.

Para hacer lo anterior y en base a la curva de SEV construida en el campo, se determinan los espesores y resistividades de las diferentes capas que componen el subsuelo. La interpretación geológica de dichos cortes debe basarse en los conocimientos generales sobre la geología de la región y las propiedades eléctricas de las rocas que la componen.

La interpretación puede ser cualitativa o cuantitativa; la primera consiste en la comparación de las curvas según su forma y ubicación en planta, en la construcción de perfiles y mapas de conductancia longitudinal o de resistencia transversal; ó en la realización de perfiles y mapas de resistividad aparente. Con estos procedimientos cualitativos es posible tener una idea general de la composición geológica del área estudiada, caracterizar los cambios en facie de diferentes horizontes, etc.

Por otro lado, la interpretación cuantitativa tiene como finalidad determinar la distribución espacial de la resistividad de las rocas en el subsuelo, a partir

de los datos ya sea de resistividad aparente o de potencial, observados en la superficie del terreno. En esta etapa de la interpretación debe buscarse entre las posibles soluciones, la que armonice más con los sondeos contiguos y con los datos geológicos locales de que se dispone. De esta manera, la interpretación cuantitativa requiere del empleo de juicios y criterios personales basados siempre en el sólido conocimiento de los procesos físicos que rigen los fenómenos de interés y de las leyes matemáticas a que obedecen.

A partir de que pudo disponerse de curvas de resistividad aparente calculadas (curvas teóricas o patrón), comenzó a estudiarse la relación que existe entre éstas y las curvas de campo. De esta manera fue posible averiguar que cada curva teórica calculada reproducía en forma general la gráfica de campo, excepto por el hecho de que la primera se encontraba sensiblemente suavizada y no presentaba saltos o escarpes pronunciados; o aún más, en los cortes del tipo "Q" ó "A" la presencia de la resistividad intermedia se manifestaba únicamente por una inflexión que podría pasar inadvertida cuando la capa no tuviera suficiente espesor.

Cuando se empezaron a calcular las curvas teóricas pudo también observarse que la solución al problema

inverso no es generalmente única para los sondeos eléctricos, puesto que cortes geoelectricos distintos en esencia pueden dar lugar a curvas que difieren entre sí en menos del error experimental proporcionado por los datos de campo, de tal forma que, prácticamente, no tienen distinción.

Aunque hace más de 50 años se demostró que la solución en los métodos geoelectricos es única (por lo -- que cortes geoelectricos diferentes producen curvas de -- sondeo eléctrico vertical no iguales, de manera que cada gráfica de éstos tiene una solución distinta representada por los parámetros de su corte); ésto no puede aplicarse a las curvas de campo, pues están representadas sólo en forma digital y llevan implícito el factor del error de medición, por lo que no son curvas perfectamente determinadas. Así, la teoría de la unicidad no se cumple con -- las gráficas de campo.

Lo anterior nos conduce a la existencia de --- cierta ambigüedad en la interpretación de las observaciones: distribuciones de capas en el subsuelo con diferencias considerables pueden dar producto a gráficas de resistividad aparente que, aunque no estrictamente iguales, difieren tan poco que no pueden distinguirse separadamente dentro de la exactitud de las medidas.

En referencia a lo anterior y a partir de un estudio más profundo de las curvas teóricas de resistividad aparente, ha sido posible inferir que, en ciertos casos, el cambio simultáneo del espesor y resistividad de algunas capas intermedias en el modelo geoelectrico, no provoca alteraciones en la curva de SEV.

Así, en los cortes geoelectricos del tipo "H" ó "A" las curvas no cambian bajo la condición:

$$E_2 / \rho_2 = S_2 = \text{constante},$$

en ciertas gamas de variación de "E₂" y "ρ₂".

Es decir, bajo estas condiciones, los cortes geoelectricos son prácticamente equivalentes desde el punto de vista de la distribución del potencial en la superficie terrestre.

Por otro lado, en cuanto a las curvas de tipo "X" ó "Q" los cortes geoelectricos no cambian en ciertos intervalos de "E₂" y "ρ₂" (también respecto a la distribución del potencial en la superficie), si se cumple la condición:

$$T_2 = E_2 \rho_2 = \text{constante}.$$

De los tres últimos párrafos podemos concluir que la resistencia transversal "T" (ó la conductancia longitudinal "S"), puede ser cambiada en la capa por una considerable cantidad RELATIVA, pero el vapor ABSOLUTO de esta "T" (ó de esta "S"), es siempre muy pequeño en las situaciones anteriores.

Lo anteriormente expuesto constituye el llamado "Principio de Equivalencia", que conduce a múltiples soluciones en la interpretación de curvas de SEV. De esta forma, se llaman "cortes geoelectricos equivalentes" a los que difieren entre sí en menos del límite del error experimental, a pesar de que sean diferentes los parámetros de sus capas e, incluso, el número de éstas. Esto nos conduce a que, en realidad, sólo los parámetros "S" y "T" tienen un carácter de unicidad en la solución al problema inverso.

Los límites de validez del principio de equivalencia son distintos para diferentes tipos de curvas de SEV; por ejemplo, si tenemos $\rho_2/\rho_1 = 1/19$, y $E_2/E_1 = 3$, podemos aumentar " ρ_2 " (a lo largo de la línea $S_2 = \text{cte.}$), en el intervalo $[(1/19)\rho_1; (1/14)\rho_1]$, elevando al mismo tiempo " E_2 " dentro de la gama $[3E_1; 3.8E_1]$; o disminuir " ρ_2 " en $[(1/19)\rho_1; (1/25)\rho_1]$, haciendo decrecer simultáneamente " E_2 " en $[3E_1; 2.2E_1]$.

Debemos recalcar que en general las relaciones de equivalencia tienen sólo validez aproximada, de manera que el procedimiento de ajuste mediante éstas puede incluir un incremento del error en la solución.

Podemos explicar el sentido físico del principio de equivalencia: cuando tenemos $\rho_1 \gg \rho_2 \ll \rho_3$, la dirección de las líneas de corriente en la segunda capa es casi horizontal (y paralela a ella) y, al mantener la conductancia longitudinal $S_2 = \text{cte.}$, no se cambia la distribución del potencial en la superficie del terreno (ni la forma de la curva del SEV). Asimismo, cuando se tiene el caso de $\rho_1 \ll \rho_2 \gg \rho_3$, con el espesor "E" relativamente pequeño y AB (ó 2L) bastante grande; la dirección de las líneas de corriente de la segunda capa será casi perpendicular a ésta, por lo que al mantener constante la resistencia transversal " T_2 " no se cambia sensiblemente la forma de la curva del SEV.

Las conocidas expresiones de equivalencia en "T" o en "S", se refieren a que permanecen constantes en la capa ya sea la "T" o la "S". Como ya se dijo, el primer caso se presenta cuando una capa es mucho más resistiva que las adyacentes y no tiene un gran espesor, por lo que su conductancia longitudinal "S" es muy pequeña; y el

caso de equivalencia en "S" en circunstancias análogas, - pero para capas mucho más conductoras que las sub y sobre yacentes.

Para finalizar este tema, puede hacerse una pequeña recopilación: el término de equivalencia se usa comúnmente para indicar el fenómeno que consiste en la existencia de configuraciones de estratos con apreciables diferencias entre sus parámetros de capa, que pueden conducir a curvas de campo de resistividad aparente que no es posible separar dentro de la exactitud de las mediciones. Las reglas de equivalencia, que dan una burda descripción cuantitativa de este fenómeno, no deben aplicarse en la primera interpretación de un sondeo: ninguna regla de equivalencia puede ser aplicada indiscriminadamente. Sin embargo, es factible aplicar extensamente tales reglas para ajustar los valores obtenidos en las subsiguientes interpretaciones. Dichos ajustes suelen ser necesarios por dos razones. En primer lugar, los métodos aproximados de interpretación comúnmente utilizados, que hacen uso de curvas patrón de tres capas, incluyen la dificultad de que en las colecciones publicadas de dichas gráficas los valores de los parámetros de capa cambian a intervalos de masiado grandes, por lo que el interpretador puede verse forzado a aplicar alguno de valor no compatible con la información geológica disponible.

Una segunda razón posible para el ajuste de -- los parámetros de capa mediante las relaciones de equivalencia es que, aún cuando la interpretación fuese compatible con la información disponible en determinado tiempo, - deja de serlo cuando se dispone de nueva información de última fecha como la proporcionada por la perforación de nuevos pozos; por lo que estos nuevos datos geológicos -- pueden hacer necesario cambiar los valores de alguno de - los parámetros de capa.

III.5. CALCULO DE CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE

Como ya se ha mencionado, las funciones de resistividad aparente y su transformada están relacionadas linealmente, por lo que la teoría del filtrado lineal puede aplicarse para obtener una de la otra. Es a partir de 1971, con los artículos de Ghosh, que se aplica dicha teoría del filtrado lineal a la interpretación directa de medidias geoelectricas de SEV, mediante el desarrollo de un conjunto de filtros para diferentes arreglos electrónicos; entre los que se incluye el Schlumberger.

Así, en la actualidad existen procedimientos - rápidos para el cálculo de curvas de resistividad aparente " ρ_a ", de cortes geoeléctricos conocidos. Dichos métodos se basan en la aplicación del filtrado lineal para la determinación de dicha curva de " ρ_a ", a partir de la función transformada de resistividad " T "; es decir, al tener un juego de coeficientes que opera sobre valores muestreados de la función " T ", se obtienen los valores de " ρ_a ".

Lo adecuado de la función " T " como el paso intermedio en la interpretación directa de sondeos geoeléctricos, queda demostrado con sus siguientes propiedades:

- 1) Se necesita sólo el corte geoeléctrico para determinar la.
- 2) Es una representación carente de ambigüedad de la función de " ρ_a ".
- 3) Para valores grandes y pequeños de $1/\lambda$ (con dimensiones de longitud), la curva de " T " se aproxima a la de " ρ_a ".

Se tratarán aquí, muy brevemente, tres de los procedimientos más usados en la actualidad en el cálculo de curvas de resistividad.

III.5.a) FILTRO DE GHOSH

Debido a la relación lineal existente entre la función de resistividad aparente $\rho_a(x)$ y la función transformada de resistividad $T(y)$, Ghosh pudo obtener un conjunto de coeficientes de un filtro que, -- aplicado sobre la curva de " ρ_a " muestreada con los -- datos de campo, produjera la función $T(y)$ como un -- primer paso en el proceso de la determinación directa de los parámetros de capa, a partir de las medidas de sondeos de resistividad.

Posteriormente y mediante los mismos principios, el mismo autor llegó a otro juego de coeficientes de un filtro distinto que ejecuta el procedimiento inverso, que consiste en "operar" sobre los valores muestreados de " $T(y)$ " para obtener la evaluación de la resistividad " ρ_a ".

Ahora bien, la relación entre " $\rho_a(x)$ " y " $T(y)$ " en el dominio de la frecuencia se da por:

$$F(f) = G(f) \cdot H(f)$$

en donde, si el símbolo \leftrightarrow denota el par transformado de Fourier:

$$T(y) \leftrightarrow F(f)$$

$$Pa(x) \leftrightarrow G(f)$$

y para:

$H(f)$ = características frecuenciales del filtro de resistividad.

Ahora bien, si hacemos:

$$Q(f) = 1/H(f)$$

tendremos:

$$G(f) = F(f) Q(f)$$

y " $Q(f)$ " representará las características frecuenciales del filtro inverso.

Los coeficientes del filtro inverso serán los valores muestreados de la respuesta de dicho filtro a la entrada de una función "Sinc" ("Respuesta Sinc"), con un período que se determina por el intervalo de muestreo utilizado para muestrear la función " $T(y)$ ", que en este caso es de: $(1/3) \ln 10$.

Se ha demostrado que es mucho más conveniente realizar las operaciones anteriores en el dominio de la frecuencia, pues se tiene la siguiente y simple forma algebraica:

$$I(f) = S(f) Q(f)$$

en la que:

$I(f)$ = Transformada de Fourier de la "respuesta Sinc"

$S(f)$ = Transformada de Fourier de la función Sinc.

De esta manera, la respuesta Sinc puede ser -- restituida a partir de " $I(f)$ " aplicando la Transformada inversa de Fourier. Los valores muestreados de dicha respuesta constituyen el siguiente filtro de 9 puntos para el arreglo Schlumberger:

COEFICIENTES DEL FILTRO DIGITAL INVERSO PARA EL ARREGLO SCHLUMBERGER:

b_{-3}	b_{-2}	b_{-1}	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5
0.2225	-0.0499	0.1064	0.1854	0.272	-1.5716	0.4918	-0.0614	0.0149

Por otro lado, la transformada de resistividad " $T(y)$ " es sólo función de los parámetros de capa. Así, para una sección de 2 capas con el estrato "A" sobreyaciendo al sustrato "B" se tiene:

$$T_{AB}(u) = \rho_a \cdot \frac{1 + K_{AB} \exp(-2d_A/u)}{1 - K_{AB} \exp(-2d_A/u)}$$

donde:

$$u = 1/\lambda = \exp(y)$$

$$K_{AB} = (\rho_B - \rho_A)/(\rho_B + \rho_A) = \text{Coeficiente de reflexión;}$$

para " u " con dimensiones de distancia.

También, para una sección de " n " capas, la función " $T(y)$ " puede deducirse de la siguiente ecuación iterativa:

$$T_n(u) = \frac{T_{AB}' + T_{n-1}}{1 + T_{AB}' \cdot T_{n-1}/\rho_a}$$

en donde se cumple que:

T_n = Transformada de resistividad de una sección de " n " capas.

T_{n-1} = Transformada de resistividad de la misma sección sin la capa superior "A".

T_{AB}' = Transformada de resistividad de una sección de 2 capas dada por la ecuación que define -- " $T_{AB}(u)$ ", para el caso especial de tener ---- $K_{AB} = -1$.

Finalmente, Ghosh obtiene la curva de " ρ_a " en dos etapas:

- A) En la primera se deben tener los valores muestra de la función transformada de resistividad, para el modelo del subsuelo en el que se desea la curva de " ρ_a ". La transformada " $T(u)$ " se calcula como una función de " u " mediante la última y antepenúltima ecuaciones dadas, a un intervalo de $1/3 - \ln 10$ con el fin de obtener los valores transformados muestra " T_m ".
- B) En la segunda etapa, los valores muestra T_m de la transformada de resistividad se convolucionan con los coeficientes " b_j " del filtro inverso antes dado, para producir los valores de resistividad aparente " R_m ". Es decir, algebraicamente:

$$R_m = \sum_{j=-3}^5 b_j T_{m-j} \quad (\text{para: } m = 0, 1, 2, 3, \dots)$$

De esta manera, al evaluar numéricamente la anterior ecuación, se obtienen los valores de resistividad " R_m " buscados, referidos a puntos desplazados hacia la izquierda por un factor de: $\ln 1.05$ en el eje de las abscisas, en relación a los valores de " T " dados en la entrada.

Como puede notarse, el método presentado difiere esencialmente de otros anteriores en el sentido de que elimina la evaluación de la integral de Stefanescu, además de que no presenta restricciones ni en el número de capas presentes en la sección, ni en sus espesores.

En el procedimiento aquí descrito, dos ventajas muy importantes son que en primer lugar, al incrementar el número de estratos, el cálculo permanece comparativamente fácil y rápido, al contrario que otros métodos; lo que resulta en un muy considerable ahorro de tiempo de computación. En segundo lugar, este método puede usarse en forma efectiva por grupos que posean solamente calculadoras de escritorio con poca memoria.

Como prueba de lo anterior, al final de este tema, III.5., se presenta el resultado del cálculo de una curva de resistividad aparente a partir de un corte geoelectrico conocido (que forma parte del trabajo de campo posteriormente presentado), mediante la programación del filtro de Ghosh en la calculadora "de bolsillo" Hewlett-Packard HP-41C (con sólo un módulo de memoria); el tiempo requerido para proporcionar el resultado mostrado fue de aproximadamente 2 horas y 35 minutos, con 12 puntos calculados por década logarítmica, y desde $AB/2 = 10$ hasta 5 000 m.

Como podrá observarse en dicho resultado, la curva de " ρ_a " obtenida no es perfecta, pues presenta oscilaciones en cierto intervalo; esto se debe a que el corte geoelectrico modelo, como será discutido -- después, tiene un contraste de resistividad demasiado alto (6330:73 >>> 20:1), lo que demuestra la inexactitud del conjunto de coeficientes de que nos ocupamos en situaciones similares a la presente. La imprecisión del filtro se debe a que posee sólo nueve factores de peso, lo que por otro lado lo hace fácilmente programable en pequeñas calculadoras. Como -- puede verse, el juego de coeficientes propuesto por Ghosh en 1971 tiene ventajas que deben aprovecharse al máximo, sin olvidar las restricciones inherentes.

III.5.b) FILTRO DE O'NEILL

Como ya se ha mencionado, una de las más grandes ventajas del método de filtrado lineal sobre el de evaluación integral en el cálculo de curvas de -- "Pa", es el decremento en tiempo de ejecución por un factor aproximado de 20 a 1 000. Respecto a la exactitud de estos métodos de filtrado, que en ciertas - ocasiones podría cuestionarse, O'Neill presenta un - nuevo juego de coeficientes que eliminan el problema.

Dicho autor señala que el filtro de Ghosh es - inadecuado para coeficientes de reflexión que se --- aproximan a menos uno, y proporciona otro conjunto - de coeficientes para el arreglo Schlumberger que tra - baja en forma más precisa, y reduce la deficiencia - observada en el primer filtro (inherente en el méto - do de filtrado lineal) a un nivel aceptable.

Como se mencionó en el inciso III.5.a., los va - lores discretos "R_m" de la resistividad aparente se dan por:

$$R_m = \sum_i b_i \Gamma_{m-i} \quad (\text{para: } m = 0, 1, 2, \dots)$$

donde " b_i " son los coeficientes del filtro inverso. También se dijo que los valores muestra " T " se calculan en forma simple mediante las ecuaciones que -- proporcionan " T_{AB} " y " T_n ", a partir de los valores -- de resistividades aparentes, espesores, y coeficientes de reflexión " K_{AB} ".

En dicha ecuación para " R_m ", es de primera importancia el intervalo de muestreo para la transformada de resistividad " T_m ". De interés secundario pero significativo es el número de coeficientes " b_i " -- elegidos para representar el filtro. Ghosh eligió -- un filtro inverso de sólo nueve coeficientes para un intervalo de muestreo de tres muestras por década logarítmica ($1/3 \ln 10$); ahora bien, cuando se usan es tos factores en curvas de tipo "H", por ejemplo, se presentan considerables diferencias en ciertos casos, como cuando el modelado oscila y tiende a empeorar -- a medida que decrece " ρ_2 ", lo que ya se había mencio nado; el factor determinante en dicha oscilación es, así, el contraste ρ_1/ρ_2 que, cuando es mayor a 20 -- (es decir, cuando $K < -0.9$), exhibe un comportamiento inaceptable. O sea que, cuando se excede dicho lími te, el filtro de Ghosh produce una curva inexacta de resistividad aparente.

Como se sabe, son comunes los contrastes en resistividad mayores a 20:1, por lo que O'Neill derivó coeficientes capaces de manejar diferencias de este orden o mayores.

Sobre las mismas bases que usaron Ghosh y Koefoed, O'Neill estudió el efecto de varios intervalos de muestreo. Para realizar una buena digitalización periódica de la curva "T", el espectro de frecuencias de ésta debe anularse a partir de la "frecuencia de Nyquist"; cuando no ocurre ésto, si se ha elegido un intervalo de muestreo suficientemente pequeño, se incurre sólo en un pequeño error. Siguiendo esencialmente las líneas de Ghosh, el autor de que ahora nos ocupamos proporciona un nuevo filtro inverso para un intervalo de muestreo de: $1/6 \ln 10$.

Al determinar los espectros de fase de los filtros, es posible establecer las posiciones óptimas de los coeficientes de muestreo sobre las curvas de la "respuesta Sinc". Ahora bien, para obtener un filtro de longitud mínima, es necesario que la ubicación de dichos coeficientes de muestreo sea lo más cercana posible a los ceros de la función Sinc, de manera que todos estos factores de peso con abscisas

positivas y negativas de tamaño excesivo sean nulos, para poder ignorarse. Así, sólo serán significantes los coeficientes no periódicos dentro de la región central.

La óptima posición de muestreo introducirá un desplazamiento " Δx " entre el coeficiente central y el origen de la respuesta Sinc, a menos que la fase a la frecuencia de Nyquist sea un múltiplo entero de " π ". La importancia de este desplazamiento o cambio de fase, es que los valores en la absisa " x " de la función de entrada, corresponden a la evaluación de la función de salida en " $x + \Delta x$ ".

Koefoed ha sugerido que podría obtenerse un desplazamiento nulo eligiendo un adecuado intervalo de muestreo. Sin embargo, esta aproximación produce un número no entero de muestras de resistividad por ciclo logarítmico, lo que es un inconveniente en aplicaciones de campo.

Para un intervalo de muestreo de: $1/6 \ln 10$, las fases directa e inversa en la frecuencia de Nyquist de 1.503 son $\pm 601.3^\circ$, lo que da desplazamientos respectivos de ± 0.13069 . Así, los coeficientes

centrales deben definirse en estos valores de absi--
sa; y los restantes, localizarse a intervalos de $1/6$
 $\ln(10)$ sobre cualquier lado.

Para el caso del filtro inverso, un valor teó--
rico de "T" a la distancia "L", corresponde a un va--
lor de resistividad aparente en:

$$L \cdot \exp(0.13069) = 1.1396 \cdot L.$$

Por otro lado, el número de coeficientes que -
se eligen para representar un filtro es arbitrario,-
pues se hace un convenio entre exactitud y ventaja -
computacional. Después de algunas pruebas, O'Neill
encontró exactitud satisfactoria para el siguiente -
filtro inverso de 20 coeficientes.

COEFICIENTES DEL FILTRO INVERSO DE O'NEILL, PARA UN
INTERVALO DE MUESTREO DE $1/6 \ln 10$:

b_{-5}	b_{-4}	b_{-3}	b_{-2}	b_{-1}	b_0	b_1
0.003042	-0.001198	0.01284	0.02350	0.05688	0.2374	0.6134

b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	b_7	b_8
1.2817	0.4248	-0.24507	0.27044	-0.2324	0.393	-0.1436

b_9	b_{10}	b_{11}	b_{12}	b_{13}	b_{14}
0.00012	-0.00521	0.00120	-0.004972	0.002072	-0.00310

En los anteriores factores de peso, el valor final se eligió para asegurar que la suma de coeficientes fuera uno.

Para probar el anterior conjunto de coeficientes, se calcularon resistividades aparentes con la ayuda de la ecuación que da " R_m ", y se compararon con los de las tablas de Orellana y Mooney. Además, se determinó el porcentaje del error cuadrático medio (RMS) con la aplicación de la ecuación:

$$E = 100 \left\{ \frac{1}{N} \sum_{m=1}^n [(R_m - R_C)/R_m]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}$$

para: E = error cuadrático medio.

R_m = valores discretizados de resistividad.

R_C = valores de resistividad de las tablas de Orellana y Mooney.

N = número de transformadas calculadas.

Abajo se presenta una tabla de comparación del porcentaje del error "RMS" para los filtros inversos de Ghosh y O'Neill, en la que se observa un significativo incremento de exactitud del último respecto al primero:

§ DEL ERROR "RMS" PARA LOS FILTROS INVERSOS:

Coeficiente de reflexión K ₁ :	% del error "RMS":	
	Coeficientes de Ghosh:	Coeficientes de O'Neill:
-0.95	5.81	0.468
-0.82	5.6	0.173
-0.43	0.273	0.035
0.43	0.235	0.053
0.82	0.453	0.026
0.95	1.68	0.046

Como se ve, los coeficientes de O'Neill proporcionan en general valores de resistividad aparente más exactos que los de Ghosh. Usando este nuevo filtro, el comportamiento oscilatorio de la curva de ρ_a resultante, que se observa cuando hay fuertes contrastes de resistividad (en ambos filtros), sólo se presenta cuando $K < -0.998$; es decir, cuando $\rho_1/\rho_2 \geq 1000$.

Al igual que el filtro de Ghosh, el de O'Neill se programó con el objetivo de observar su comportamiento respecto a rapidez y exactitud como un filtro lineal. En este caso se utilizó una microcomputa

dora APPLE II y el lenguaje de programación BASIC. - Al final del presente capítulo se da el resultado de este programa de computación para el mismo corte geoeléctrico que el usado al ejemplificar el filtro de Ghosh; como se verá, la curva de resistividad aparente producida por este algoritmo en base a los coeficientes de O'Neill, y con 6 valores por década logarítmica, no presenta las oscilaciones que se ven en el resultado anterior, debido lógicamente a la mayor longitud del filtro. Con la ayuda de la microcomputadora, el resultado mencionado no tardó más de 40 - segundos en producirse (al contrario de las 2 horas 35 minutos requeridas para tener el resultado del -- filtro de Ghosh en una calculadora HP-41C), lo que - sin duda significa un muy considerable ahorro de --- tiempo en el procesado de los datos de resistividad.

En base a lo anterior podemos decir que, cuando se dispone de una pequeña microcomputadora, es mucho más conveniente programar los cálculos de curvas de resistividad aparente por el método de filtrado - lineal, con un filtro cuya longitud sea lo suficientemente amplia como para proporcionar resultados satisfactorios, en la gama de los coeficientes de re-- flexión que se encuentran usualmente en el trabajo - de campo, en un breve lapso de tiempo.

III.5.c) FILTRO DE JOHANSEN

Para derivar los coeficientes de su filtro --- Johansen también se basó en el método de filtrado lineal, siguiendo en general las líneas que señaló --- Ghosh en 1971, pero usando 10 puntos por década loga rítmica como frecuencia de muestreo. El máximo ---- error relativo que proporciona este filtro, que se - midió cuando se calcularon 3 ciclos logarítmicos completos, es menor a 10^{-3} y, en la mayoría de casos, - de magnitudes de orden todavía más pequeñas. Asimismo, el tiempo de computación requerido por este método es muy corto.

El procedimiento desarrollado por Johansen, en el que se incluye un filtro de 139 coeficientes, es muy exacto y se recomienda para graficar curvas pa--trón en el trabajo de sondeos Schlumberger, cuando - se dispone tan sólo de una pequeña computadora pues- to que, además, sólo se realiza un número pequeño de operaciones, lo que reditúa en un tiempo de ejecu---ción casi despreciable.

Ghosh usó sólo nueve coeficientes para su filtro, pero cuando se trabaja por lo menos con una pequeña microcomputadora, no hay razón lógica para no usar más de 100 coeficientes, si ello prueba tener ventajas.

Se sabe que la exactitud relativa de las medidas de campo es de alrededor del 3%, por lo que sería conveniente que las curvas calculadas tuvieran una inexactitud de mucho menor orden de magnitud, de manera que su influencia pudiera ser seguramente despreciable en la interpretación. Para ejecutar lo anterior, Johansen usó un pequeño intervalo de muestreo y un filtro de mayor número de coeficientes.

Si consideramos el arreglo electródico Schlumberger podemos poner:

$$\rho_a(x) = \int_{-\infty}^{\infty} T(y) b(x-y) dy$$

En dicha integral de convolución (completamente análoga a las de "R_m" en los incisos anteriores, pero continua) se tiene, como antes:

ρ_a = resistividad aparente.

T = transformada de resistividad.

b = características del filtro.

Ahora bien, sabemos que en dicha integral de convolución se cumple la siguiente propiedad:

$$p_a(x) = \int_{-\infty}^{\infty} T(y + S) \cdot b(x - y - S) dy$$

donde "S" es cualquier desplazamiento. Por otro lado, es conveniente muestrear la "Respuesta Sinc" --- (tratada en los incisos anteriores), en posiciones desplazadas a la izquierda por la anterior cantidad "S", que es igual a:

$$S = (\Delta x / \pi) \phi(f_n)$$

donde " $\phi(f_n)$ " es la fase en la frecuencia de Nyquist " f_n ".

Lo anterior hace que los puntos de muestreo -- coincidan asintóticamente con los nodos de la res--- puesta Sinc, reduciendo así la longitud del filtro.--

Así, "ca" se da en los puntos de muestreo ----
 $x_i = i \Delta x$ aproximadamente por:

$$p_a(i \Delta x) \approx \sum_{j=\text{mín.}}^{j=\text{máx.}} T[(i - j) \Delta x + S] \cdot C(j \Delta x - S)$$

Aquí, "C" representa la "respuesta Sinc", y -- puede verse como una aproximación indirecta de las - características del filtro "b".

Ahora bien, son dignos de mención los siguientes 2 factores que afectan la exactitud de un filtro, aparte de la frecuencia de muestreo: las "colas", - que deben cortarse en el mismo punto; y la precisión en el cálculo de los coeficientes, que tiene un carácter limitado. El problema así es comprometerse - con estos dos aspectos, cuando se quiere una mejor - exactitud relativa que 10^{-3} .

Si se considera el problema del corte, se es-- cribirá por conveniencia $T_{(i-j)}$ y $C_{(j)}$, para ----- $T[(i-j) \Delta x + S]$ y $C[(j) \Delta x - S]$ respectivamente, en la última ecuación dada; si en ésta fraccionamos la su-- ma en tres partes:

$$p_a(i) = \left\{ \begin{array}{ccc} j_1 & j_2 - 1 & * \\ \Sigma & \Sigma & \Sigma \\ j = \alpha & j = j_1 + 1 & j = j_2 \end{array} \right\} \cdot T_{(i-j)} \cdot C_{(j)}$$

{para: $i = 0, 1, 2, 3, \dots$ }

Ahora, si se eligen " j_1 " y " j_2 " de manera que "T" pueda en todos los casos aproximarse por sus valores sintóticos " ρ_n " y " ρ_1 ", en el primer y tercer miembros de la expresión anterior, podremos poner:

$$\rho_a(i) \approx \rho_n C^*(j_1) + \sum_{j=j_1+1}^{j_2-1} T_{(i-j)} C(j) + \rho_1 C^*(j_2)$$

donde se tiene:

$$C^*(j_1) = \sum_{j=-\infty}^{j_1} C(j); \text{ y: } C^*(j_2) = \sum_{j=j_2}^{\infty} C(j)$$

El análisis del comportamiento asintótico indica que para tener buenos resultados en el corte de las colas, se necesita cumplir que $j_1 = -100$, $j_2 = 40$. Johansen halló $C^*_{(-100)}$ y $C^*_{(40)}$, aplicando la transformación de Euler a las colas del filtro.

Examinemos ahora el factor de precisión en el cálculo de los coeficientes del filtro, suponiendo que se deban manejar contrastes de resistividad mayores que $\rho_n/\rho_1 = 10^6$. El autor del que ahora nos ocupamos afirma que todos los coeficientes deben darse con aproximadamente 3 decimales, a pesar de que no es fácil juzgar la precisión absoluta de una integra

ción numérica doble, y de saber que no existe garantía respecto a que los decimales dados sean exactos. Sin embargo, si se mantienen todos los decimales en los cálculos, deben reducirse los errores de redondeo.

Johansen probó la precisión real de su filtro en la misma forma en que lo hizo Ghosh: aplicó el filtro a "T" y obtuvo una " ρ_a " convolucionada: " ρ_{conv} " (completamente similar a " R_m "), que pudo comparar con otra " ρ_a " exacta: " ρ ". Para $\rho_1 = 1$ y $\rho_2 = 10$ se obtiene un error: $\Delta\rho = \rho_{conv} - \rho$ realmente pequeño: menor a uno en un millón.

A medida que " ρ_1 " se incrementa, " $\Delta\rho$ " crece proporcionalmente. Así, cuando el cociente de resistividades es $\rho_2/\rho_1 = 10^4$, el máximo error relativo es, aún, menor que 10^{-3} , lo que es completamente satisfactorio.

Respecto al presente método, debe mencionarse finalmente que el tiempo de computación requerido para proporcionar resultados depende únicamente del número de capas involucradas en el problema, y en general es casi despreciable.

Ahora bien, al igual que en los dos casos anteriores, para confirmar las virtudes del juego de 139 coeficientes proporcionado por Johansen, se programó otro algoritmo en base a dichos coeficientes, con la ayuda del multicitado método de filtrado lineal. Se usó, como con el filtro de O'Neill, el lenguaje de programación BASIC y se trabajó en una microcomputadora APPLE II. También, para poder hacer una comparación completa sobre exactitud y rapidez, este programa de computación se "corrió" con el mismo corte geoelectrico que los anteriores, y su resultado se presenta junto a los otros al final de este capítulo III. Como podrá observarse ahí, la precisión de este filtro no difiere esencialmente de la suministrada por el de O'Neill (el contraste de resistividad es de $6330/73 \approx 87$), aunque lógicamente debe ser mayor. Por otro lado, el tiempo de cómputo requerido por el programa en base a los coeficientes de Johansen fue de sólo 130 segundos (el demandado por el filtro de O'Neill fue de 40 segundos). Como corolario, podemos decir que el filtro de Johansen trabaja con gran precisión, y debe usarse cuando se tengan muy altos contrastes de resistividad (del orden de $\rho_2/\rho_1 > 1000$, si se dispone también del filtro de O'Neill; ó de $\rho_2/\rho_1 > 20$, si sólo se tiene el

de Ghosh). También, se recomienda usar este conjunto de 139 coeficientes cuando se requiere gran exactitud en el cálculo de curvas de resistividad aparente para el arreglo Schlumberger, ya sea porque se trabaje a una pequeña escala, o debido a que se quieren realizar curvas patrón propias, como se mencionó al principio de este tema.

Como se ha visto, hasta esta parte del trabajo se ha desarrollado en forma detallada el procedimiento a seguir para la utilización del SEV con arreglo Schlumberger en la exploración geofísica; previamente a esto, el método había sido ubicado en el contexto total de la geofísica y de la misma exploración geotérmica, señalando sus ventajas y desventajas, y tratando de establecer los parámetros que definieran su óptima aplicación. En el siguiente capítulo de la tesis se expondrá un ejemplo real de un estudio de SEV Schlumberger realizado para la prospección y evaluación de un campo geotérmico; de esta manera, en forma general, podemos decir que lo que resta de este trabajo será dedicado a la aplicación (y comprobación) de la mayoría de los principios y procedimientos hasta aquí explicados.

Sondeo eléctrico

C. F. E.

campo AZUFRES. Ad. El Chino. cota s. n. m. 2800 fecha Agosto 18, 1982.
 línea K-K' ubicación 250 m. al E. del SEV K-9. operador J. Reyes.
 número K-10. observaciones Orientado al N89°E.

Figura # 1-a.

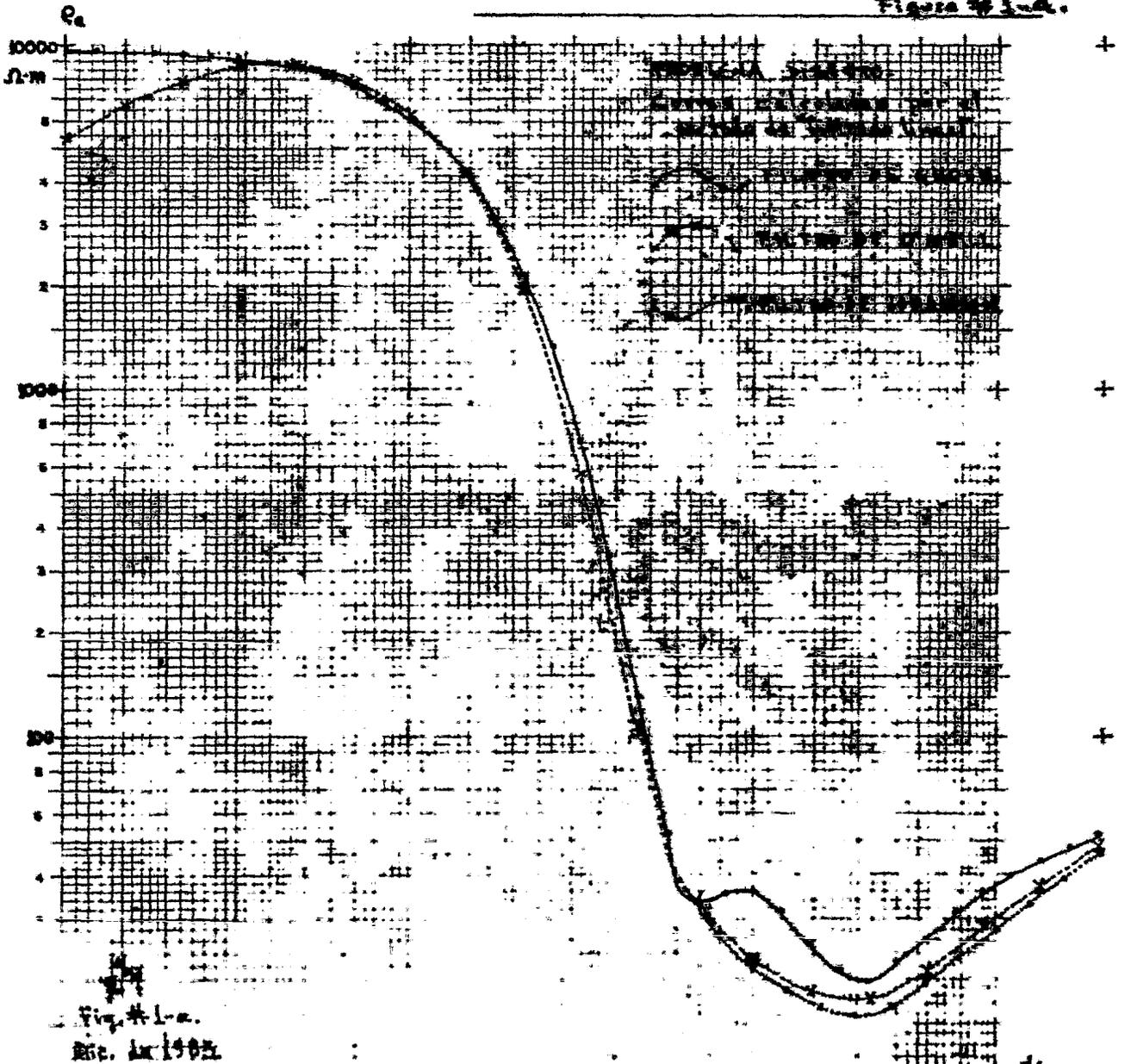
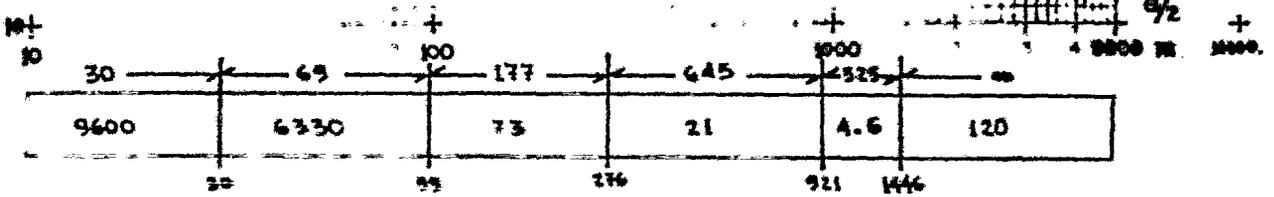


Fig. # 1-a.
 Dic. de 1982



interpretación electrostratigráfica

SEV K-10. AZUFRES.

18/VIII/82.

OSCILACION DEL FILTRO DE GHOSH.

CPAS OK?	6.Ø	38.3	8,897.9
		46.4	8,548.1
RHO,S OK?	9,6ØØ.Ø	56.2	8,1ØØ.5
	6,33Ø.Ø	68.1	7,556.Ø
	73.Ø	82.5	6,9Ø7.1
	21.Ø	1ØØ.Ø	6,137.3
	4.6	121.2	5,235.7
	12Ø.Ø	146.8	4,223.Ø
ESPESORES O.K?		177.8	3,166.2
	29.9	215.4	2,167.7
	68.5	261.Ø	1,329.3
	177.4	316.2	714.3
	644.6	383.1	328.7
	525.Ø	464.2	129.7
AB/2 MIN OK?		562.3	51.9
	1Ø.Ø	681.3	33.9
AB/2 MAX OK?		825.4	34.7
	5,ØØØ.Ø	1,ØØØ.Ø	34.8
		1,211.5	3Ø.6
		1,467.8	24.6
AB/2	APRES	1,778.3	2Ø.5
		2,154.4	19.8
1Ø.Ø	9,548.8	2,61Ø.2	22.1
12.1	9,534.8	3,162.3	26.1
14.7	9,515.1	3,831.2	3Ø.8
17.8	9,482.4	4,641.6	35.5
21.5	9,423.7	5,623.4	39.9
26.1	9,32Ø.7		
31.6	9,151.8		

Figura 1-b.

PROBLEMA DIRECTO PARA SEV SCHLUMBERGER

MEDIANTE LA CONVOLUCION Y EL FILTRO

DE O'NEILL.

- MAA -

S.K-10.AZUFRES.18/8/82.

RESISTIVIDADES:

R(1)=3000
R(2)=16400
R(3)=6330
R(4)=73
R(5)=21
R(6)=4.6
R(7)=120

PROFUNDIDADES:

T(1)=4.3
T(2)=17.5
T(3)=86
T(4)=263.4
T(5)=908
T(6)=1433

AB/2:

10
14.6779928
21.544347
31.6227768
46.4158887
68.1292075
100.000001
146.779928
215.443471
316.22777
464.158889
681.292078
1000.00001
1467.79929
2154.43472
3162.27771
4641.58891
6812.92081
10000.0002

RHOAP:

5227.6978
6579.2614
7909.59984
8813.23178
8886.90242
7989.90283
6314.88005
4151.62713
1980.80529
576.007319
107.516949
34.0348911
22.6119439
18.4204555
17.7422502
21.3358714
28.2459274
37.3015386
48.1391418

(MAA-I/83)

Figura 1-c.

PROBLEMA DIRECTO PARA SEV SCHLUMBERGER,
 MEDIANTE LA CONVOLUCION Y EL FILTRO.
 DE JOHANSEN. - MAA -

PRUEBA #2.

RESISTIVIDADES:

R(1)=3000
 R(2)=16400
 R(3)=6330
 R(4)=73
 R(5)=21
 R(6)=4.6
 R(7)=120

PROFUNDIDADES:

T(1)=4.3
 T(2)=17.5
 T(3)=86
 T(4)=263.4
 T(5)=908
 T(6)=1433

AB/2:	RHOAP:	AB/2:	RHOAP:
10	5228.47919		
12.5892542	6022.52322	398.107173	213.349395
15.848932	6859.30553	501.187237	77.8429028
19.9526232	7663.90253	630.957348	38.5580021
25.1188644	8347.55461	794.32824	26.8464386
31.6227767	8813.15013	1000.00001	21.6144104
39.8107172	8974.45583	1258.92542	18.4504229
50.1187236	8782.22663	1584.8932	16.4915764
63.0957347	8240.16265	1995.26233	15.816556
79.4328238	7396.32056	2511.88645	16.6933691
100	6314.20277	3162.27768	19.111635
125.892542	5053.73172	3981.07174	22.7749423
158.48932	3693.91471	5011.87238	27.3777366
199.526233	2376.64914	6309.5735	32.7677565
251.188644	1292.27422	7943.28242	38.8947294
316.227768	575.485781	10000.0001	45.7110246

Figura 1-d.

IV. LEVANTAMIENTO GEOELECTRICO EN LOS AZUFRES, MICH.

El presente capítulo, último de la tesis, tiene como fin clarificar las bases teóricas, procedimientos de aplicación y principios generales expuestos hasta esta parte del trabajo; mediante el análisis y solución de un ejemplo -- real. Este consiste de un levantamiento de Sondeos Eléctricos Verticales en el Módulo "El Chino" del Campo Geotérmico de Los Azufres, en el Estado de Michoacán, que se ejecutó en diciembre de 1982 en la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos de la Comisión Federal de Electricidad.

IV.1. GENERALIDADES

El área de estudio se localiza sobre la porción Noreste del estado de Michoacán y dentro de los municipios de Ciudad Hidalgo y Zinapécuaro, con una superficie de 195 Km². Sus límites se hallan comprendidos de la siguiente manera: al Norte la carretera Maravatío-Zinapécuaro, al Sur Ciudad Hidalgo y la carretera federal No. 15 que va hacia Morelia; en el Este se encuentra la carretera No. 122: Maravatío-Ciudad Hidalgo, y, por último, ha-

cia el Occidente se comprueba la presencia del poblado de Queréndaro. Ver figura No. 2 .

Geográficamente el área se ubica entre los meridianos $100^{\circ}46'05''$ - $100^{\circ}32'14''$ de Longitud Oeste, y dentro de los paralelos $19^{\circ}41'05''$ - $19^{\circ}54'05''$ de Latitud Norte.

Por lo que respecta a las características fisiográficas y según De la Cruz, et al (1982), en general la morfología es bastante irregular, lo que no es más que un reflejo de la intensa actividad volcánica, atribuida a los efectos geodinámicos que dieron origen a la provincia del Eje Neovolcánico. De acuerdo a la clasificación de provincias fisiográficas de E. Raisz (1964), el área de estudio forma parte de la llamada provincia del Eje Neovolcánico, en donde son predominantes las rocas andesíticas, aunque es común encontrar derrames y material explosivo cuya composición varía desde basalto a dacita y a riolita, pero la última en forma restringida y en escasas localidades. Las rocas en el Eje Neovolcánico forman grandes estrato-volcanes que constituyen las cimas más altas del país (Pico de Orizaba, Popocatepetl y Nevados de Toluca y Colima), así como un gran número de pequeños conos de eyección piroclástica y derrames de lava de poca extensión que, en la mayoría de los casos, se encuentran

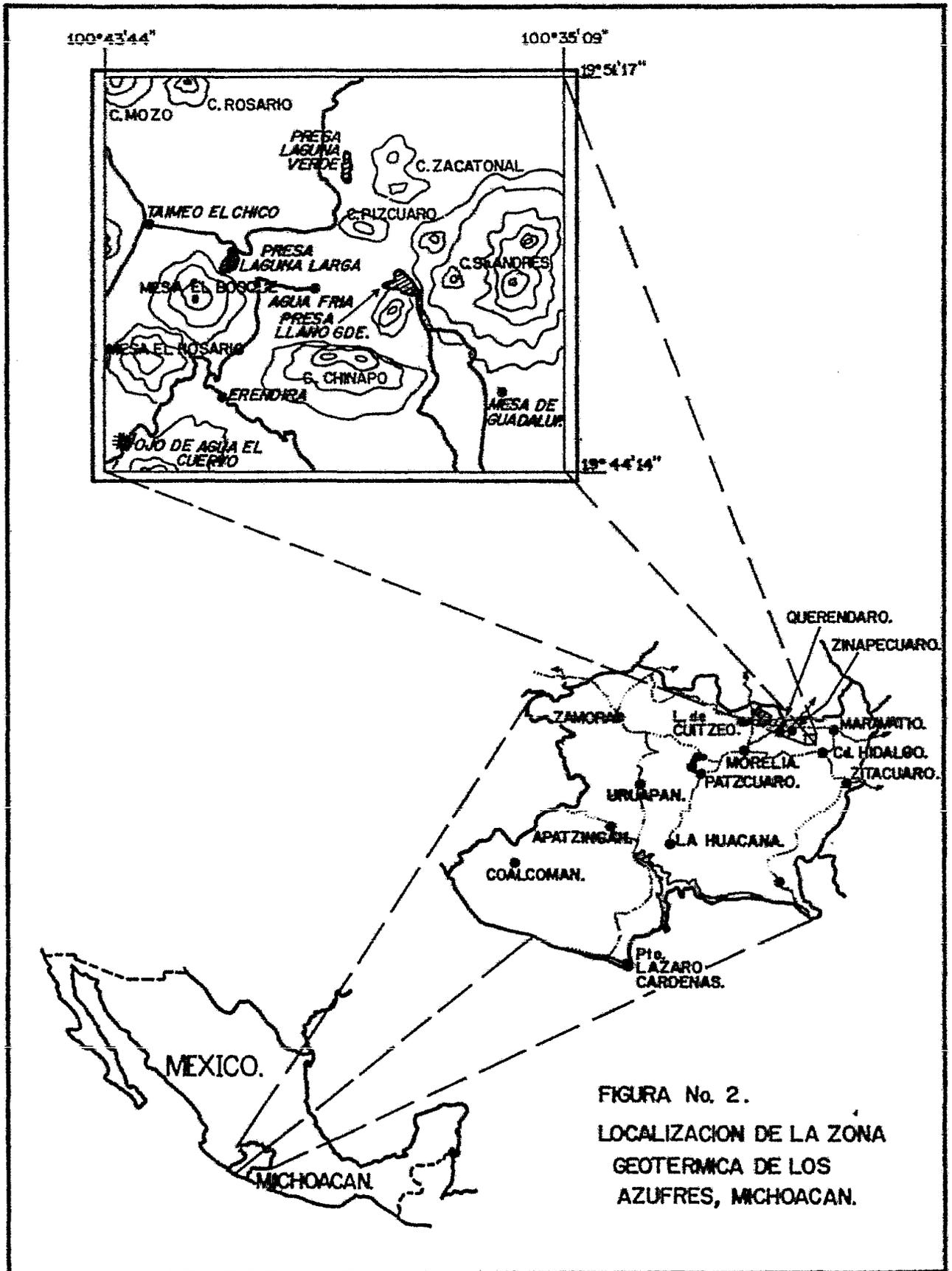


FIGURA No. 2.
 LOCALIZACION DE LA ZONA
 GEOTERMICA DE LOS
 AZUFRES, MICHOACAN.

bien conservados; y por último estructuras esporádicas de tipo cóncavo, originadas por lavas riolíticas y agrupadas en extensiones bien definidas, como el área de que nos ocupamos.

En cuanto a la Geomorfología (De la Cruz, et al, 1982), el relieve predominante dentro del complejo montañoso de Los Azufres, se debe principalmente a material magmático eruptado, y a los eventos tectónicos que han afectado el área. La evidencia de la actividad volcánica más antigua en este complicado grupo montañoso, se representa por una sucesión de lavas andesítico-basálticas que abarca una gran extensión de Norte a Sur. Dichas rocas presentan una densa cubierta vegetal que, junto con la deformación tectónica de que son objeto, impide localizar los principales focos eruptivos. Por otro lado, en su conjunto, el campo comprende un sistema montañoso de relieve joven, en el que las formas volcánicas se encuentran en procesos erosivos, lo que produce abanicos aluviales y pies de monte.

Ahora bien, dentro del marco de los estudios realizados por la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos de la Comisión Federal de Electricidad, y para continuar con el programa de exploración geofísica a detalle

en el multicitado campo geotérmico de Los Azufres, se --- programó una serie de sondeos eléctricos verticales (SEV) con el dispositivo "límite" Schlumberger, en el área conocida como Módulo El Chino, ubicada entre las fallas La -- Cumbre al N, San Alejo al S, Laguna Verde al E, y alrededor del pozo Azufres 40, al W. (Ver plano No. 1).

Las líneas de sondeos y sus alas siguieron una orientación E-W; es decir, paralelas al principal sistema estructural en el área desde un punto de vista geotérmico, y que pertenece a una bifurcación del conjunto regional - del Eje Neovolcánico.

El proyecto original de exploración geofísica a detalle definía 250 m como separación para los SEV, y - 500 m para la distancia entre líneas en todo el campo geotérmico, con el fin de delimitar precisamente las anomalías geofísicas ya conocidas. Así, el número total de -- sondeos era demasiado alto, por lo que se decidió dividir el área de estudio en varios "módulos".

La etapa de campo del presente trabajo se desarrolló del 11 de agosto al 9 de septiembre de 1982.

IV.2. OBJETIVO

El estudio de resistividad de que nos ocupa--- mos, tuvo como principal objetivo definir, en forma precisa, la geometría de las zonas con posibilidades de explotación de fluidos geotérmicos, en base al contraste de -- conductividades eléctricas en el subsuelo y su relación - con la permeabilidad, porosidad y temperatura; tomando como premisa las áreas con condiciones favorables, determinadas por varios autores en trabajos anteriores. Es de-- cir, se trata de puntualizar tridimensionalmente las anomalías geológico-geofísicas existentes en el módulo El -- Chino del campo de Los Azufres.

IV.3. BOSQUEJO GEOLOGICO ESTRUCTURAL

Como se sabe, en el área de Los Azufres existen tres sistemas estructurales predominantes; el más antiguo de éstos afecta sólo a las rocas del basamento local y se presenta orientado al NNE-SSW; el posterior, corresponde a fallas E-W de distensión profundas, normales y de tipo cortical, que definen tanto el control estructuru

ral del área, como las condiciones favorables para el ascenso de flujos termales; por último, el más reciente, N-S, confina la migración lateral de calor convectivo. Dichos sistemas estructurales presentan una estrecha relación con las manifestaciones hidrotermales en el área. Además, las intersecciones de las principales estructuras se asocian directamente con la permeabilidad de las rocas.

Ahora bien, dentro del módulo de estudio, se observa que los flancos de las fallas escalonadas de El Chino y Laguna Larga permiten la salida de vapor y agua caliente, que ha contribuido en forma notable a crear la principal zona de alteración hidrotermal en el área. (Ver plano No. 1).

IV.4. LEVANTAMIENTO

El estudio realizado en el módulo El Chino comprendió la realización de 23 sondeos eléctricos verticales (SEV) con el dispositivo electródico Schlumberger, y abertura AB/2 máxima de 3 000 m la mayoría de ellos. De dichos SEV, tres se ubicaron en las cercanías de los pozos geotérmicos A-21 y A-27, aproximadamente 1 Km al N --

del módulo en cuestión. Los restantes sondeos, junto con otros 9 reinterpretedados de campañas anteriores, forman 3 líneas con una orientación aproximada E-W. (Ver plano 1).

Por lo que respecta al equipo empleado, se utilizó un transmisor Scintrex IPC-7/15 Kw, y un voltmetro - receptor marca Hewlett Packard de altas sensibilidad e impedancia de entrada.

Todos los SEV fueron realizados con el tendido de cables de potencial separado del de emisión por diez m de distancia horizontal como mínimo, con el fin de evitar al máximo posible (desde un punto de vista práctico), el acoplamiento electromagnético (EM) que se presenta en dispositivos electrónicos tan largos como el empleado, y que puede producir voltajes espurios en el circuito de recepción, sobre todo en zonas relativamente conductoras. Cabe repetir que la magnitud del ruido EM es directamente proporcional a la conductividad del terreno, a la frecuencia de emisión empleada y, en el arreglo utilizado, a la abertura entre electrodos.

También para mejorar la calidad de los datos de campo, se emplearon por lo menos 4 placas de aluminio (40 x 40 cm) enterradas como electrodos de corriente, con

el fin de aumentar en gran medida la superficie de unión electrodo-terreno (1.28 metros cuadrados) y, así, disminuir sensiblemente la resistencia de contacto del circuito de emisión.

Mediante este procedimiento se logró elevar en forma importante la densidad de corriente inyectada en el subsuelo y, con ello, incrementar notablemente el cociente señal/ruido para optimizar la sensibilidad del sistema de recepción. A este respecto, la diferencia de potencial medida en campo se trató de mantener siempre arriba de un milivolt, con una corriente primaria de al menos 5 amperes.

Como corolario, pudo observarse que las curvas de los sondeos levantados resultaron en general con un mínimo de puntos "disparados", y comparadas con las de los sondeos de campañas anteriores interpretados en las mismas líneas, se advierte una clara mejoría sobre todo en profundidades aparentes mayores a 1 000 m.

IV.5. INTERPRETACION

El proceso de interpretación consistió en la -

comparación clásica de las gráficas de campo con curvas maestras teóricas, y su posterior comprobación mediante la solución al "problema directo" con algoritmos programados, a los que se refirió el inciso III.5.

Dentro del método mencionado, pudieron observarse algunas características de los resultados vertidos por los programas utilizados. La solución al problema directo de resistividad para sondeos Schlumberger fue en base al "Filtro de Ghosh"; como se sabe, éste da sólo un resultado aproximado al modelo propuesto, lo que debe tomarse en cuenta para la elección del "intervalo de muestreo" de la curva vertida.

El carácter de aproximación de dicho algoritmo se demostró en algunos sondeos en los que el corte geoelectrico -modelo- presentaba fuertes contrastes de resistividad, que derivaban en una curva oscilante en las "corridas" de la calculadora HP-41C con 12 muestras por década logarítmica, como puede verse en una interpretación preliminar del sondeo K-10 (final del capítulo anterior): por lo que respecta al resultado vertido en el algoritmo programado en la Microcomputadora APPLE II, con 6 muestras por ciclo, puede decirse que no se observa tal oscilación debido a la longitud del filtro utilizado y, quizá a la mayor exactitud del microprocesador.

Con los sondeos ya interpretados se procedió a realizar su ajuste en perfil, para obtener una sección -- electroestratigráfica final. Cabe decir que los sondeos realizados con AB/2 máxima mayor a 3 000 m (y hasta ---- 5 000 m), sirvieron como "amarre" a los espesores interpretados en los perfiles, debido a la mayor exactitud con que pudieron calcularse.

Ahora bien, el análisis primario de las secciones electroestratigráficas interpretadas, nos indica la presencia de un estrato conductor de interés de aproximadamente 1 000 m de espesor, que se engrosa hacia el N hasta alcanzar alrededor de 1 400 m. Dicha capa sobreyace a un substrato que se comporta como el zócalo resistivo del área.

También, es posible apreciar la presencia de una unidad con mayor conductividad sobreyaciendo al mencionado estrato de interés, tanto en la parte central de la línea 11 000 como en el W de la 20 000; esta unidad -- geoelectrica está confinada en la línea 11 000 dentro de la "concha de deslizamiento" producida por el deslave del flanco de la falla El Chino, entre las manifestaciones termales mapeadas al S que llevan el nombre de ésta, y el cerro El Gallo al N; asimismo, en la línea 20 000 --

los límites de dicha capa son la mina El Chino al E y, -- posiblemente, una falla inferida aproximadamente 120 m al W del SEV 20 001 (plano 2).

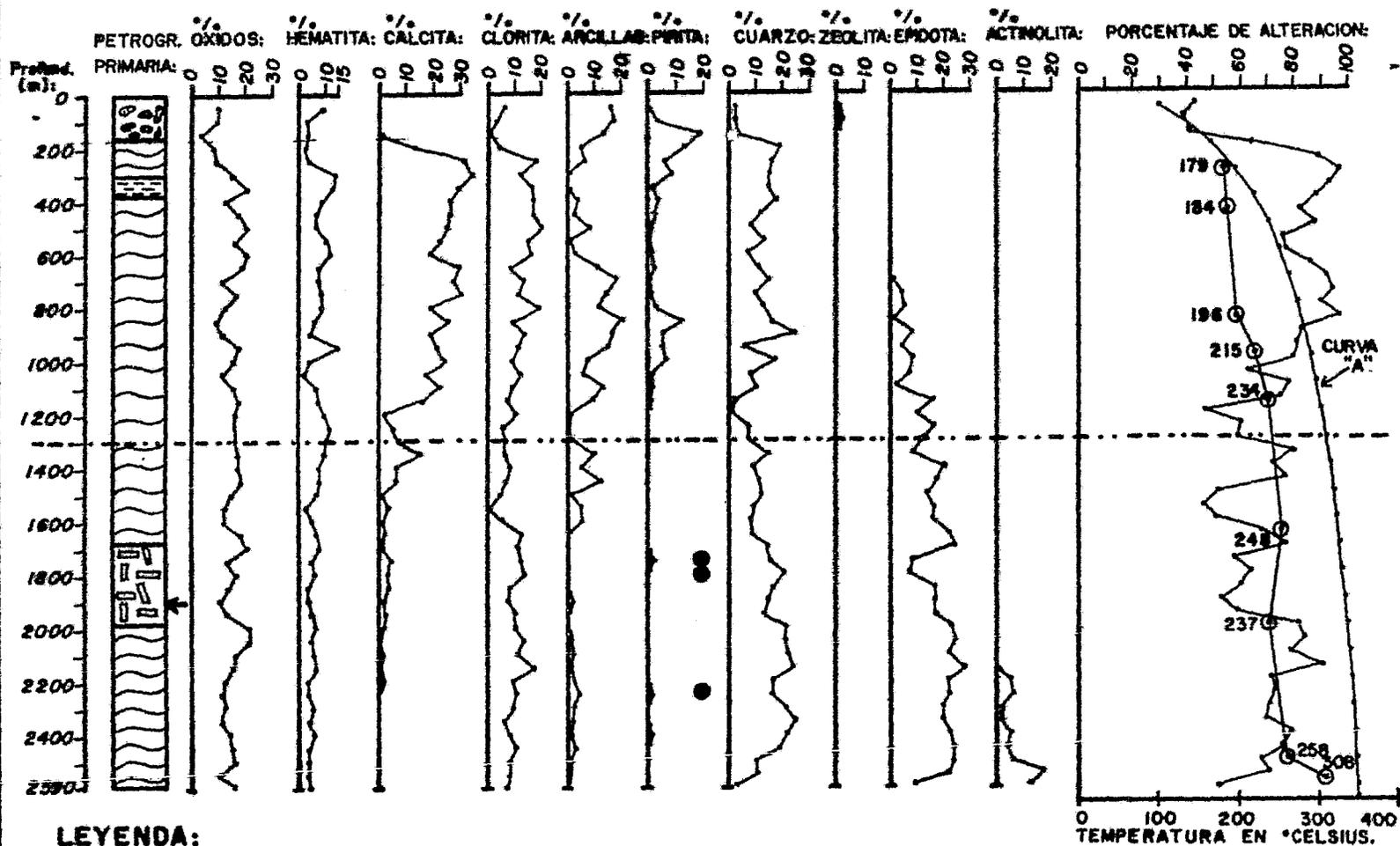
La anterior unidad geoeléctrica altamente conductora (resistividades menores a 4 ohm-m), puede correlacionarse con flujo hidrotermal que mana a través de la falla cortical de El Chino, y encuentra condiciones óptimas de ascenso tanto en la zona de debilidad del plano de falla de la "concha de deslizamiento" ya citada, como en la intersección del referido sistema estructural E-W de carácter profundo, con una falla NE-SW a la altura de las manifestaciones al S del cerro El Gallo; para finalmente dispersarse hacia el N en el flanco meridional del cerro citado, y hacia el S en el bloque caído por deslave.

Por lo que se refiere al estrato conductor sobreyaciendo al resistivo, corresponde en su mayor parte - (más del 90%) a una unidad geológica compuesta de una secuencia de andesitas basálticas de piroxenos, basaltos, y andesitas de hornblenda subordinadas; según se desprende de la correlación con la columna de "Petrografía y mineralogía primaria cualitativa (esenciales y accesorios característicos)" del informe del pozo geotérmico Azufres 9 -- por J.C. Viggiano G., de CFE, 1982, en preparación.

Hacia abajo y resaltando uno de los puntos más notables de la interpretación, podemos referirnos a la su perficie formada por la cima de la unidad geoelectrica re sistiva; dicho límite concuerda con una sensible disminu- ción a profundidad del porcentaje total de alteración de la roca en la columna litológica cortada en el pozo geo- térmico A-9; reducción constituida principalmente por el decrecimiento de calcificación, argilitización y piritiza- ción. Ver figura No. 3.

Asimismo, la anterior interfase geoelectrica - marca el inicio de un gradual aumento con la profundidad en el porcentaje de alteración por epidota, termomineral indicativo de la presencia de alta temperatura (mayor a - 230°C) en la roca.

Respecto al estrato conductivo y sin olvidar - que una unidad geoelectrica no corresponde necesariamente a una litoestratigráfica, es posible hacer una relación di recta del incremento en porcentajes de alteración total, - con un cambio en las propiedades de permeabilidad y poro- sidad de la formación; es decir, el aumento en estas últi- mas coincide por una parte con una mayor alteración debi- do al incremento en la movilidad de los fluidos (lo que - implica transferencia de masa); y por la otra, con una - disminución en la resistividad.



LEYENDA:

-  TOBAS DE CAIDA LIBRE CON LAPILLI PUMICITICO Y DE OBSIDIANA.
-  ANDESITAS BASÁLTICAS DE PROXENOS, BASALTOS Y ANDESITAS DE HORNBLENDA SUBORDINADAS.
-  ANDESITAS AFRICAS PILOTAXITICAS DE AUGITA.
-  DACITAS PORFÍRICAS (FENOCRIETALES DE MAS DE 1 mm, EN UNA MATRIZ FELSITICA).

- CIMA DE LA UNIDAD GEOELECTRICA RESISTIVA.
- 234°C TEMPERATURA ESTABILIZADA (MEDIDA).
- ANHIDRITA (?) CONSIDERADA CUALITATIVAMENTE.
- ↓ ZONA DE PERDIDA DE CIRCULACION.

LA CURVA "A" REPRESENTA EL PUNTO DE EBULLICION DEL AGUA vs. PROFUND. ZONAS DE FALLA A LOS 1800, Y ENTRE 1080 Y 1100 m. DE PROFUNDIDAD.

PETROGRAFIA PRIMARIA, MINERALOGIA HIDROTHERMAL CUANTITATIVA, Y REGISTRO DE TEMPERATURA EN EL POZO GEOTERMICO AZUFRES-9.

NOTA: Modificado de J.C. VIGGIANO G., 1982, op. cit.

De esta manera, es factible proponer como corollario que el flujo de calor en la unidad conductiva (eléctricamente), es esencialmente por convección. Dicho sistema convectivo podría ser de tipo "forzado", donde el flujo se debe a una fuerza externa aplicada (tal como la debida al "artesianismo"); y/o "libre", causado por el incremento en la temperatura con la profundidad (que disminuye la densidad del fluido). Debe notarse que en ambos tipos de sistema, la transferencia de masa (flujo convectivo) no es más que el efecto de la fuerza de atracción gravitacional terrestre.

Ahora bien, al contrario que la anterior capa, el estrato resistivo presente al fondo de la columna interpretada, debe tener escasa permeabilidad y porosidad, baja conductividad y poca alteración; asimismo, la existencia de altos porcentajes de epidota y, con ésto, elevada temperatura, hace factible el proceso de "autosellamiento" de la formación, que traería como consecuencia que el calor subterráneo presente se transportara substancialmente en forma conductiva (sólo mediante las vibraciones atómicas de la estructura cristalina del material) para, por un lado, aumentar un mínimo de 5 veces el tiempo de enfriamiento del subsuelo, en comparación al que se tendría con flujo convectivo; y por el otro, confinar la

transferencia de masa a fallas o sistemas estructurales, a causa de la alta permeabilidad existente entre bloques.

Cabe decir que una unidad geotérmica "autose--llada", se define como el yacimiento en el cual el ascenso del flujo hidrotermal a través de los espacios porosos y permeables, produce a cierta profundidad la precipita--ción de algunas sustancias a causa de la disminución en presión y temperatura, "sellando" los espacios molecula--res con tal forma y geometría que se constituye una efi--ciente "trampa" a las corrientes convectivas, para dismi--nuir en gran medida la disipación de la energía almacena--da en dicho yacimiento. Ahondando sobre el tema, el prin--cipal proceso de autosellamiento es quizá el silícico --- (SiO_2), puesto que es muy común y se relaciona estricta--mente con cambios en temperatura; aunque no se puede des--cartar la depositación en ambientes someros de carbonato de calcio (CaCO_3), en donde exista gran disponibilidad de bióxido de carbono (CO_2) a profundidad; ni la argilitiza--ción en ámbitos ácidos.

También, debemos mencionar que "en sistemas -- geotérmicos tipo, el flujo convectivo es 5-10 veces má-- intenso que el conductivo y, por consiguiente, la rapidez de enfriamiento aumenta en esa misma proporción" (García E., 1982).

Por otra parte, la nula respuesta eléctrica -- del horizonte de dacitas porfídicas (fenocristales de más de 1 mm en una matriz felsítica), con un alto grado de porosidad y permeabilidad (como lo indica la pérdida de circulación del fluido de perforación), presente desde 1 680 hasta los 1 980 m de profundidad en la columna cortada -- por el pozo geotérmico A-9 (Viggiano, 1982), y ubicado -- dentro del electroestrato resistivo; se explica por la pequeña magnitud del cociente espesor-profundidad (de la dacita), magnitud situada dentro de los límites del inherente error instrumental en la toma de datos y, por tanto, - imposible de detectar.

Finalmente, el plano de Conductancia Longitudinal (plano 3), se puede dividir en 3 "dominios" geoelectricos:

- a) Al W un máximo (valores mayores a 200 mhos), que queda abierto hacia el NW, define una zona potencialmente interesante en la que sería recomendable ahondar - los estudios realizados, considerando, entre otras razones, "la ausencia de estructuras que limiten el campo en este sector" (De la Cruz, et al, 1982).
- b) Al centro un máximo cerrado (sondeos 20004 y 11009), - muy posible reflejo del alto grado de fracturamiento local.

- c) Al E una zona con valores que podrían considerarse -- "normales" en el área de estudio.

IV.6. CONCLUSIONES DEL LEVANTAMIENTO GEOELECTRICO

- 1). Se logró superar en gran medida el proceso de la toma de datos en el campo, base de carácter predominante en cualquier trabajo geofísico. A este respecto, se mejoró notablemente el cociente señal/ruido mediante el aumento de la densidad de corriente empleada; y la disminución de interferencia EM por medio de la separación horizontal de los circuitos de emisión y recepción.
- 2). Se comprobó el carácter de aproximación del -- filtro de Ghosh en la solución al problema directo en --- arreglos de sondeos Schlumberger, notable en modelos geo-eléctricos con fuertes contrastes de resistividad.
- 3). Se localizó un delgado estrato superficial de muy baja resistividad (menor a 4 ohm-m), al S y SW del cerro El Gallo, al W de la línea 20 000 y 11 000, que debe ser reflejo de flujo termal superficial proveniente de la falla cortical El Chino.

4). Se determinaron los límites de un estrato conductivo dentro de la unidad de andesitas basálticas de piroxenos, basaltos y andesitas de hornblenda subordinadas. Las principales características de éste son la presencia de porosidad y permeabilidad, un porcentaje de alteración total cercano al 80% constituido principalmente por calcificación, piritización y argilitización; y, como consecuencia de lo anterior, un flujo termal esencialmente convectivo que implica transferencia de masa.

5). El estrato definido al fondo de la columna geológica eléctrica presenta según la interpretación escasa porosidad y permeabilidad, baja conductividad, autosellamiento y alto grado de calor que se transporta principalmente en forma conductiva, aumentando por lo menos 5 veces el período de tiempo de enfriamiento de esta unidad.

6). El horizonte de dacitas porfídicas encontrado en el pozo geotérmico A-9 a partir de los 1 680 m de profundidad, no es detectable debido principalmente a su exiguo cociente espesor-profundidad, y su relativamente pobre contraste de resistividad con las unidades circundantes.

7). La zona de estudio presenta un área de interés abierta hacia el NW, y otra al centro producto del alto -

grado de fracturamiento local; ambas de muy bajas resistividades.

8). Por todo lo anterior, es factible proponer -- una relación entre resistividades y permeabilidad, porosidad, porcentaje de alteración y flujo de calor en forma - conductiva o convectiva; mediante los SEV y su correla--- ción con la geología del subsuelo conocida.

De esta manera, es posible formular las siguientes recomendaciones respecto al Módulo El Chino, del Campo Geotérmico de Los Azufres:

1). "Cerrar" la anomalía de resistividad que se encuentra al NW del área de estudio para precisar los límites potenciales del campo geotérmico en dicha zona.

2). Hacer análisis profundos de los valores en resistividad que se encuentren y su relación con la litología, porosidad, permeabilidad y, en su caso, con la mineralogía hidrotermal y formas de flujo de calor en el subsuelo.

3). Implementar técnicas geofísicas (principalmente geoeléctricas para aprovechar el equipo de que se dis-

pone) de mayor resolución, con el fin de determinar estratos o cuerpos de dimensiones relativamente pequeñas a --- grandes profundidades; con base tanto en nuevos arreglos electrónicos como en óptima sensibilidad instrumental.

4). Ejecutar diversos registros de pozos cuando se realizan barrenaciones, ya que se obtendría un gran beneficio a un costo mucho menor al 1% del total de la perforación, definiendo la magnitud de diversas propiedades físicas de las unidades geológicas en el subsuelo; datos -- que serían de gran utilidad en los trabajos de interpretación a detalle de la exploración.

RESULTADOS

Ya se ha mencionado que cada prospecto geotérmico es único en muchas formas, por lo que ningún método o serie de estudios trabajaría óptimamente en todas las circunstancias. Pese a ésto, dentro del conjunto formado por la exploración geofísica, se encontrará invariablemente algún método que ayude a definir las características físicas del subsuelo en el probable yacimiento geotérmico.

En el desarrollo de este trabajo, que trata en su conjunto con la exploración geotérmica, se ha tratado de transitar de lo general a lo particular, al partir desde la misma definición de geotermia, ubicándola en el contexto, para después atender aspectos primero de exploración, luego de geofísica y métodos eléctricos, y finalizar con la explicación detallada de la aplicación del Sondeo Eléctrico Vertical con arreglo electródico Schlumberger, en la que se incluye un ejemplo del empleo de tal dispositivo en un campo geotérmico, que corresponde a un levantamiento efectuado en fecha reciente.

De esta forma, dentro del método geofísico resistivo del SEV, se han atendido aspectos referentes a los --

principios físicos fundamentales en que se basan estos levantamientos, y sus respectivas interpretaciones directa e inversa. Además, se han manejado conceptos de modelado geofísico y filtrado lineal, y se han explicado las bases en que se fundan los diferentes algoritmos que aplican los filtros más comúnmente usados en los cálculos de curvas de resistividad aparente, proporcionando resultados de programas de cómputo que emplean dichos algoritmos.

Por medio de los resultados del levantamiento geoelectrico y de los programas de cómputo, puede concluirse que en el desarrollo de este trabajo se ha confirmado no sólo la importancia de los métodos geofísicos resistivos en la exploración y evaluación de recursos geotérmicos, sino la misma teoría del Sondeo Eléctrico Vertical incluida su interpretación, expuestas estas últimas en forma somera.

Más aún, se ha corroborado que mediante la correcta aplicación del método, desde la exigencia de un control de calidad de los datos en campo, hasta la interpretación depurada del levantamiento en su conjunto; es posible deducir con alto grado de certeza un modelo geométrico tridimensional y puntualizado del subsuelo en términos geológico-geofísicos; e, inclusive, mediante la cuidadosa correlación de todos los datos disponibles, determinar características pro-

pias del problema exploratorio a resolver (que en nuestro caso es geotérmico), tales como reflejos de flujo termal, ubicación de capas porosas, permeables y con alteración hidrotermal, precisamiento de zonas "auto-selladas"; y, por último, relaciones entre valores de resistividad de la roca con: cantidad de porosidad y permeabilidad, porcentaje de alteración, y magnitud del flujo de calor en forma conductiva o convectiva, lo que implicaría factores como tiempo de enfriamiento, transferencia de masa y autosellamiento del posible yacimiento.

De esta forma, este tipo de trabajos pasarían de una interpretación descriptiva, o a lo más cualitativa; a otra cuantitativa y detallada; y en términos no sólo geofísicos, sino del problema particular de que se trate, por más complicado que éste sea.

BIBLIOGRAFIA

ALONSO E., HECTOR. "Present Status of Geothermal Research -- and Utilization in México, its Impact on Regional Development and Implications for Future Training Programs"

In: Status of Geothermal Development in 1980. Paper presented at a meeting of the Standing Advisory Committee on Geothermal Training, Pisa, Italy; November 1980.

UNU Geothermal Training Programme, Iceland Report -- 1982, 2.

ALONSO E., HECTOR. "Situación Actual y Programas Futuros en el Aprovechamiento de la Energía Geotérmica para la Generación de Electricidad, en la República Mexicana"

Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Diciembre, 1982, Comisión Federal de Electricidad, México.

ARNORSSON, STEFAN. "Mineral Deposition from Icelandic Geothermal Waters: Environmental and Utilization Problems" Journal of Petroleum Technology. January, 1981.

- ARNORSSON, GRÖNVOLD, and SIGURDSSON. "Aquifer Chemistry of -
four High-temperature Geothermal Systems in Iceland"
Geochimica et Cosmochimica Acta, 1978.
Vol. 42. pp. 523-536.
Pergamon Press Ltd. Printed in Great Britain.
- ARROYO E., M.A. "Levantamiento Geoeléctrico en el Módulo El
Chino, Los Azufres, Mich."
Informe 65-82, Diciembre, 1982.
Departamento de Exploración. Gerencia de Proyectos
Geotermoeléctricos. CFE, Morelia, Mich. México.
- "Assessment of Geothermal Resources of the United States-1975"
D.E. White and D.L. Williams, Editors.
Geological Survey Circular 726. USA.
- ASTIER, JEAN LOUIS. "Geofísica Aplicada a la Hidrogeología"
Editorial Paraninfo, 1975. Madrid, España.
- BANWELL, C.J. "Geophysical Methods in Geothermal Exploration"
Earth Sciences, 12: Geothermal Energy.
Review of Research and Development. UNESCO, 1983.
- BERTIN, J.; LOEB, J. "Experimental and Theoretical Aspects -
of Induced Polarization".

Vols. I y II, 1976.

Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart. Germany.

BIRGIR FRIDLEIFSSON, INGUAR. "Present Status of Geothermal -
Exploration and Utilization in the World"
ONU Geothermal Training Programme.
Introductory lecture course, 1981.

BLACKWELL, DAVID D. "Thermal Methods in Geothermal Explora--
tion"
GRC-TTC: Geophysical Exploration Methods for Geothermal
Resources. Department of Geological Sciences ---
Southern Methodist University, Dallas, Texas. USA, -
1979.

BLEIL, D.F. "Induced Polarization: A Method of Geophysical
Prospecting"
Geophysics. Vol. 18 Num. 3. Julio 1953.
Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma
USA.

CAGNIARD, LOUIS. "Basic Theory of the Magneto-Telluric Me---
thod of Geophysical Prospecting"
Geophysics. Vol. 18 No. 3. Julio, 1953.
SEG. Tulsa, Oklahoma, USA.

- CAMACHO A., FRANCISCO. "Geología de la Zona Geotérmica de --
Los Azufres, Mich. México"
Informe 6-79. Agosto, 1979. Departamento de Geotermia
Gerencia General de Estudios e Ingeniería Preliminar
CFE, D.F., México.
- DANKO, JAN; AZZE PAVON, AIDA. "Goelectricidad I"
Tecnología. Serie 8, Ingeniería Geofísica No. 4. --
Enero, 1972.
Centro de Información Científica y Técnica.
Universidad de la Habana. La Habana, Cuba.
- DE LA CRUZ M., V.; AGUILAR S., J.; ORTEGA G., D.; SANDOVAL S.,
J.M. "Estudio Geológico-Estructural a Detalle del -
Campo Geotérmico Los Azufres, Mich"
Informe 9-82. 1982. Gerencia de Proyectos Geotermo--
eléctricos. CFE, México.
- DEY, ABHIJIT; MORRISON H.F. "An Analysis of the Bipole-Dipo-
le Resistivity Method for Geothermal Exploration"
Lawrence Berkeley Laboratory, University of Califor-
nia, June 1977. USA.
- DOO JUNG JIN. "True-Temperature Determination of Geothermal
Reservoirs"

Geoexploration. V. 15, 1977. P. 1-9.
Amsterdam, The Netherlands.

ELDER, JOHN W. "Physical Processes in Geothermal Areas"
In: Terrestrial Heat Flow, Geophys. Monogr. Ser.,
Vol.8, chapter 8, p. 211-239; edited by W.H.K. Lee,
AGU, Washington, D.C., 1965, USA.

ELLIS, A.J. "Chemical Geothermometry in Geothermal Systems"
Chemical Geology, 25. 1979. P. 219-226.
Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam
Printed in the Netherlands.

FACCA, GIANCARLO. "The Future of Geothermal Energy"
Chapter of "Energy of the Future", a Club of Rome --
Book.
Geothermal World Directory, 1973. USA.

FACCA, G.; TONANI, F. "The Self-sealing Geothermal Field"
Paper presented at the IAV International Symposium
on Volcanology. New Zealand, Nov. 1965.

FANELLI, M.; TAFFI, L. "Status of Geothermal Research and De-
velopment in the World"
Revue de l'Institut Francais du Pétrole.
Vol. XXXV. No. 3. Mai-Juin 1980. Paris, Francia.

FEDOTOV-BALESTA-DROZNIN-MEASURENKOV-SUGROBOV. "On a Possibility of Heat Utilization of the Avachinsky Volcanic Chamber".

Institute of Volcanology, Petropavlovsk-Kamchatsky -
683036, U.S.S.R.

FINN, CAROL; WILLIAMS, DAVID L. "Gravity Evidence for a Shallow Intrusion under Medicine Lake Volcano, California"

Geology. V.10. p. 503-507. October 1982. USA.

FOULGER, GILLIAN. "Earthquakes and the Passive Seismic Method: Their use in Geothermal Exploration and Reservoir Monitoring"

Science Institute, University of Iceland, Dunhaga 3,
Reykjavik, Iceland. Mayo de 1981.

FOURNIER, R.O. "Chemical Geothermometers and Mixing Models for Geothermal Systems"

Geothermics. Vol. 5. pp. 41-50. Pergamon Press, 1977
Printed in Great Britain.

GABEL, ROBERT A.; ROBERTS, RICHARD A. "Señales y Sistemas Lineales"

Editorial Limusa. México, 1975.

- GARCIA E., G. "Aspectos Térmicos de los Sistemas Hidrotermales"
CFE. Inédito, 1982.
- GARLAND, GEORGE D. "Introduction to Geophysics: Mantle, ---
Core and Crust"
W.B. Saunders Company, 1971. Philadelphia, USA.
- GEOHERMAL RESOURCES COUNCIL SPECIAL REPORT No. 7. "Direct
Utilization of Geothermal Energy: A Technical Hand-
book"
Chapter 2: Exploration, Confirmation and Evaluation
of the Resource. 1979.
Work group: COMBS-APPLEGATE-FOURNIER-SWANBERG-NIEL-
SON.
- GHOSH, D.P. "The Application of Linear Filter Theory to the
Direct Interpretation of Geoelectrical Resistivity -
Sounding Measurements"
Geophysical Prospecting. V.19. 1971. p. 192-217.
- GHOSH, D.P. "Inverse Filter Coefficients for the Computation
of Apparent Resistivity Standar Curves for a Horizon-
tally Stratified Earth"
Geophysical Prospecting. V.19. 1971. p. 769-775.

- GONZALEZ S., A. "Estado Actual de la Geotermia en México"
Publ. 50. Departamento de Geotermia, 1979.
Gerencia General de Estudios e Ingeniería Preliminar
CFE, México.
- HAENEL, R. "Prospecting for Geothermal Energy by Geophysical
Methods"
Physics in Technology. September, 1977.
- HOOVER-LONG-SENERFIT. "Some Results from Audiomagnetotellu-
ric Investigations in Geothermal Areas"
Geophysics. Vol. 43. No. 7. P. 1501-1514. Dic. 1978.
- HUANG, WALTER T. "Petrología"
UTEHA, 1968. D.F., México.
- IAKUBOVSKII, IU.V.; LIAJOV, L.L. "Exploración Eléctrica"
Editorial Reverté, S.A., 1980. Barcelona, España.
- ISITA Y SEPTIEN, JOSE. "Aspecto General de la Explotación --
Geotérmica"
Recursos Geotérmicos. CFE, México.
- JOHANSEN, H.K. "An Interactive Computer/Graphic-Display-Ter-
minal System for Interpretation of Resistivity Soun-
ding"

Geophysical Prospecting. V.23. No. 3. p. 449-458.
1975.

JOHANSEN, H.K. "A Man/Computer Interpretation System for Resistivity Soundings over a Horizontally Stratified Earth"
Geophysical Prospecting. V.25. No.4. P. 667-691. ---
1977.

KELLER, GEORGE V.; FRISCHKNECHT, FRANK C. "Electrical Methods in Geophysical Prospecting"
Pergamon Press, 1966. Oxford, Great Britain.

KOEFOED, OTTO. "Progress in the Direct Interpretation of Resistivity Soundings: an Algorithm"
Geophysical Prospecting. V.24. P.233-240, 1976.

KOEFOED, OTTO. "An Approximate Method of Resistivity Sounding Interpretation"
Geophysical Prospecting. V.24. P.617-632, 1976.

KOEFOED, OTTO. "Geosounding Principles, 1: Resistivity Sounding Measurements"
Methods in Geochemistry and Geophysics, 14A.
Elsevier Scientific Publishing Company. 1979.
Amsterdam, The Netherlands.

- KOEFOED, O.; DIRKS, F.J.H. "Determination of Resistivity --- Sounding Filters by the Wiener Hopf Least Square Method"
Geophysical Prospecting. V.27. P.245-250, 1979.
- KUNETZ, GEZA. "Principles of Direct Current Resistivity Prospecting"
Gebrüder Borntraeger, 1966. Berlin, Germany.
- KUNETZ, G.; ROCROI, J.P. "Traitement Automatique des Sondages Electriques"
Geophysical Prospecting. V.18. P.157-198. 1970.
- LACHENBRUCH, A.H. "Crustal Temperature and Heat Production: Implications of the Linear Heat-flow Relation"
Journal of Geophysical Research. V.75. No.17. P.3291-3300. 1970.
- LACHENBRUCH-SASS-MUNROE-MOSES. "Geothermal Setting and Simple Heat Conduction Models for the Long Valley Caldera"
Journal of Geophysical Research. Vol.81. No.5. February 10, 1976.
- LAGUYAN, DOMINGO G. "Goelectrical Sounding and its Application in the Theistareykir High-temperature Area, Ne-ice-land"

UNU Geothermal Training Programme, Iceland. Report
1981-5.

LONG, C.L.; KAUFMANN, H.E. "Reconnaissance Geophysics of a
Known Geothermal Resource Area, Weiser, Idaho and Vale,
Oregon"

Geophysics. Vol.45. No.2. February 1980, P.312-322.

MABEY-HOOVER-O'DONNELL-WILSON. "Reconnaissance Geophysical -
Studies of the Geothermal System in Southern Raft-River
Valley, Idaho"

Geophysics. Vol.38. No.6. December 1973. P. 1130-1144

MAJER, E.L.; McEVILLY, T.V. "Seismological Investigations at
the Geysers Geothermal Field"

Geophysics. Vol.44. No.2. February 1979. P.246-269.

MUFFLER, L.J. PATRICK. "Geothermal Energy and Geothermal Re-
sources of Hydrothermal Convection Systems"

In: 2nd. Rubey Volume (on Energy). W.G. Ernst, edi-
tor. 1980.

MUFFLER, L.J.P. "Geothermal Resources"

United States Mineral Resources.

U.S. Geological Survey Prof. Paper 820. 1973. USA.

- MUFFLER-CONSTAIN-FOLEY-SAMMEL-YOUNGQUIST. "Nature and Distri
bution of Geothermal Energy"
In: Direct Utilization of Geothermal Energy -A Tech
nical Handbook.
Geothermal Resources Council Special Report No. 7.
Oregon Institute of Technology. 1979.
- MUFFLER, L.J.P.; WHITE, D.E. "Geothermal Energy"
The Science Teacher. Vol. 39. No.3. March, 1972.
Washington, D.C. USA.
- NETTLETON, L.L. "Elementary Gravity and Magnetism for Geolo-
gists and Seismologists"
Society of Exploration Geophysicists. Monograph Se-
ries. Number 1. 1971. Tulsa, Oklahoma, USA.
- OFFICER, CHARLES B. "Introduction to Theoretical Geophysics"
Springer-Verlag. 1974. New York, USA.
- O'NEILL, D.J. "Improved Linear Filter Coefficients for Appli-
cation in Apparent Resistivity Computations"
Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys. V.6. No.4. Decem-
ber, 1975.
- ORELLANA, ERNESTO. "Prospección Geoeléctrica por Campos Va-
riables"
Edit. Paraninfo, 1974. Madrid, España.

- ORELLANA, ERNESTO. "Prospección Geoeléctrica en Corriente --
Continua"
2a. edición, Paraninfo, 1982. Madrid, España.
- PALMASON, GUDMUNDUR. "Geophysical Methods in Geothermal Ex--
ploration"
Orkustofnun (National Energy Authority), Laugavegi -
116, Reykjavik, Iceland, 1975.
- PARASNIS, D.S. "Principios de Geofísica Aplicada"
Ed. Paraninfo, 1970. Madrid, España
- PARASNIS, D.S. "Geofísica Minera"
Ed. Paraninfo, 1971. Madrid, España.
- PARKHOMENKO, E.I. "Electrical Properties of Rocks"
Plenum Press. New York. USA, 1967
- PATELLA, D. "A Numerical Computation Procedure for the Di---
rect Interpretation of Geoelectrical Soundings"
Geophysical Prospecting. V.23. P.335-362, 1975.
- PORSTENDORFER, GOTTFRIED. "Principles of Magneto-Telluric --
Prospecting"

Geoexploration Monographs. 1-No.5. 1975.

Gebrüder Borntraeger, Berlin-West-Stuttgart. F.R.
Germany.

PRESS, FRANK; SIEVER, RAYMOND. "Earth"

W.H. Freeman and Company. San Francisco, California,
USA. Second Edition, 1978.

RINEHART, JOHN S. "Geysers and Geothermal Energy"

Springer-Verlag. 1980. New York, USA.

SABINS, FLOYD F. "Remote Sensing: Principles and Interpreta
tion"

W.H. Freeman and Company. San Francisco, California,
USA. 1978.

SCHEIDEGGER, ADRIAN E. "Foundations of Geophysics"

Elsevier Scientific Publishing Company. 1976.
Amsterdam, The Netherlands.

SEAMOUNT, D. TAYLOR; ELDERS, WILFRED A. "Use of wireline logs
at Cerro Prieto in Identification of the Distribution
of Hydrothermally Altered Zones and Dike Locations,
and their correlation with Reservoir Temperatures"
Institute of Geophysics and Planetary Physics.
University of California. UCR/IGPP-81/10. USA.

- SHERIFF, ROBERT E. "Encyclopedic Dictionary of Exploration - Geophysics"
Society of Exploration Geophysicists.
Tulsa, Oklahoma. USA, 1973.
- SIGVALDASON, G.F. "Geochemical Methods in Geothermal Exploration"
Earth Sciences, 12: Geothermal Energy.
Review of Research and Development. UNESCO, 1973.
- SUMNER, J.S. "Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration"
Developments in Economic Geology, 5.
Elsevier Scientific Publishing Company, 1976.
Amsterdam, The Netherlands.
- SZARANIEC, E. "Direct Resistivity Interpretation by Accumulation of Layers"
Geophysical Prospecting. V.28. No.2., 1980.
- TAKAHASHI, PATRICK K.; CHEN, BILL. "Geothermal Reservoir Engineering"
Geothermal Energy Magazine. October, 1975, USA.

TELFORD-GELDART-SHERIFF-KEYS. "Applied Geophysics"

Cambridge University Press, 1976.

New York, USA.

VIGGIANO G., J.C. "Petrología y Mineralogía Hidrotermal en -
los Pozos A-9 y A-29"

En preparación. Gerencia de Proyectos Geotermoeléc
tricos. CFE, México, 1982.

WAIT, JAMES R. "Geo-Electromagnetism"

Academic Press, Inc. 1982. New York, N.Y. 10003, USA

WHITE-MUFFLER-TRUESDELL. "Vapor-Dominated Hydrothermal Systems
Compared with Hot-Water Systems"

Economic Geology. Vol.66, 1971; pp. 75-97.

WILT, M.J.; GOLDSTEIN, N.E. "Interpretation of Dipole-Dipole
Resistivity Monitoring Data at Cerro Prieto"

Lawrence Berkeley Laboratory, University of Califor
nia, USA.

ZOHDY, ADEL A.R. "Automatic Interpretation of Schlumberger -
Sounding Curves, using Modified Dar Zarrouk Functions"

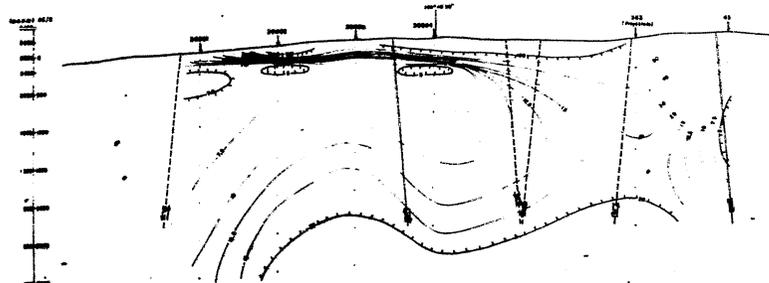
Geological Survey Bulletin 1313-E, 1975

Washington, D.C., USA.

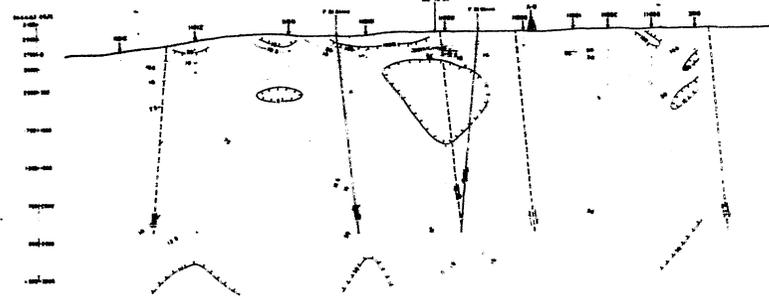
ZOHDY-ANDERSON-MUFFLER. "Resistivity, Self-Potential, and --
Induced-Polarization Surveys of a Vapor-dominated --
Geothermal System"
Geophysics. Vol.38. No.6. December, 1973.
p. 1130-1144.

SECCIONES GEOELECTRICAS CUALITATIVAS

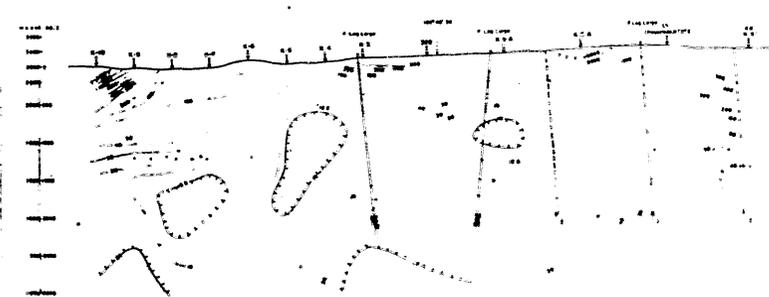
L I N E A 20000



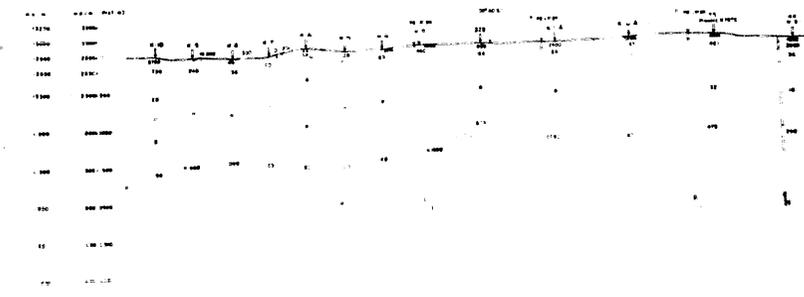
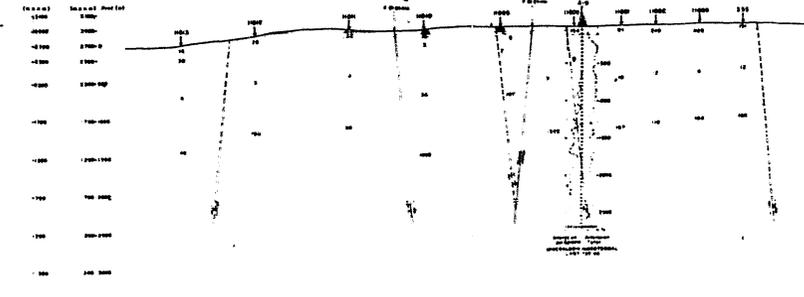
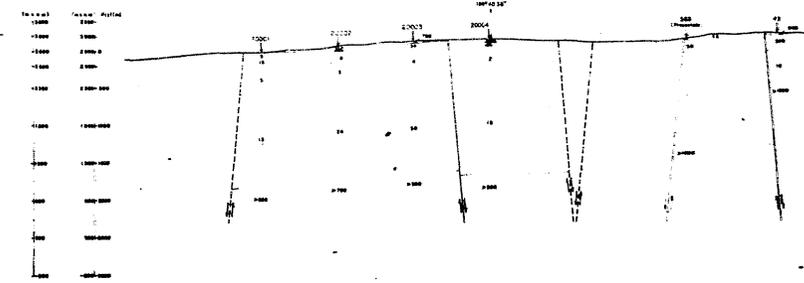
L I N E A 11000



L I N E A X X X



SECCIONES ELECTROESTRATIGRAFICAS INTERPRETADAS



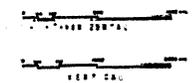
SIÑOS CONVENCIONALES GEOFISICOS

- (with vertical line) — (with horizontal line) — (with diagonal line) — (with dots) — (with dashes) — (with solid line) — (with wavy line) — (with zigzag line) — (with vertical line and dots) — (with vertical line and dashes) — (with vertical line and solid line) — (with vertical line and wavy line) — (with vertical line and zigzag line)

NOTAS
PERFILES CON ORIENTACION
E-W (Línea 20000)

Alto de las montañas del Estado de Chiapas

Los datos de esta sección se obtuvieron en el mes de mayo de 1964 en el terreno de la zona de estudio, con un equipo de tipo profesional.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA
TOMO PROFESIONAL
SECCIONES GEOELECTRICAS

