

T
538.7
M521p
1978
F.I y Aeq.

093059

EJ. 1

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA
DEPARTAMENTO DE FISICA

TRABAJO DE GRADUACION

"PROSPECCION MAGNETOMETRICA EN AREAS
GEOTERMICAS DE LA ZONA ORIENTAL"

MAYO DE 1978



SAN SALVADOR

EL SALVADOR

CENTRO AMERICA

TRABAJO DESARROLLADO POR

JOSE FRANCISCO MELGAR BRIZUELA

Previo a la opción del

Título de

LICENCIADO EN FISICA

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

UES BIBLIOTECA CENTRAL



INVENTARIO: 10123396

Rector: Ing. Salvador Enrique Jovel
Secretario: Dr. Rafaél Ovidio Villatoro.

FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA

Decano: Arq. Manuel Enrique Alfaro.
Secretario: Ing. Luis Carbajal Valdez.

DEPARTAMENTO DE FISICA

Jefe de Departamento: Ing. José Francisco Aguirre.

SEMINARIO DE GRADUACION

Asesor: Ing. David Enoc Escobar.

INDICE

	PAGINA
INTRODUCCION	1
OBJETIVOS	3

CAPITULO I

LA PROSPECCION GEOTERMICA

INTRODUCCION	4
SISTEMAS HIDROTERMALES	5
GRADIENTES DE CONDUCTIVIDAD TERMICA	6
Regiones de Conductividad Térmica Normal	8
Areas de Gradientes de Conductividad Térmica anormalmente elevados	10
DEPOSITOS GEOTERMICOS	11
SISTEMAS DE CONVECCION HIDROTERMICA	16
Sistemas de Aguas Calientes	17
Sistemas Dominados por Vapor	18

CAPITULO II

METODOS GEOFISICOS.

INTRODUCCION	21
EL METODO SISMICO	22
EL METODO GEOELECTRICO	25
EL METODO GRAVIMETRICO	
Introducción	28

Las Bases Físicas de la Prospección Gravimétrica	28
EL POTENCIAL GRAVITATORIO	30
El Campo y el Efecto Gravitacional	33
El Estrato Equivalente	34
APLICACIONES DEL METODO GRAVIMETRICO	
Introducción	37
LA FORMA DE LA TIERRA. EL GEOIDE	37
CORRECCIONES A LA GRAVEDAD OBSERVADA	39
Corrección de Aire Libre	39
Corrección de Bouguer	40
Corrección Topográfica	42
Otras correcciones	43
ANOMALIA GRAVITATORIA	44
INTERPRETACION DE LOS DATOS GRAVIMETRICOS	45
Uso de Formas Geométricas Simples	46
Estimación de Profundidad	48
Investigación Gravimétrica para Prospección Geotérmica	49

CAPITULO III

EL METODO MAGNETICO

INTRODUCCION	51
FUNDAMENTOS FISICOS	52
Intensidad del <u>Campo Magnético</u>	52
Reducción a un plano horizontal	55

Uso de Fomas Geométricas Simples	56
El Método Magnético Para Prospección Geotérmica	58

CAPITULO IV

PROSPECCION MAGNETICA EN EL AREA GEOTERMICA BERLIN - LEMPA.

INTRODUCCION	60
EL AREA BERLIN-LEMPA	61
BREVE DESCRIPCION DEL APARATO DE MEDICION	61
La Cuadrícula	64
La Estación Base	64
LAS CORRECCIONES	65
Corrección por Temperatura	65
Corrección Normal	65
Corrección Diurna o Temporal	65
Otras Correcciones	66
Remoción de Gradientes Regionales	67
INTERPRETACION GEOLOGICA DEL MAPA DE ISOGAMAS DEL AREA GEOTERMICA BERLIN-LEMPA	68
INTERPRETACION GEOLOGICA DE PERFILES MAGNETICOS	71
CONCLUSIONES DEL TRABAJO EXPERIMENTAL	72
LIMITACIONES	75
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	75
BIBLIOGRAFIA	77

INTERPRETACION GEOLOGICA DE PERFILES MAGNETICOS

En el área geotérmica en cuestión, el graduando realizó mediciones magnéticas a lo largo de 8 líneas topográficas paralelas de 10 km. de largo en promedio y de la línea base (dividida en línea base norte y línea base sur) de extensión total de 16 km. Estos valores fueron ploteados sobre un plano de coordenadas rectangulares; la coordenada vertical indica el campo magnético vertical y la horizontal indica la posición que las estaciones ocupan dentro de cada línea topográfica.

El análisis de estos perfiles confirma la hipótesis geológica de que la zona Berlin-Lempa, es una región de fallas y fracturas. Tal hipótesis se estableció en base a la prospección geológica que realizara el Ingeniero Mauricio Retana.

Se estableció que los perfiles de mayor interés son los correspondientes a las líneas 1, 2 y 5.

El perfil adjunto corresponde a la línea 1 y sobre el mismo, analizado a tramos, se presentan las hipótesis geológicas para cada uno.

Observese que en el tramo comprendido entre 3.5 Km y 4.5 Km. de dicha línea los valores magnéticos son altos, indicando la presencia de un dique lávico, así mismo puede observarse las zonas de contacto entre las diferentes estructuras geológicas.

Los valores magnéticos bajos, como los comprendidos entre el Km. 11 y el Km. 12 indican la presencia de basamentos tobácicos.

INTRODUCCION

La investigación y solución de muchos problemas nacionales requiere la participación de hombres de ciencia. Por tal motivo el Departamento de Física de la Universidad de El Salvador consideró en su primera Jornada de Física, - que el desarrollo del mismo debería encauzarse a la formación de físicos con orientación en aquellas especialidades que puedan contribuir a resolver problemas tales como la búsqueda de energía, de fuentes de agua para la ciudad y el campo, etc.

El trabajo de tesis que en esta oportunidad se presenta debe considerarse como uno de los primeros pasos que el Departamento de Física ha dado con el objeto de formar personal con orientación a la Geofísica.

Este trabajo se ha realizado con la colaboración del Departamento de Estudios Geotérmicos de la Comisión Ejecutiva Hidroeléctrica del Río Lempa (C.E.L.). El proyecto de tesis incluyó que el graduando realizara la parte experimental del mismo en el área geotérmica BERLIN-LEMPA del oriente del país, durante cuatro meses y medio y asistiera al *Primer Simposio Internacional sobre Energía Geotérmica en América Latina*. Realizado en la ciudad de Guatemala del 18 al 23 de Octubre de 1976.

A pesar de que el proyecto de tesis está centrado en la prospección magnética, parte del mismo se dedica a la descripción de otros métodos geofísicos (Capítulo II), así como también a la descripción de los sistemas hidrotermales, (Capítulo I)

En el Capítulo II, METODOS GEOFISICOS, se describen los métodos Sísmico, Geoeléctrico y Gravimétrico. Los dos primeros en forma breve y el tercero con mayor extensión, considerado en dos partes: EL POTENCIAL GRAVITATORIO y - APLICACIONES DE METODO GRAVIMETRICO.

El Método Magnético se describe por aparte en el Capítulo III y la prospección magnética realizada en el área geotérmica Berlín-Lempa, con su respectiva interpretación geológica, es descrita en el Capítulo IV.

OBJETIVOS.

- 1° Estudiar las bases físicas de la prospección magnética y otros métodos geofísicos
- 2° Realizar una prospección con ayuda de personal técnico, dentro de la cual se busque lo siguiente:
 - a) Contribuir a la búsqueda de energía en el área geotérmica Berlín-Lempa.
 - b) Aprender el manejo de los aparatos de prospección y las técnicas de interpretación de datos
 - c) Conocer los problemas y fundamentos de las demás prospecciones que se realicen simultáneamente dentro del proyecto de estudios geotérmicos del área.
- 3° Elaborar un trabajo de tesis que pueda servir de guía a otros estudiantes de la licenciatura en física que busquen orientar su formación hacia la especialidad de la Geofísica, y en especial en la rama de la Geotermia.

CAPITULO I

LA PROSPECCION GEOTERMICA

INTRODUCCION

El interior de la tierra representa un enorme reservatorio de energía. Sin embargo, en el presente, la mayoría de esta energía no constituye una fuente utilizable, siendo apenas unas pocas y relativamente pequeñas regiones, donde las condiciones superficiales permiten una favorable explotación de los recursos geotérmicos.

De tal manera que la búsqueda de la energía geotérmica comienza por la localización y evaluación de "los centros geotérmicos"

En la actualidad, la Geotermia, rama de la Geofísica, ha alcanzado un notable desarrollo, siendo varias las técnicas que se utilizan en la búsqueda y evaluación de tales "centros geotérmicos". Entre ellas podemos mencionar: Técnicas eléctricas, electromagnéticas, gravimétricas, sísmicas, de - gradiente térmico, infrarrojos, magnéticas, geoquímicas, geológicas, etc.

Es por estas razones que se inicia el presente trabajo con una breve - descripción acerca de los sistemas hidrotermales.

SISTEMAS HIDROTERMALES.

Los recursos geotérmicos tienen su origen en la distribución de temperaturas y por lo tanto de la energía térmica debajo de la superficie terrestre. El adelanto de la tecnología moderna ha sido capaz de producir electricidad a partir de vapores geotérmicos.

Para ello se requiere:

- 1) Depósitos o fuentes geotérmicas de altas temperaturas, de preferencia superiores a los 200°C.
- 2) Que tales depósitos se encuentren relativamente cercanos a la superficie. De preferencia que no excedan los 5 kilómetros de profundidad.
- 3) La existencia de fluidos naturales para transportar el calor hacia la superficie y hacia las plantas eléctricas. (Los depósitos de rocas secas de altas temperaturas son una excepción. Véase pag. 13)
- 4) Volumen adecuado de las fuentes, mayor de 5 Km³.
- 5) Suficiente permeabilidad para asegurar una salida continua y a una velocidad adecuada de los fluidos hacia los pozos, y
- 6) Que no se presenten problemas técnicos insalvables, tales como los relacionados con la perforación de pozos, el control de la presión en los mismos y la corrosión de las tuberías por la salinidad de las aguas.

Tal conjunto de características se encuentra muy raras veces en la superficie terrestre.

Los sistemas de convección hidrotermales, ya sean dominados por vapor o por agua caliente, están generalmente asociados a las características geológicas y a la actividad volcánica.

Según D.E. White los detalles propios de la mayoría de las áreas geotérmicas del oeste de los Estados Unidos y de la zona central de México, no están todavía lo suficientemente esclarecidos, pero las últimas investigaciones indican que están relacionadas con actividades volcánicas recientes, flujo calorífico elevado, y relativamente poca profundidad hacia el manto.

Antes de describir las características de los "depósitos geotérmicos" se presentan algunos conceptos necesarios para la comprensión del tema.

GRADIENTES DE CONDUCTIVIDAD TERMICA

Las temperaturas debajo de la superficie terrestre son principalmente controladas por los siguientes factores: a) Por conducción del calor a través de rocas sólidas, b) Por convección en fluidos circulantes y c) Por transporte de masa en el magma. Otras formas de transmisión del calor (por radiación) son consideradas de menor importancia; aún más, el transporte de masa en el magma es considerado únicamente a través de sus efectos en la conducción y en la convección hidrotérmica.

(1) Donald E. White, CHARACTERISTICS OF GEOTHERMAL RESOURCES.

La conducción es el modo predominante con que se transmite calor en la mayor parte de la corteza terrestre. En aquellas regiones donde la conducción es dominante, la temperatura crece continuamente con la profundidad, aunque ello no implica que el gradiente de temperatura sea uniforme.

Existen relaciones de gran importancia entre el gradiente de temperatura, el flujo calorífico y la conductividad térmica de las rocas. Estas magnitudes se relacionan por la ley del calor de Fourier:

$$q = -k \left(\frac{dT}{dh} \right)$$

siendo:

q = el flujo calorífico por unidad de área, medido en μ cal/cm².seg.

k = la conductividad térmica medida en mcal/cm. seg. °C.

$\frac{dT}{dh}$ = el gradiente térmico medido en °C/m.

De tal manera que el gradiente de temperatura es proporcional al flujo calorífico e inversamente proporcional a la conductividad térmica.

El flujo calorífico es el parámetro de mayor importancia, pero ordinariamente debe ser determinado a partir del gradiente y de la conductividad, debido a que para bajos niveles, el flujo calorífico no puede ser medido con exactitud a través de métodos directos.

En las regiones dominadas por conducción y escasas de perturbaciones significativas de convección, el flujo calorífico es relativamente constante, pero la conductividad de las rocas difiere grandemente con la profundi-

dad como una función de la mineralogía, porosidad y contenido de fluidos en los poros. Por lo tanto, el gradiente de temperatura puede variar grandemente con la profundidad, como en la curva B de la Figura 1. De manera que un gradiente cercano a la superficie no puede ser extrapolado hacia abajo en forma confiable, al menos mientras no se tenga la adecuada información acerca de los probables cambios de porosidad y conductividad térmica de los diferentes tipos de rocas y especialmente hasta que las posibles influencias convectivas hayan sido evaluadas.

Regiones de Gradiente de Conductividad Térmica Normal.

El promedio terrestre de flujo calorífico es de alrededor de 1.5μ cal/cm². seg. o sea 1.5 h.f.u. (unidad geotérmica de flujo). Esto es alrededor de 0.5×10^{-3} veces el promedio de energía solar en la superficie terrestre.

Según Krugger y Otte (1), en prospección geotérmica un flujo calorífico normal es aquel que se encuentra entre 0.8 h.f.u y 2.0 ch.f.n y el valor de la conductividad térmica de la mayoría de las rocas normales oscila entre 4 y 10 m cal/cm. seg°C. O sea que en las regiones normales la temperatura puede aumentar, en promedio, unos 30°C por kilómetro de profundidad.

Por tanto, la mayoría de las regiones normales no son favorables para la explotación geotérmica. Sin embargo, algunas regiones presentan una combinación de flujo calorífico en la parte más elevada del rango normal y por otro lado una conductividad térmica en la parte más baja del mismo. Una región con tales características podría presentar un cambio de temperatura de

(1) Véase *GEOHERMAL ENERGY*.

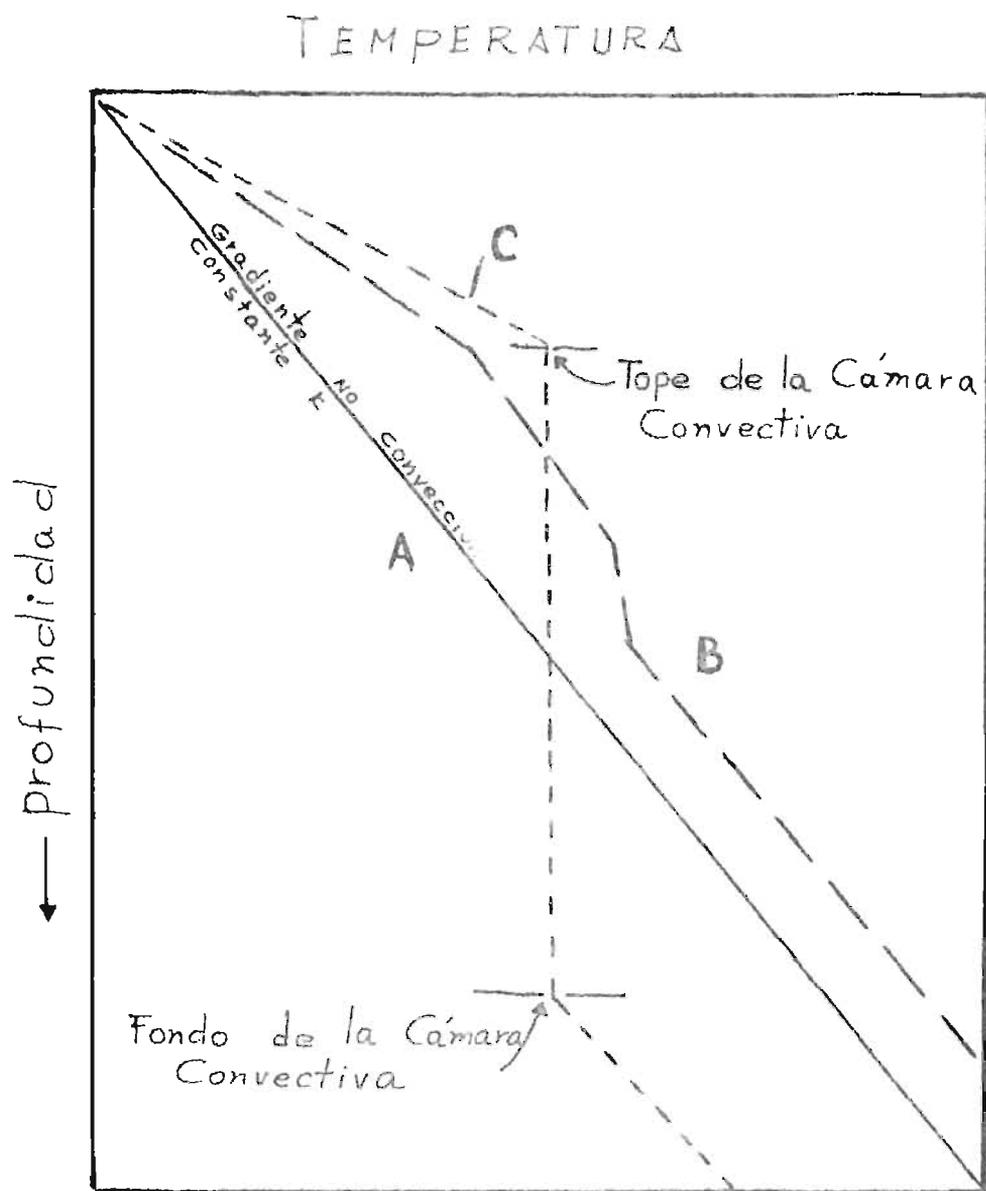


Fig. 1. Tomada de "Geothermal Energy", Kruger y Otte.

50°C por kilómetro. Una región de éstas podría ser una excepción con el adelanto tecnológico.

Areas de Gradientes de Conductividad Térmica Anormalmente Elevados.

Como puede deducirse, las regiones de elevados gradientes de temperatura resultan de elevados flujos caloríficos, de bajas conductividades térmicas de una combinación favorable de ambos factores. En algunas regiones, favorablemente grandes, como Hungarian Basin, los gradientes de temperatura llegan a ser localmente cercanos a los 100°C/km; en Montana, Estados Unidos, el flujo calorífico es alto. 7 h.f.u., pero también la conductividad térmica de las rocas es grande y el promedio de los gradientes de temperatura es de 75°C/km. Otra región que presenta un alto flujo calorífico combinado favorablemente con baja conductividad térmica es la región adyacente a Clearlake, California, donde el gradiente de temperatura es bastante superior a los 100°C/km. Estas áreas están generalmente relacionadas con grandes intrusiones ígneas (1).

Regiones similares a las observadas cumplen con el requisito 1 de la pág. 5

(1) Kruger y Otte: "GEOTHERMAL ENERGY" Pág. 74

DEPOSITOS GEOTERMICOS,

Pasaremos, ahora, a describir las principales características de los depósitos geotérmicos.

Tres tipos de depósitos geotérmicos pueden distinguirse:

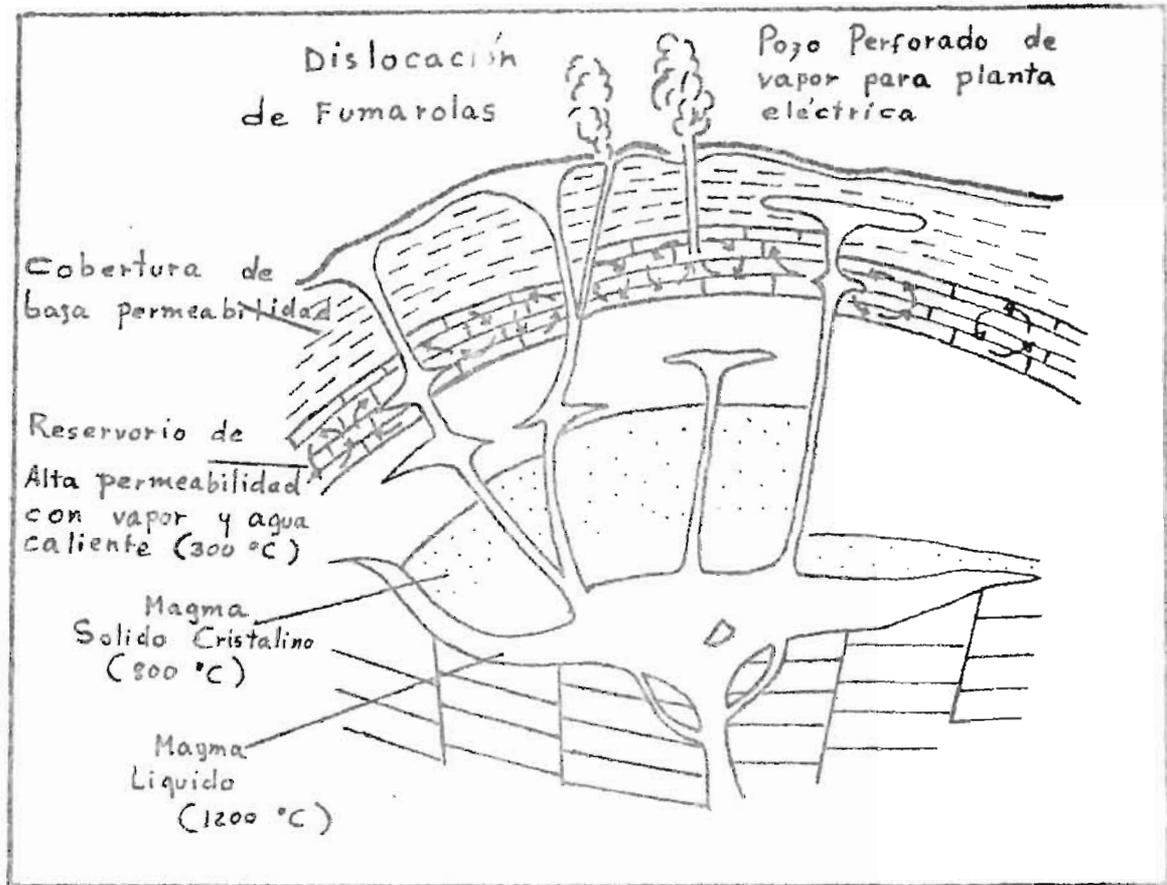
- a) Depósitos en regiones de volcanismo reciente.
- b) Depósitos en regiones de basamento sedimentario.
- c) Depósitos en regiones de rocas secas de alta temperatura.

En el primer caso, los depósitos geotérmicos se encuentran en regiones con actividad volcánica, o en áreas con actividad volcánica reciente, menor de 10,000 años. En tales regiones la fuente de calor está caracterizada por intrusiones magnéticas de alta temperatura. El agua subterránea al llegar a una de estas cámaras magnéticas es calentada y como resultado se produce vapor. Estas áreas son también conocidas como áreas de alta entalpía y son favorables para la producción de energía eléctrica. Son regiones de alto contenido energético por unidad de volumen.

Básicamente un depósito de estos consiste de una cobertura de roca impermeable que se encuentra encima de un reservorio de roca permeable. Estos reservorios pueden encontrarse a profundidades que van de los 200 mts los 4 km. (ver Fig. 2).

En el caso de que el volcanismo de la región sea mayor de 10,000 años pero menor de 1,000,000 de años, entonces solo se espera encontrar agua caliente. Estas regiones son llamadas "áreas de baja entalpía".

Fig.2 DEPOSITO GEOTERMICO DEL TIPO DE REGIONES DE ACTIVIDAD VOLCANICA RECIENTE.



Tomada de PHYSICS IN TECHNOLOGY, Sept. 77

El segundo tipo de depósitos, en regiones de basamento sedimentario, se caracterizan por ser estructuras depresivas llenas de agua sedimentaria. Las profundidades de estos sedimentos oscilan entre las 2 y los 5 km. Si se considera un gradiente normal de temperatura $\frac{\Delta T}{\Delta h} = 30^\circ\text{C}/\text{km.}$, las temperaturas a esperarse estarán entre los 60°C y los 150°C . Sin embargo en muchos casos, los gradientes de temperatura son mayores que lo normal. El agua de estas estructuras sedimentarias es utilizada principalmente en aplicaciones no eléctricas. (ver Fig. 3).

El tercer tipo de depósitos, en regiones de rocas secas de altas temperaturas, están caracterizados por rocas duras de baja permeabilidad tales como, granito, basaltos, gneiss. Otra característica, como su nombre lo indica es la ausencia de fluidos naturales en tales regiones. Las profundidades son variables y pueden encontrarse en la corteza ya sea cerca de la superficie o a bastante profundidad. Cuando se encuentran debajo de basamentos sedimentarios el nombre de basamentos cristalinos.

Este caso es de gran importancia para el futuro del desarrollo de la energía geotérmica.

En la actualidad solamente existe un laboratorio investigando uno de estos depósitos geotérmicos, en los Alamos. Las técnicas son muy complicadas, especialmente las de perforación, pero el principio físico es sencillo. Consiste en lo siguiente: se introduce agua fresca en forma artificial, esta agua se calienta al contacto con las rocas y luego sube por un pozo perforado, pasando por un intercambiador de calor para ser éste utilizado para usos convencionales o no convencionales. (Ver Figs. 4 y 5)

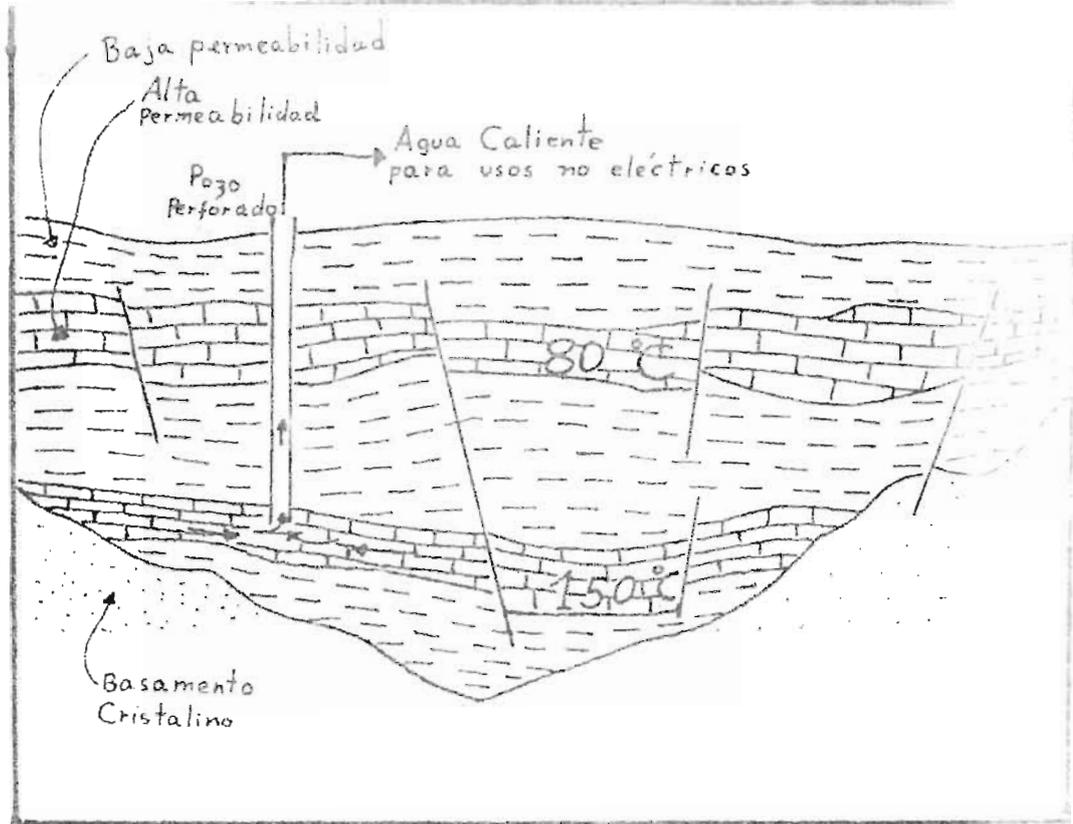


Fig.3. BASAMENTO SEDIMENTARIO.

Tomada de "PHYSICS IN TECNOLOGY" , Spt.77

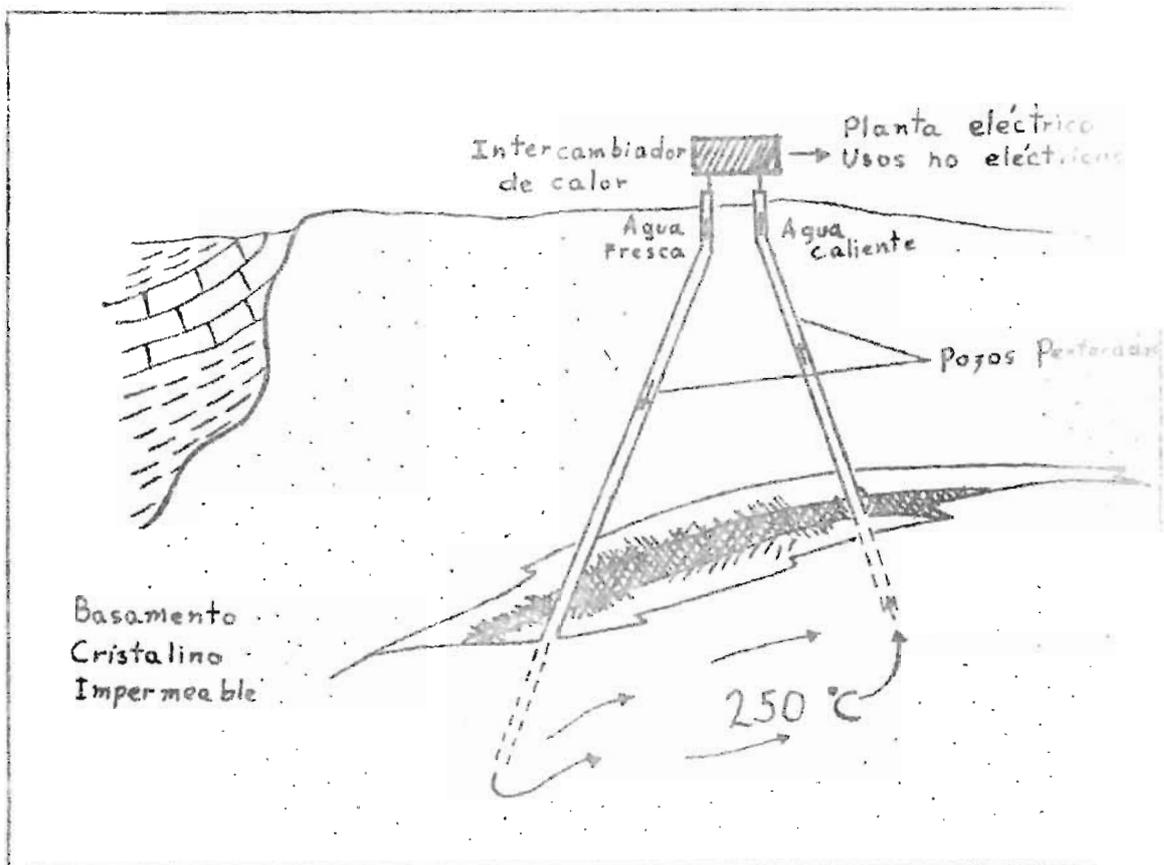


Fig. 4 DEPOSITO DE ROCA SECA DE ALTA TEMPERATURA

Tomada de "PHYSICS IN TECNOLOGY", Sept. 77

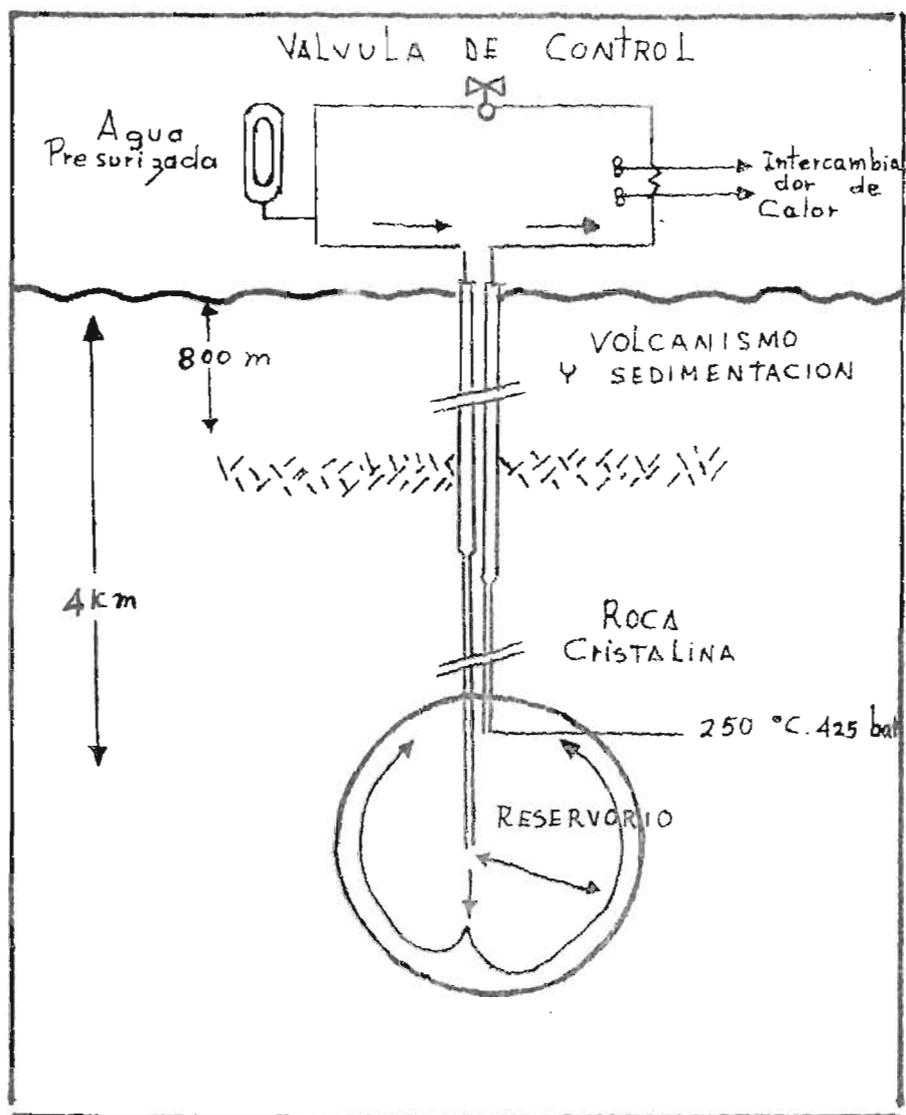


Fig. 5. La figura muestra un sistema experimental desarrollado en Los Alamos para una "mina" de calor a partir de un depósito geotérmico de rocas secas de alta temperatura.

(Tomada de PHYSICS TODAY, Enero 1977)

Estos son pues, los principales tipos de depósitos geotérmicos. Se describirá ahora las características de los dos primeros, es decir, de los que poseen fluidos naturales y que llamaremos sistemas de convección hidrotérmica.

SISTEMAS DE CONVECCION HIDROTERMICA

En los sistemas de convección hidrotérmica, la mayor parte del calor se transmite por fluidos circulantes más que por conducción. La convección ocurre a causa del calor y la consiguiente expansión de los fluidos en un campo gravitatorio; el calor suministrado en la base del sistema circulante es la energía que gobierna al sistema.

El fluido calentado, de menor densidad, tiende a subir siendo reemplazado por fluidos más fríos, de mayor densidad.

La convección, por su misma naturaleza, tiende a incrementar la temperatura en la parte superior del sistema y a disminuirla en la parte inferior del mismo. Obviamente la convección perturba el gradiente de conducción que de otra manera se obtendría y por tanto, un gradiente simple de temperatura o el flujo calorífico no pueden caracterizar un sistema de convección.

Tales gradientes son comúnmente muy elevados cerca de la superficie y localmente llegan a exceder los $3^{\circ}\text{C}/\text{mt}$. Tal gradiente, al extrapolarse excedería los 3000°C a un kilómetro de profundidad, lo cual es simplemente contradictorio, dado que las temperaturas de fusión de todas las rocas normales oscila entre los 700°C y los 1200°C .

Las medidas de gradientes de prospección y su interpretación (Prospección de gradiente térmico) han demostrado que en los sistemas de convección, el gradiente decae grandemente con la profundidad hasta llegar a la TEMPERATURA CARACTERISTICA del fondo del sistema circulante.

Sistemas de aguas calientes.

Los sistemas de agua caliente se caracterizan por agua líquida como - la fase fluida continua de control de presión. Algún porcentaje de vapor - puede estar presente, generalmente como burbujas discretas en las zonas de baja presión. La continuidad del líquido puede inferirse con alguna con - fianza, a partir de la distribución de presiones y de la abundancia de cons - tituyentes que son solubles en agua líquida pero tienen presiones bajas de vapor y carecen de solubilidad significativa en presiones bajas de vapor. La mayoría de los constituyentes en los análisis ordinarios de aguas son: SiO_2 , Na, K, Ca, Cl, etc. otros constituyentes tales como B, CO_2 , H_2S , NH_3 , son volátiles y solubles en el agua, por lo que no pueden diagnosticarse con fa - cilidad.

En la mayoría de los sistemas de convección, el agua sirve como el me - dio a través del cual el calor se transfiere desde las fuentes profundas ha - cia las fuentes geotérmicas de menor profundidad lo suficientemente bajas, para ser tipificadas por perforación.

Aguas lluvias frías se filtran bajo tierra en áreas de hasta miles de kilómetros cuadrados y luego circulan hacia abajo. A profundidades de 2 a 6 kilómetros, el agua es calentada por conducción en rocas calientes, que a

su vez probablemente sean calentadas por rocas derretidas. El agua se expande por el calor y luego sube fuertemente en una columna relativamente restringida de sección transversal de 1 a 50 km². Si las rocas tienen muchos poros interconectados o fracturas de alta permeabilidad, el agua calentada sube rápidamente a la superficie y es más disipada que almacenada. Sin embargo, si el movimiento del agua hacia arriba es impedido por rocas de poca porosidad o fracturas, la energía calorífica puede quedar almacenada debajo de las capas que impiden el ascenso del agua. El calor, por supuesto, da cuenta de la diferencia de densidad entre el agua de recarga hacia abajo y el agua caliente, incrementando la fuente de agua geotérmica.

SISTEMAS DOMINADOS POR VAPOR.

Unos pocos sistemas geotérmicos, incluyendo los importantes campos de Larderello, Italia, y los Geysers de California producen corrientes de vapor seco o supercalentado, libre de líquidos asociados. Por estas razones son conocidos como sistemas de vapor seco.

Los estados líquido y gaseoso del agua coexisten en el interior de las fuentes. En algunas de ellas es el vapor el que controla o gobierna la presión y se encuentra esparcido como un continuo. De ahí el nombre de "Sistemas dominados por vapor".

Las opiniones acerca de la naturaleza del fluido inicial en los campos de Larderello, incluyen saturación inicial con líquido y vapor supercalentado en una fuente tal que la producción es reemplazada por agua hirviendo, la cual es proporcionada por alguna fuente de aguas profundas que pueden ser

aguas que contengan sales. El autor Sestini (2) opina que son fuentes grandemente llenas con vapor pero que localmente contienen "perturbaciones de agua" que evidentemente no influyen en gran medida en las presiones a nivel del subsuelo.

De acuerdo con White, Muffler y Truesdell, los sistemas dominados por vapor del tipo de Larderello se desarrollaron inicialmente a partir de sistemas de aguas calientes caracterizados por fuertes de muy altas temperaturas y bajas razones de recargo. Cuando una fuente de sistema en desarrollo llega a ser suficientemente grande para ebullición más cantidad de agua que la que está siendo reemplazada por recargo, se empieza a formar un sistema dominado por vapor. Tales procesos probablemente llevaron de mil a diez mil años en formarse. La fracción de descarga que excede la recarga de fluidos es proporcionada por agua previamente almacenada en grandes fisuras y poros.

Cierta cantidad de agua líquida está contenida en los poros más pequeños y en las superficies de las fisuras por tensiones superficiales y por tanto, alguna cantidad de agua adicional está sin duda contenida en poros cerrados y en espacios abiertos y termina yéndose hacia abajo.

El calor perdido por conducción en los márgenes de los reservorios produce la condensación del vapor y finalmente el líquido no retenido en todas estas formas se dirige hacia abajo por gravedad hasta alcanzar rocas más profundas saturadas de agua. El vapor, sin embargo, se mantiene como un continuo controlando la presión en la mayoría de los poros y canales abiertos.

(2) Idem., Pág. 82

De acuerdo a este modelo, una superficie líquida, profunda, quizá rudimentariamente horizontal, separa la zona dominada por la fase líquida de la zona donde la presión es controlada por la fase gaseosa.

Esta superficie (profunda) de separación continúa declinando a medida que el fluido de descarga (principalmente en forma de vapor) excede la recarga y al mismo tiempo las reservas de vapor continúan desarrollándose. Solamente una parte del vapor proveniente de las aguas profundas es descargada a la superficie en forma de vapor. Probablemente la mayor parte del flujo ascendente es recondensado en las márgenes del reservorio, donde el calor se pierde por conducción, como se señaló anteriormente.

Por ejemplo, un flujo calorífico por conducción de 20 hfu entre las márgenes del reservorio y la superficie requeriría el calor proveniente de 29 kg de vapor condensado por km^2 de superficie cada segundo. El calor por conducción de la fuente no puede suministrar esta gran cantidad de energía debido a que la temperatura de la misma permanece casi constante. El calor del vapor condensado proporciona la única explicación razonable para estos fenómenos. Una implicación importante de esta conclusión, es el movimiento hacia abajo del vapor condensado, asegurando así, la coexistencia de las fases líquida y gaseosa antes de que el reservorio sea explotado.

Ya se ha mencionado los aspectos fundamentales de la prospección geotérmica y de los sistemas hidrotermales, solo resta agregar que el método de gradiente térmico es de enorme importancia para el control y la evaluación eficiente de los pozos geotérmicos, tanto de los que se encuentran en explotación como de los que se van perforando. En general la prospección del gradiente térmico va asociada con las perforaciones exploratorias.

MÉTODOS GEOFÍSICOS.

INTRODUCCION

Los distintos elementos físicos que caracterizan las estructuras geológicas de los centros geotérmicos constituyen objetos de estudio de varias ciencias naturales.

Diversos tipos de investigaciones se realizan en la evaluación de un depósito geotérmico (véase lista de técnicas, pag.4)

Por otro lado, las experiencias en todo el mundo demuestran que un solo tipo de prospección no es suficiente para evaluar en forma confiable un reservorio geotérmico. Por tanto, la evaluación de un reservorio se realiza integrando los resultados obtenidos de los diferentes métodos de prospección aplicados: Geofísicos, Geoquímicos, Geológicos, etc.

En este capítulo se describen brevemente los siguientes métodos geofísicos: El método sísmico, el método geoelectrico y el método gravimétrico. En este último se hace mayor énfasis y se exponen algunos aspectos de la Teoría del Campo de potencial así como algunas técnicas de aplicación del método.

Dado que el presente trabajo está mayormente relacionado con la prospección magnética, el método magnético se expone por aparte en el Cap. III.

EL METODO SISMICO

Los métodos sísmicos de exploración geofísica se basan en el hecho de -- que las ondas elásticas viajan con velocidades diferentes en rocas diferentes. El principio consiste en iniciar tales ondas en un punto, y determinar en un cierto número de otros puntos el tiempo de llegada de la energía que ha sido refractada o reflejada por las discontinuidades entre diferentes formaciones rocosas. Esto permite deducir la posición de las discontinuidades.

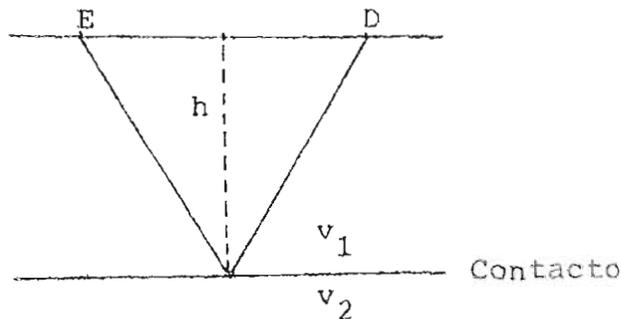
El método más comúnmente utilizado para la producción de ondas sísmicas se basa en provocar la explosión de una carga de dinamita colocada en una perforación. Otros medios de producir ondas sísmicas: golpes de martillo, vibración electromagnética, etc., por lo general no son suficientes, debido a su corto alcance y solamente han alcanzado aplicación limitada.

Según se utilicen los principios de reflexión o refracción, dos métodos de investigación del subsuelo son utilizados: la reflexión sísmica y la refracción sísmica.

a) El método de Reflexión

El principio del método de reflexión indica que al producirse una explosión cerca de la superficie del suelo, cada superficie de separación que represente un cambio en las propiedades elásticas refleja hacia la superficie parte de la energía, en donde un detector registra la llegada de la onda reflejada. El tiempo empleado en el recorrido completo, desde el punto de explosión al detector, se utiliza para calcular la profundidad a que se encuentra la interfase que produce la reflexión. La onda reflejada se desplaza siguiendo la trayectoria mostrada en la figura 6 y la profundidad de la interfase e

tá dada por la expresión:



$$h = \frac{1}{2} \sqrt{v_1^2 t^2 - x^2}$$

FIG. 6

En la práctica se coloca una agrupación de geófonos a distancia relativamente corta del punto de disparo para asegurarse de que las llegadas registradas sean debidas a rayos reflejados y no a rayos refractados. Para calcular la profundidad de la interfase es necesario conocer la velocidad de las ondas sísmicas en los diferentes medios. Esta velocidad se determina por medio del método de refracción.

b) Método de Refracción.

Cuando las ondas sísmicas pasan de un medio a otro en el que se propagan con velocidad diferente sufren refracción.

Ley de la refracción: Si el rayo incidente sobre la interfase entre los dos medios forma un ángulo i_1 con la normal, el rayo refractado formará un ángulo i_2 , tal que:

$$\frac{\text{Sen } i_1}{\text{Sen } i_2} = \frac{v_1}{v_2}$$

Si el rayo incidente toma un valor particular i_c , tal que $\text{sen } i_c = \frac{v_1}{v_2}$, según se indica en la figura 7, entonces:

$\text{Sen } i_2 = 1$; por lo que

$$i_2 = 90^\circ$$

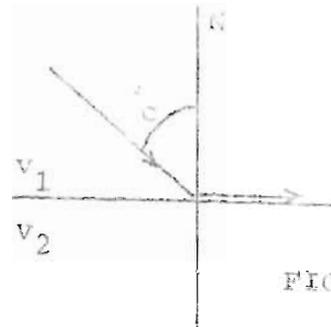


FIG. 7

En este caso el rayo refractado viajará a lo largo de la interfase y el ángulo de incidencia i_c recibe el nombre de "ángulo crítico". Si se colocan geófonos en línea recta sobre el terreno, el primer rayo que llega a los geófonos más próximos es el directo, que es el rayo que viaja por la superficie. Sin embargo, en los geófonos más distantes el rayo que llega en primer lugar es el refractado, ya que recorre mayor parte de su camino con la mayor velocidad v_2 y logra así adelantar el rayo directo. Por consiguiente, si se representan gráficamente los tiempos de las primeras llegadas en función de la distancia al punto de disparo, los primeros tiempos de llegadas caerán sobre una recta y el resto sobre otra recta, cuyas pendientes son iguales a los inversos de las velocidades respectivas, según se indica en la figura 8.

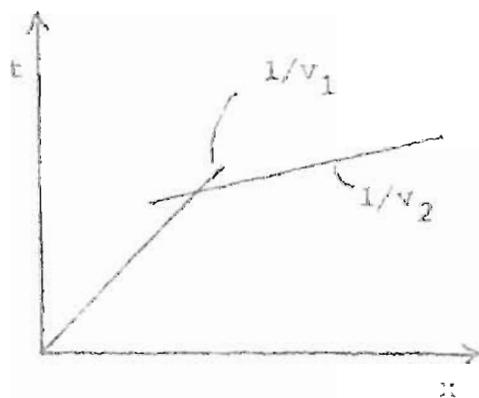


FIG. 8

Una vez determinadas de este modo las velocidades, los espesores pueden calcularse tomando en cuenta el recorrido de las ondas.

EL METODO GEOELECTRICO

Las propiedades eléctricas del subsuelo pueden explorarse, bien eléctricamente, bien electromagnéticamente. Los tres métodos puramente eléctricos de mayor interés son:

1. La Polarización Espontánea (P.E)
2. La resistividad del terreno, y
3. La Polarización Inducida.

El método de polarización espontánea fué empleado por Fox en 1830; sin embargo, su uso sistemático, así como también el de resistividad, no se da sino hacia la segunda década del presente siglo (1).

El método de polarización inducida es relativamente reciente y sus consecuencias y aplicaciones aún no están suficientemente claras.

Se describirán brevemente las características más esenciales del método de resistividad eléctrica.

Resistividad del Terreno.

En este método se hace pasar una corriente eléctrica a través del terreno, lo que da origen a una distribución de potenciales que son medidos por medio de un par de electrodos introducidos en el terreno y conectados a un voltímetro sensible. Este método solo puede emplearse cuando es posible establecer contacto eléctrico satisfactorio con el terreno.

(1) Parásnis, GEOFISICA APLICADA.

Quando las posiciones de los puntos por los cuales la corriente es introducida en el terreno son conocidas, es posible calcular los potenciales y las trayectorias que la corriente tomaría si el subsuelo fuese homogéneo. Si un cuerpo subterráneo es mejor conductor eléctrico que el terreno circundante, la corriente tiende a fluir a través del mismo con preferencia al resto del terreno, mientras que si el cuerpo subterráneo es peor conductor que la formación que lo rodea, la corriente tiende a evitarlo.

En trabajos de campo las cantidades medibles son: la intensidad de corriente, las diferencias de potencial y las distancias entre los electrodos. En los métodos de resistividad más usuales se utilizan dos electrodos de corriente y dos electrodos para medir la diferencia de potencial. El potencial en cualquier punto debido a una fuente de corriente en la superficie de un medio homogéneo está dado por la ecuación:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (\text{Keller, 1966})$$

Los depósitos geotérmicos se caracterizan porque generalmente su resistividad eléctrica es menor que la de las rocas que los rodean.

La resistividad depende de varios factores: porosidad de las rocas, salinidad de fluidos intersticiales y la temperatura.

Este método es usado para obtener una primera aproximación de las condiciones del subsuelo. Los valores de la resistividad aparente obtenidos pueden representarse en un diagrama de isolíneas de resistividad, como en la fig. 9. Las dos anomalías de baja resistividad, indican la presencia de centros

geotérmicos en el subsuelo. Compárese con la figura 10, donde las isolíneas eléctricas de la figura 9 se superponen con isolíneas de temperaturas tomadas en pozos perforados de 20 mts. de profundidad.

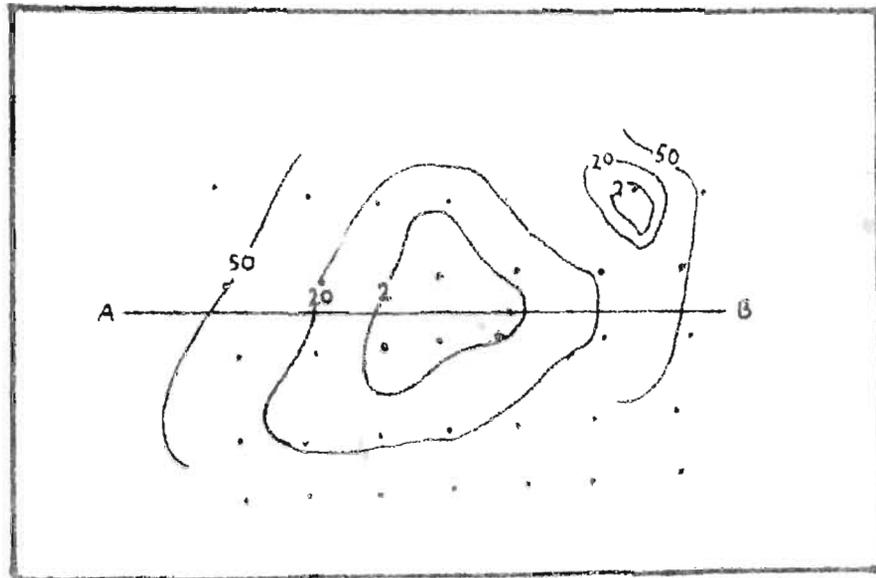


FIG. 9 Isolíneas de resistividad eléctrica (1)

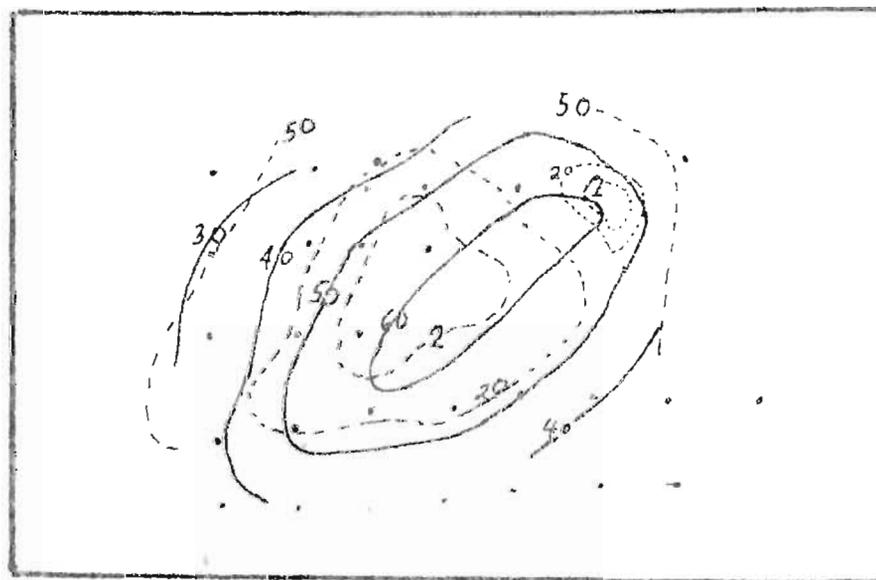


FIG. 10

.... Isolíneas de resistividad

—— Isolíneas de temperatura. (2)

EL METODO GRAVIMETRICO

INTRODUCCION

El método gravimétrico tiene bastante similitud con el método magnético, dado que ambos buscan anomalías originadas por cambios en las propiedades físicas de las rocas, que constituyen fundamentalmente la base de estudio de los diferentes métodos de prospección geofísica. La densidad de las rocas varía significativamente de un tipo de roca a otro, igual sucede con la susceptibilidad magnética y la magnetización natural (1).

Cada una de estas propiedades constituye la fuente de un campo de potencial que es intrínseco al cuerpo que posee la propiedad y que actúa a cierta distancia de él. La intensidad de campo gravitacional de un cuerpo es proporcional a su densidad y la intensidad de un campo magnético es proporcional a su magnetización. Por tanto, existe al menos en principio, la posibilidad de determinar la distribución de densidad y de magnetización debajo de la superficie terrestre a partir del campo gravitacional y del campo magnético, respectivamente, en la superficie terrestre. Este método se expone en dos partes: a) EL POTENCIAL Gravitatorio y b) APLICACIONES DEL METODO GRAVIMETRICO, desarrollándose previamente las bases físicas del método y su objetivo.

Las bases físicas de la prospección gravimétrica.

La tierra puede considerarse dividida en tres regiones: la corteza terrestre, el manto y el núcleo (el centro). Debido a que el valor de g de la

(1) La propiedad física más variable de las rocas y minerales es su conductividad eléctrica.-

gravidad en un punto de la superficie es producto de la distribución de la masa total de la tierra y que siendo la masa del manto y del núcleo regulares en forma y con ligeras variaciones en la densidad, el campo gravitatorio en la superficie será fundamentalmente regular y con leves variaciones, puesto que la masa del manto y del núcleo son en conjunto mucho mayor que la masa de la corteza, a pesar de que esta última esté más próxima a la superficie.

Apenas una pequeña fracción de g (el 0.05%) es debida a los primeros 5 km. de la parte superior de la corteza terrestre, región que se considera como el "asiento de los fenómenos geológicos". O sea que las fluctuaciones de g asociadas a cuerpos que tengan interés (económico) serán del orden de $10^{-5} g$.

Por tanto, las estructuras geológicas contribuyen muy poco a la gravedad terrestre, pero la importancia de esta pequeña contribución radica en el hecho de que posee una variación punto a punto que puede "mapearse" y a partir de tales mapas, mediante la aplicación de la teoría del campo de potencial, deducir (aunque sea ambiguamente) la distribución de densidad en el subsuelo, así como también obtener una interpretación de las estructuras geológicas del mismo. Para ello deberá tomarse dos cuidados: 1) El aparato de medición deberá ser lo suficientemente sensible para detectar las fluctuaciones de g debidas a los efectos geológicos, y 2) Aplicar métodos efectivos para compensar los datos de otras fuentes de variación distintas de la geología local.

Las mediciones del campo gravitatorio se toman en la superficie terrestre y a partir de ellas deberá encontrarse su correspondiente distribución de masa. Este problema no tiene una solución única, puesto que no existe informa-

ción suficiente para determinar completamente y sin ambigüedad la forma y el tamaño de una fuente a partir de su campo de potencial. La dificultad esencial radica en el hecho de separar el tamaño físico y la densidad de la masa gravitatoria.

EL OBJETIVO de la prospección gravimétrica consiste en ENCONTRAR la posición, el tamaño y la forma de la masa gravitatoria (la fuente) responsable de las fluctuaciones de g observadas.

EL POTENCIAL GRAVITATORIO. (1).

La fuerza por unidad de masa que actúa sobre una partícula en un punto P , a una distancia r de la masa puntual m , se define como el campo gravitatorio $\vec{F}(r)$ de m :

$$\vec{F}(r) = -G \frac{m}{r^3} \vec{r} \quad (1)$$

Dado que este campo es conservativo, puede derivarse de un potencial escalar $U(r)$, así:

$$\vec{F}(r) = -\nabla U(r) \quad (2)$$

$U(r) = -Gm/r$ es el potencial gravitacional de la masa m .

El campo gravitatorio debido a una distribución continua de masa puede calcularse por integración (ver Fig.11). El potencial gravitacional en un punto P será:

(1) Esta formulación ha sido consultada en la obra "INTERPRETATION THEORY IN APPLIED GEOPHYSICS", Grand y West.

$$U_P(\mathbf{r}) = -G \int_V \frac{dm}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|} \quad (3)$$

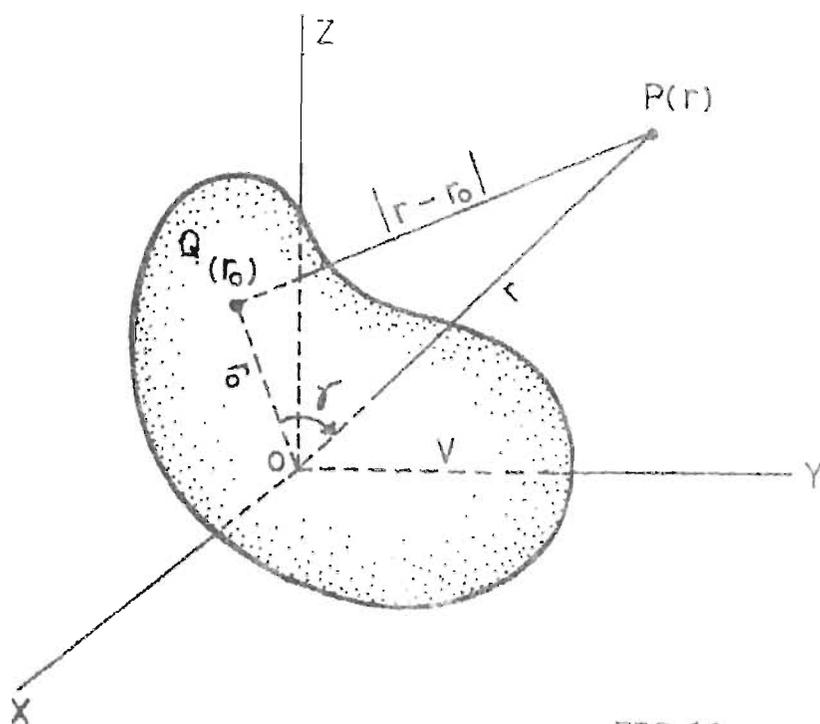


FIG.11

El diferencial de masa dm de la integral anterior puede expresarse como:

$$dm = \rho(\mathbf{r}_0) d^3\mathbf{r}_0$$

donde $d^3\mathbf{r}_0$ es el diferencial de volumen y $\rho(\mathbf{r}_0)$ la densidad correspondiente, por tanto:

$$U_P = -G \int_V \frac{\rho(\mathbf{r}_0) d^3\mathbf{r}_0}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|} \quad (4)$$

Si el volumen de integración se hiciera sobre toda la tierra, obtendríamos el potencial gravitacional de la tierra en el punto P, a partir del cual puede encontrarse, por diferenciación, el campo gravitacional. Si P está situado en la superficie, el campo gravitatorio se denota por "g". Dado que es usual tomar g como positivo, será en realidad el negativo de la intensidad del campo:

$$g = |-\vec{F}(\vec{r})| = |\nabla U_P|$$

El valor de g depende naturalmente de la distribución total de masa en toda la tierra, así como también de su forma actual; sin embargo, las variaciones de $\rho(\vec{r}_0)$ próximas al punto P, tendrán un mayor efecto en g que las que ocurren lejos de P, de acuerdo a la ley del cuadrado de la distancia. De tal manera que aún los pequeños cambios de densidad en los materiales del suelo próximo a la superficie causarán variaciones en g que pueden medirse.

La integral (4) se vuelve singular en $|\vec{r} - \vec{r}_0| = 0$. Pero para puntos internos al volumen V, la función U_P es analítica, por tanto, satisface la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 U = 0$$

dentro del volumen V, la integral se vuelve singular en $\vec{r} = \vec{r}_0$. Para aislar esta singularidad, se encierra el punto dentro de una pequeña esfera de radio a y volumen v . El potencial puede entonces escribirse así:

$$U(\vec{r}) = -G \int_{V-v} \frac{\rho(\vec{r}_0) d^3 \vec{r}_0}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} - G \int_v \frac{\rho(\vec{r}_0) d^3 \vec{r}_0}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} \quad (5)$$

el primer término será analítico y por tanto será armónico (1). En el segundo término si ϵ se toma suficientemente pequeño, $\rho(r_0)$ puede considerarse constante, pudiendo entonces escribirse:

$$\nabla^2 U(r_0) = -G\rho(r_0) \int_V \nabla \cdot \nabla \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} d^3 r_0 \quad (6)$$

De acuerdo al teorema de Gauss, la integral de volumen puede reducirse a una de superficie, y la expresión anterior toma la forma:

$$\boxed{\nabla^2 U(r_0) = 4\pi G\rho(r_0)} \quad (7)$$

Este resultado es de mucha importancia y aparece varias veces en el desarrollo de la Teoría del Campo de potencial. En realidad, esta teoría ha sido grandemente desarrollada en su aplicación a la geofísica. Como un ejemplo se desarrolla el concepto de "Estrato Equivalente" y previamente la diferenciación entre los conceptos "campo gravitacional" y "efecto gravitacional, necesario para la comprensión del tema.

El campo y el efecto gravitacional.

Antes de continuar con la Teoría del Campo de Potencial, es necesario establecer la distinción entre los términos "efecto gravitacional" y "campo gravitatorio". La dirección de g es vertical por definición, mientras que los campos gravitatorios debidos a cuerpos anómalos pueden actuar en varias direcciones con respecto a la vertical dependiendo de la ubicación relativa del observador; sin embargo, estas perturbaciones son muy pequeñas comparadas con

(1) Puede desarrollarse en una serie de potencias.

el campo gravitatorio de la tierra (g) y sólo pueden medirse en combinación con este último. Por otro lado, los instrumentos de medición, diseñados en el campo gravitatorio total, solamente pueden responder a la componente del campo perturbador en la dirección de g total, o sea a la componente vertical.

Esta componente es en realidad el cambio de la intensidad del campo -- gravitatorio de la tierra y para referirse a ella se usa el término "efecto gravitacional" y se simboliza por Δg . El símbolo g resulta entonces -- apropiado para referirse al campo gravitacional de la tierra.

EL EXTRACTO EQUIVALENTE

Después de esta aclaración se pasa a mostrar cómo un campo gravitacional cuya componente normal dada en un plano horizontal puede relacionarse a una distribución superficial de densidad en dicho plano. Esta "capa de densidad" es llamada el "Estrato Equivalente" de una distribución desconocida de masa en el interior del subsuelo. Este concepto debe considerarse como un avance en el desarrollo de la interpretación teórica de la Geofísica Aplicada. Su importancia quedará evidenciada en los párrafos subsiguientes.

Considérese un material distribuido sobre el plano horizontal $z = 0$ con una densidad superficial $\sigma(x,y)$. Para calcular el campo gravitatorio de esta capa en un punto Q del mismo plano, se escoge un sistema de coordenadas cilíndricas (r, θ, z) cuyo eje es vertical y con origen situado en el punto O . (ver fig.12).

El potencial gravitatorio en un punto P situado sobre el eje será:

$$U_P = - G \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \frac{\sigma(r, \theta)}{\sqrt{r^2 + z^2}} r d\theta dr \quad (8)$$

Dado que el potencial U_P es debido a la distribución de masa sobre $z = 0$ el efecto gravitacional en P puede escribirse como:

$$\Delta g_P = - \frac{\partial U_P}{\partial z} = G |z| \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \frac{\sigma(r, \theta)}{(r^2 + z^2)^{3/2}} r d\theta dr \quad (9)$$

para $z < 0$ (1)

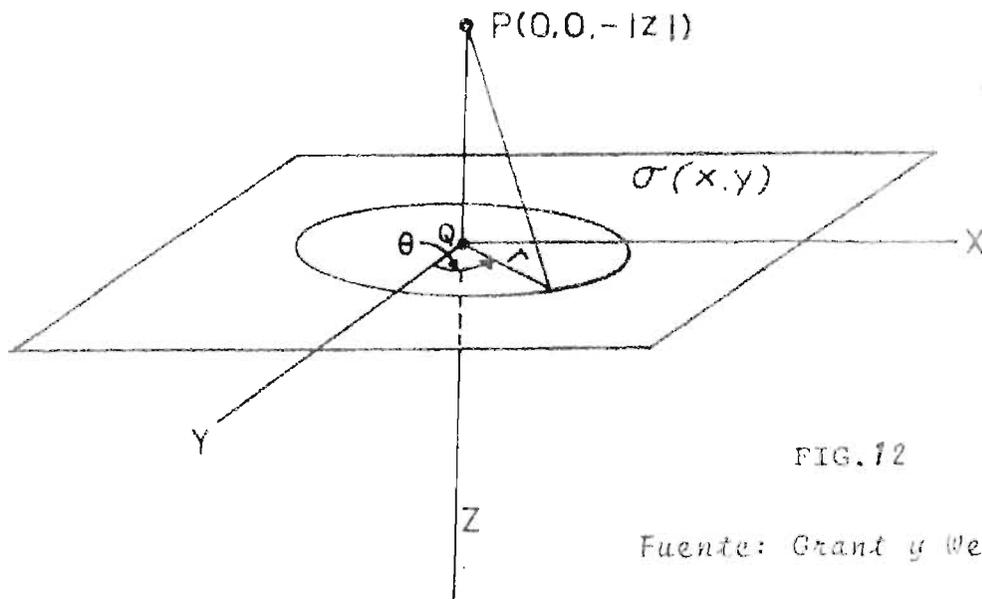


FIG. 12

Fuente: Grant y West.

la integral (9) deberá evaluarse en el límite cuando $z \rightarrow 0$.

En el punto Q aparecerá una singularidad que deberá aislarse. Para ello se divide la integración en dos partes: 1) Un pequeño círculo de radio ϵ con origen en Q, y 2) el plano restante. Si ϵ se toma suficientemente pequeño de tal manera que la densidad dentro del pequeño círculo pueda considerarse

(1) El sentido positivo se toma hacia el centro de la Tierra.

constante e igual a su valor en Q, la primera integral resulta ser:

$$I_1 = G\sigma(Q) |z| \int_0^\epsilon \int_0^{2\pi} \frac{rd\theta dr}{(r^2 + z^2)^{3/2}}$$

$$I_1 = 2G(Q) \left(1 - \frac{|z|}{\sqrt{\epsilon^2 + z^2}}\right)$$

$$\text{y } \lim_{z \rightarrow 0} I_1 = 2\pi G\sigma(Q)$$

La segunda integral es ahora analítica y por tanto:

$$\lim_{z \rightarrow 0} I_2 = 0$$

De tal modo que el efecto gravitacional en Q resulta ser:

$$\Delta g(Q) = 2\pi G\sigma(Q)$$

Siendo Q un punto arbitrario del plano $z = 0$ el resultado anterior podrá escribirse de la siguiente manera:

$$\boxed{g(x, y) = 2\pi G\sigma(x, y)} \quad (10)$$

Supongamos ahora que este efecto es debido a una distribución desconocida de masa debajo de este plano. De cualquier manera el efecto será el mismo si dicha distribución fuese reemplazada por la distribución en $z = 0$ dada por (10). Esta capa de densidad es la que recibe el nombre de **EXTRACTO EQUIVALENTE** de una distribución desconocida de masa en el interior del subsuelo ($z > 0$).

APLICACIONES DEL METODO GRAVIMETRICO

INTRODUCCION

En la parte anterior se expuso los fundamentos teóricos mínimos para la aplicación de una prospección gravimétrica. En esta parte se presentan técnicas elementales que es necesario conocer para la realización e interpretación de una prospección gravimétrica y se describen las correcciones más importantes. Esta parte comienza con una pequeña descripción acerca de la forma de la tierra.

LA FORMA DE LA TIERRA. EL GEOIDE.

Para interpretar las medidas gravimétricas tomadas en una zona es necesario referirlas a un sistema de referencia, de tal manera que las diferencias observadas del campo gravitatorio sean debidas únicamente a diferencias de densidad dentro de la región en prospección. Ello implicará que se realicen algunas correcciones debidas a diferencias de altitud, de latitud y de otros factores. Para escoger un sistema apropiado de referencia será necesario considerar la forma de la tierra.

Acerca de la forma de la tierra el hombre tiene ya muchos siglos de discusión, y hasta hubo tiempos en que se reprimió a las personas que pensaron distinto de la época en lo que se refiere a la forma terrestre.

En 1935 (1) la real academia de Ciencias de París envía dos expediciones

(1) Milton B. Dobrin, INTRODUCCION A LA PROSPECCION GEOFISICA, pág. 211.-

a diferentes lugares a medir la longitud de un grado de latitud. A partir de este tipo de medidas, en distintas latitudes, se llegó a la conclusión de que la forma de la tierra se aproxima a la de un elipsoide. Todas estas medidas se ajustaron a un elipsoide de referencia que pudiera expresarse mediante constantes apropiadas.

En base a medidas cada vez más precisas se ha llegado a determinar que la superficie de referencia más exacta se aproxima más a un esferoide que a un elipsoide de revolución; sin embargo, la referencia elipsoidal resulta más apropiada en muchos casos, dependiendo de la precisión deseada, ya que el número de constantes es menor.

Ya se ha mencionado que los datos deberán referirse a un sistema de referencia. Al tomar una superficie matemática (elipsoide o esferoide), ésta deberá relacionarse con alguna superficie física de la tierra. Para los trabajos geodésicos que se realizan en tierra firme la superficie matemática se relaciona con el nivel del mar, la cual se considera una superficie imaginaria que tiene el mismo potencial gravitatorio que la superficie media de los océanos. Esta superficie se denomina GEOIDE (1).

Hace ya más de medio siglo que se propusieron fórmulas para calcular el valor de g de la gravedad en un punto cualquiera del esferoide de referencia. En la actualidad tal valor se calcula mediante la "Fórmula Internacional de la Gravedad" (I.G.F.)

$$g = 978.049 (1 + 0.052884 \text{ Sen}^2 \lambda - 0.0000059 \text{ Sen}^2 2\lambda)$$

siendo λ = latitud

(1) Milton B. Dobrín; "INTRODUCCION A LA PROSPECCION GEOFISICA"

CORRECCIONES A LA GRAVEDAD OBSERVADA

La fórmula anterior da el valor que debería encontrarse en un punto cualquiera de la tierra si ésta fuese un esferoide uniforme ajustado lo más posible a nivel del mar y las cuencas oceánicas rellenas con tierra hasta el mismo nivel. Resulta, pues, necesario hacer las correcciones a la gravedad observada y deducir la gravedad que resultaría si la tierra se encontrase en las condiciones artificiales que implica la referencia a una superficie esferoidal. Las correcciones que se hacen para una prospección gravimétrica son las siguientes:

1. CORRECCION DE AIRE LIBRE.

Toda lectura gravimétrica tomada en una estación que se encuentra a una altura h sobre el nivel del mar tendrá un valor menor al que tendría si se tomase al nivel del mar. Esto es debido a que la masa de la tierra se considera como si estuviese concentrada en el centro de la misma y a la ley del inverso del cuadrado de la distancia.

Puede demostrarse que la gravedad a una altura h sobre el nivel del mar será:

$$g_h = \frac{R^2 g_o}{(R+h)^2} \quad (11)$$

siendo R el radio de la tierra tomado a nivel del mar. La diferencia $g_h - g_o$ nos da la medida de la corrección a aplicarse. g_o es la gravedad a nivel del mar.

$$g_h - g_o = g_o \left[1 - \frac{R^2}{(R+h)^2} \right] = \frac{2g_o h}{R} \quad (12)$$

dado que h es mucho menor que R .

Tomando $g_0 = 980$ gales (1 gal = 1 cm/seg².)
 y $R = 6378$ km. se determina que la corrección a aplicarse es de 0.308×10^{-3}
 gales por cada metro de altura sobre el nivel del mar. Esta corrección se
 conoce como corrección de aire libre, porque no se toma en cuenta el efecto
 gravitacional de los materiales situados por encima del nivel del mar. Esta
 corrección se añade al valor de g observado.

2. CORRECCION DE BOUGUER.

Esta corrección toma en cuenta el efecto de la atracción del mate-
 rial rocoso situado entre el nivel del mar y la estación a la altura h so-
 bre el mismo.

Naturalmente que el efecto gravitacional de esta masa dependerá de su
 espesor h , así como de su densidad. La contribución a la gravedad de esta
 masa es positiva y por tanto, el valor de esta corrección se resta al valor
 observado.

Para realizar esta corrección se asume que toda la región en prospecto
 se encuentra en una superficie horizontal paralela al geóide al nivel del
 mar. Las montañas que sobresalen a la misma y los valles por debajo de
 ella falsean esta hipótesis de Bouguer, pero tal efecto se toma en cuenta
 en la corrección topográfica. La siguiente figura ilustra esta situación.

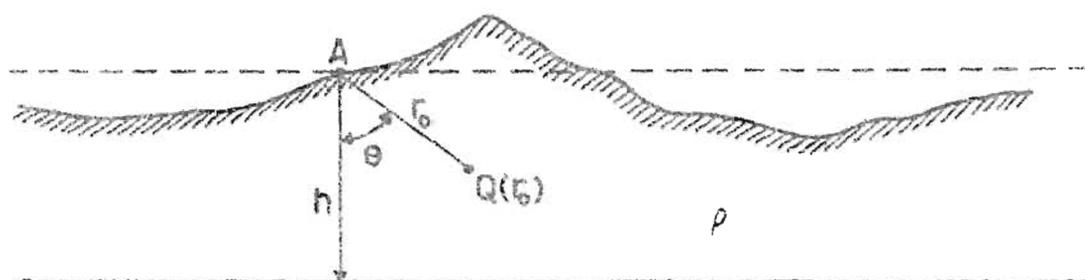


FIG. 13

Para calcular el efecto del terreno en el punto A, se debe evaluar la siguiente integral:

$$G \frac{\partial}{\partial z} \int_V \frac{\rho(r_0) d^3 r_0}{|r - r_0|} \quad (13)$$

La evaluación se hace a través de todo el volumen que contiene la masa comprendida entre el esferoide de referencia y la superficie del suelo.

Un método conveniente es dividir este volumen en dos partes, pasando una superficie horizontal por el punto A. La contribución de la masa contenida entre estas dos superficies horizontales, se conoce tradicionalmente como el efecto de Bouguer, y el remanente como el efecto topográfico, y se evalúan por separado.

Dado que la densidad generalmente varía, se define la densidad de Bouguer en el punto A de la siguiente manera:

$$\rho_B(A) = \frac{1}{2h} \int_V \frac{\rho(r_o) \cos \theta}{r_o^2} d^3 r_o \quad (14)$$

y el efecto de Bouguer resulta entonces:

$$2\pi G \rho_B h$$

Siendo arbitraria la posición de A, la densidad de Bouguer ρ_B generalmente varía en la posición, sin embargo, debido a que esta densidad es un promedio ponderado, debe ser lisa y puede no tener discontinuidades.

La corrección en A que se necesita para compensar el efecto de Bouguer es $0.039 \rho_B h$ g.u (1). h se toma en metros.

3. CORRECCION TOPOGRAFICA.

Esta corrección tiene en cuenta la atracción de las masas situadas por encima de la estación cuyo valor de g se va a corregir y corrige también las depresiones situadas por debajo del nivel de la misma, que hacía incorrecta la hipótesis de Bouguer. Dado que la atracción de las masas más altas se opone a la gravedad, esta corrección se suma a la gravedad observada.

La atracción del material rocoso que ocupa el valle aumenta la gravedad y la corrección que compense su efecto debería restarse; sin embargo, tal material no existe y por tanto la corrección se suma para compensar lo que fué sustraído al efectuar la corrección de Bouguer. De modo que la corrección topográfica siempre es aditiva, ya sea de un valle o de una montaña.

(1) g.u: unidad gravitacional: 0.1 mgal (10^{-4} cm/s^2)

El efecto gravitacional de esta topografía referida al plano de Bouguer, deberá determinarse; ello implica poder calcular la densidad de Bouguer según la ec. (14), ya que es también esta densidad la que se asume proporcional a la magnitud de este efecto gravitacional, o sea al valor de la corrección topográfica. La ecuación que se utiliza para calcular la corrección topográfica C_T es la siguiente:

$$C_T = G \int_V \frac{\rho(r_o) \cos \theta}{r_o^2} d^3 r_o \quad (15)$$

siendo V el volumen comprendido entre la superficie del suelo y el plano Bougueriano.

Para evaluar esta integral se deberá disponer de mapas topográficos que permitan un conocimiento de la forma del relieve de la región. El problema de determinar esta forma se resuelve mediante el uso de computadores o utilizando plantillas apropiadas para el caso.

4. OTRAS CORRECCIONES.

La gravedad cambia con la latitud según la I.G.F: sin embargo, estos cambios sólo son significativos para regiones de gran extensión, o cuando se requiere gran precisión en las medidas. Para regiones de menor extensión, puede no ser necesario efectuar esta corrección.

Existen otros cambios en la gravedad que se atribuyen a los movimientos lunares y a las mareas. Sin embargo, estos cambios son periódicos y el ciclo completo de marea no origina un cambio mayor de 0.3 miligales.

Después de haber realizado todas estas correcciones, el residuo se conoce como la gravedad de Bouguer, que constituye la "materia prima" para las interpretaciones geofísicas y geológicas.

Anomalía Gravitatoria.

La diferencia entre el valor de la gravedad corregida y el valor teórico de la gravedad para el esferoide, se denomina anomalía gravitatoria. El tipo de anomalía depende de las correcciones que se realicen. Si solamente se realiza la corrección de aire libre, la anomalía se conoce como anomalía de aire libre; si se realizan las correcciones de aire libre, de Bouguer y topográfica, la anomalía resultante se suele llamar anomalía de Bouguer.

La anomalía de Bouguer sería cero si la densidad de los materiales rocosos debajo del nivel del mar variasen uniformemente con la profundidad. Una anomalía de Bouguer diferente de cero indica entonces, un exceso o un déficit de densidad por debajo del nivel de referencia.

La exactitud de esta anomalía está limitada a la aproximación al valor verdadero de la densidad que se logre al estimar la densidad de los materiales rocosos que se encuentran entre el nivel del mar y la estación gravimétrica.

INTERPRETACION DE LOS DATOS GRAVIMETRICOS

Una vez que se han corregido los valores gravimétricos tomados, éstos se sitúan sobre el mapa de la región en prospecto y se trazan las curvas isoanómalas (de igual valor de g). De estas curvas únicamente podrá obtenerse información útil sobre la geología interna de la región si se interpretan mediante técnicas apropiadas.

El efecto gravimétrico residual.

Según el tipo de prospección que se realiza (petrolífera, geotérmica, etc.), así serán las estructuras que tengan interés. En general, existen áreas con rasgos estructurales profundos que pueden causar variaciones mucho mayores que las que tengan interés para una prospección dada. Por ejemplo, existen regiones con gradientes regionales relativamente grandes (1). Estos gradientes, por lo general, "ensombrecen" los efectos gravitacionales debidos a estructuras locales de mayor interés. Por tal razón, será necesario eliminar estos efectos regionales para quedarse con el efecto "residual".

Existen métodos gráficos y analíticos para eliminar los efectos regionales (1). Los métodos gráficos generalmente deben acompañarse mediante conocimientos geológicos previos.

Son varios los métodos analíticos más usados, A manera de ejemplo mencionaremos el método de las segundas derivadas:

(1) El gradiente gravitatorio terrestre es la razón de cambio de la componente vertical de la gravedad con respecto a la distancia horizontal.

La segunda derivada vertical, realza el efecto de gravedad de las estructuras geológicas más pequeñas a expensas de las grandes estructuras regionales; sin embargo, este método solo podrá utilizarse si el espaciado de las lecturas gravimétricas es pequeño y la precisión de los datos es elevada. Existen también métodos gráficos para transformar un mapa de gravedad observada a uno de segundas derivadas. (Ver mapas de la Fig.14).

Uso de formas geométricas simples.

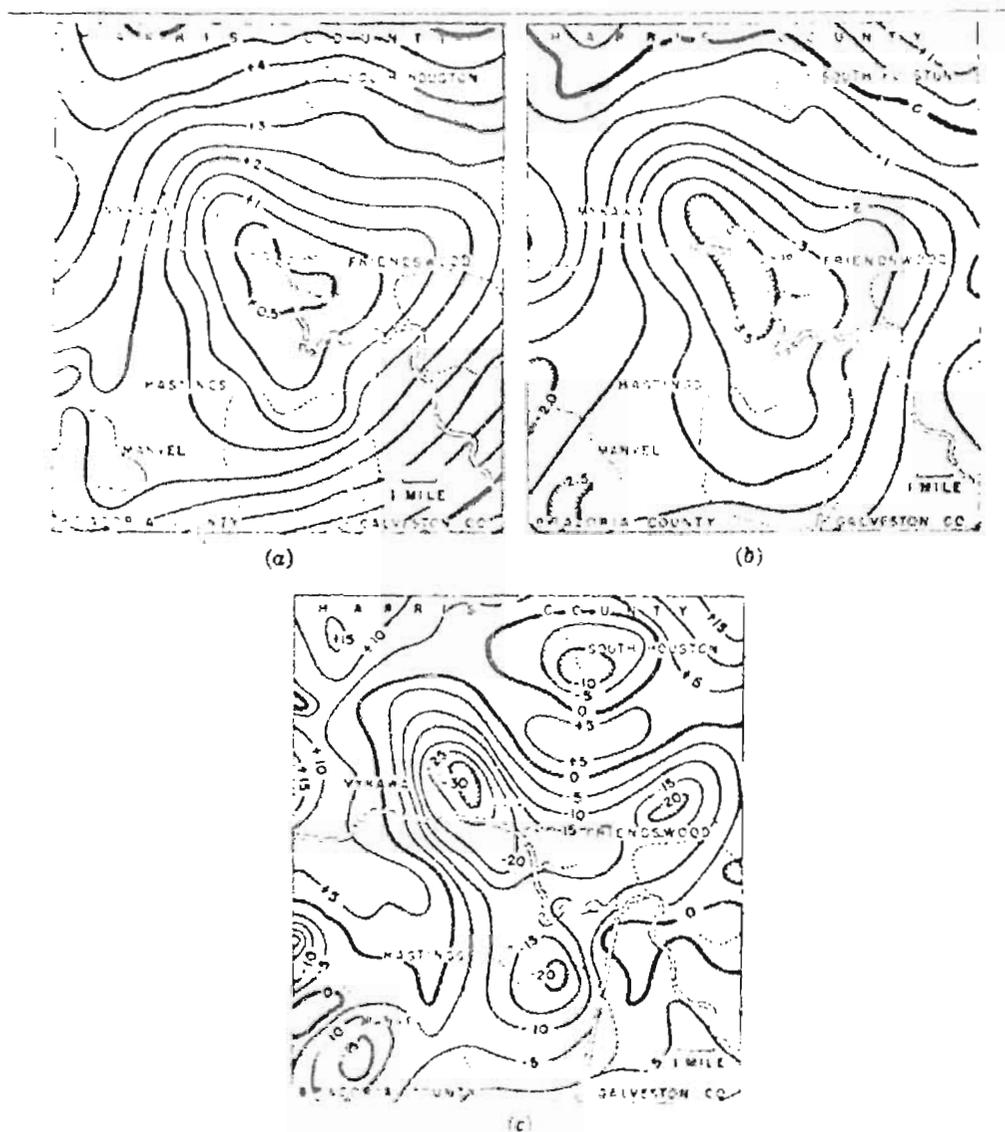
Aun cuando las estructuras geológicas de interés para una prospección dada nunca presentan un alto grado de simetría (esferas, cilindros, tablas, conos), a veces es de valiosa ayuda comparar el perfil gravimétrico observado con el que resultaría de un cuerpo que tenga una forma geométrica sencilla. Para que pueda justificarse una comparación de este tipo, se necesita además de aparatos de medición muy precisos, disponer de una red tupida de mediciones (o sea lo que se conoce en terminología geofísica como "una gran densidad de puntos"); por otro lado, siempre será necesario disponer de alguna otra información que indique la forma probable de las estructuras.

Netleton publicó en 1942 (1) algunas fórmulas para calcular los efectos gravitacionales de varias formas corrientes, tales como la esfera, el cilindro horizontal, el cilindro vertical, lámina vertical y otras.

Por ejemplo, para el efecto de una esfera de radio R enterrada a la profundidad z , la fórmula a utilizar es:

(1) GEOPHYSICS, Vol, 7, pp 293 - 310.

FIG. 14



Mapa gravimétrico de la zona del domo salino de Mykawa-Friendswood-Houston, Marvel, cerca de Houston, Texas. (a) Gravedad observada; intervalo de curvas, 0.5 miliga. (b) Gravedad residual; intervalo de curvas, 0.5 miliga. (c) Segunda derivada vertical de la gravedad; intervalo de curvas, 5×10^{-10} unidades cgs. (Segun Ekins, *Geophysics*, 1951.)

Tomada de "INTRODUCCION A LA PROSPECCION GEOFISICA"

$$g_z = 852 \frac{\rho R^3}{z^2} \left[1 + \left(\frac{x}{z} \right)^2 \right]^{-3/2} \quad (16 a)$$

(Dimensiones lineales en Kilopies).

y para un cilindro horizontal indefinidamente largo, la fórmula de Nettleton es:

$$g_z = 12.77 \frac{\rho R^2}{z} \left[1 + \left(\frac{x}{z} \right)^2 \right]^{-1} \quad (16b)$$

(dimensiones lineales en kilopies)

Estimación de Profundidad.

Empleando fórmulas como las publicadas por Nettleton es posible, algunas veces, calcular la profundidad del centro de masa. El método se ilustra con la siguiente figura:

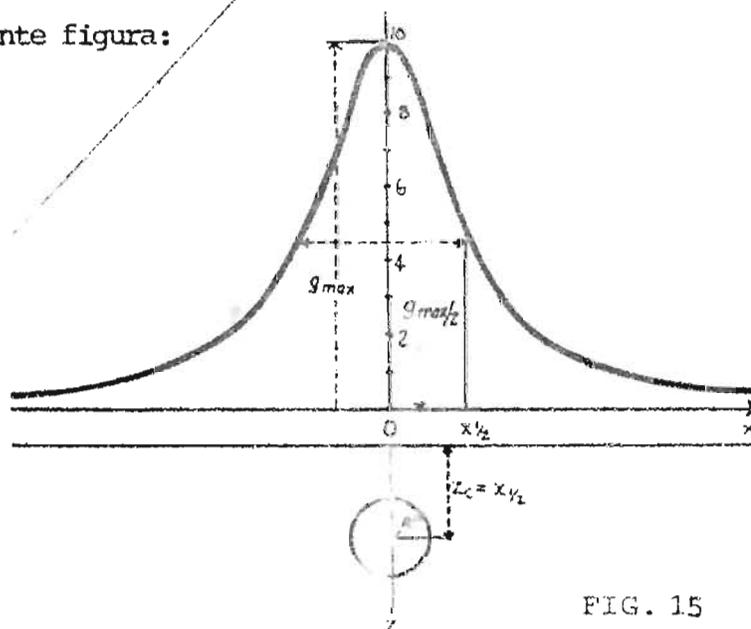


FIG. 15

La figura representa el perfil de un cilindro horizontal indefinidamente largo calculado según la fórmula de Nettleton, ec. (16b). El método consiste en determinar la media anchura $x_{1/2}$ que corresponde a $\frac{1}{2} g_z$ máx.; entonces, para ese valor de x , el término entre corchetes de la ec. (16b) será:

$$\left[1 + \left(\frac{x}{z} \right)^2 \right]^{-1} = \frac{1}{2}$$

y por tanto:

$$1 + \left(\frac{x_{1/2}}{z} \right)^2 = 2$$

de donde se deduce que $z = x_{1/2}$

Una vez que se conoce el valor de z , puede fácilmente calcularse el tamaño del radio R del cilindro. Como g_z máx. ocurre cuando $x = 0$, se tiene:

$$g_z \text{ máx} = 12.77 \rho \frac{R^2}{z}$$

Mediante un proceso similar se ha determinado que la profundidad del centro de una esfera es:

$$z = 1.305 x_{1/2}$$

Investigación Gravimétrica para Prospección Geotérmica.

Una investigación gravimétrica para prospección de energía geotérmica puede proporcionarnos información adicional acerca de la estructura geológica de los depósitos geotérmicos. (1)

(1) Prospecting for Geothermal Energy by Geophysical methods, PHYSICS IN TECHNOLOGY, Sept, 1977.

Por ejemplo:

- a) Una anomalía gravimétrica negativa puede interpretarse como una alteración hidrotermal.
- b) Una intrusión magmática de origen volcánico (posible fuente geotérmica) puede detectarse por una anomalía gravimétrica positiva, dada la alta densidad de tales materiales.
- c) Otra característica estructural que puede detectarse mediante un mapa gravimétrico es una falla. Las fallas generalmente presentan dos aspectos: el primero relacionado con el carácter casi recto de las mismas y el segundo debido a un cambio pequeño pero bien definido en los contornos gravimétricos al cruzar la falla. Las fallas, a menudo, están relacionadas con pozos de agua ascendente.
- d) Los mapas gravimétricos regionales generalmente muestran grandes anomalías negativas para basamentos sedimentarios. Tales mapas también pueden proporcionar información acerca del relieve del basamento rocoso debajo de la estructura sedimentaria.

El conocimiento de la extensión, la profundidad y la estructura de los basamentos rocosos es importante para muchas consideraciones; por ejemplo, la profundidad es un indicador de la temperatura del agua esperada y el tamaño del basamento proporciona información acerca del contenido de agua del mismo.

CAPITULO III

EL METODO MAGNETICO

INTRODUCCION

El interés de la humanidad por conocer acerca del interior de la tierra data de muchos siglos. En el siglo XVII ya se realizaba, con técnicas limitadas y simples, algún tipo de prospección magnética. La prospección magnética es el método más antiguo que se conoce.

La búsqueda de minerales (oro, petróleo, etc.), es una cuestión que ha tenido y tiene preocupadas a las naciones. Según los materiales que se buscan así serán las técnicas utilizadas y la importancia relativa que tendrán unos métodos de prospección geofísica, respecto a otros.

Los métodos magnéticos se emplean en la búsqueda de petróleo, de metales, de fuentes de calor y otros.

En este capítulo se expone brevemente los fundamentos físicos, el objetivo y algunas de las técnicas de aplicación e interpretación del método magnético.

El OBJETIVO inmediato de una prospección magnética es detectar rocas o minerales con propiedades magnéticas que "sobresalen" del medio que las rodea y que se revelan así mismas por causar perturbaciones o anomalías en la intensidad del campo magnético terrestre. Los mapas de anomalías magnéticas se usan principalmente en un modo cualitativo, para adicionar elementos en la interpretaciones geológicas regionales.

May a menudo estos mapas contienen gran cantidad de detalles complejos que constituyen serias dificultades en el uso de métodos cuantitativos de evaluación: Sin embargo, algunas veces, una anomalía magnética particular puede aparecer tan clara que es posible separarla de los efectos de sus alrededores. En tales circunstancias es posible utilizar métodos de interpretación cuantitativa para deducir la forma y tamaño de la formación magnética. En todo caso, siempre es necesario tener el conocimiento de los diferentes factores que determinan las propiedades magnéticas.

FUNDAMENTOS FISICOS.

La teoría para la prospección magnetométrica está estructurada en forma similar a la teoría del campo de potencial gravitacional, por eso en este capítulo se prescindirá de los detalles que conducen a obtener fórmulas para calcular las variables de este campo.

Intensidad del campo Magnético.

La fuerza por unidad de intensidad de polo que un "polo magnético aislado" (si tal cosa pudiese ocurrir), experimenta debido a la presencia de un dipolo magnético de momento \vec{m} y a la distancia r es:

$$\vec{H}(r) = \frac{2m \cos \theta}{r^3} \vec{e}_r + \frac{m \operatorname{sen} \theta}{r^3} \vec{e}_\theta \quad (17)$$

siendo θ el ángulo medido de \vec{m} a \vec{r} ; \vec{e}_r y \vec{e}_θ , son los vectores unitarios en la dirección de \vec{r} y en la dirección en que θ aumenta, respectivamente.

$\vec{H}(\mathbf{r})$ recibe el nombre de "intensidad de campo magnético en el punto P".

Puesto que este campo es conservativo, podrá derivarse de una función de potencial escalar $A(\mathbf{r})$:

$$\vec{H}(\mathbf{r}) = -\nabla A(\mathbf{r}) \quad (18)$$

$$\text{siendo} \quad A(\mathbf{r}) = \frac{m \cos \theta}{r^2} \quad (19)$$

$A(\mathbf{r})$ es llamado el potencial escalar magnético del dipolo de momento \vec{m} . Este potencial también puede escribirse así:

$$A(\mathbf{r}) = -\vec{m} \cdot \nabla \left(\frac{1}{r} \right) \quad (20)$$

Cualquier material magnético inmerso en un campo magnético externo, adquiere un magnetismo inducido cuya intensidad depende de la susceptibilidad magnética del material. Algunas sustancias presentan un magnetismo permanente, o sea que permanece en ausencia de campos magnéticos externos.

En ambos casos se supondrá que el material ocupa un volumen V , dentro del cual posee una distribución continua de momento magnético dipolar por unidad de volumen que se simboliza por $\vec{M}(\mathbf{r}_0)$.

Entonces, según el principio de superposición, el potencial escalar magnético en un punto P, fuera del volumen V será:

$$A_{(r)} = - \int_V \vec{M}(r_0) \cdot \nabla \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} d^3 r_0 \quad (21)$$

si se sustituye (21) en (18) se obtiene :

$$\vec{H}_{(r)} = \nabla \int \vec{M} \cdot \nabla \frac{1}{|r - r_0|} d^3 r_0 \quad (22)$$

Si ahora asumimos que la dirección de magnetización se mantiene constante dentro del volumen V y la denotamos por α , entonces $\vec{M} \cdot \nabla = M \frac{\partial}{\partial \alpha}$ y la ecuación anterior se reduce a:

$$\vec{H}_{(r)} = \nabla \frac{\partial}{\partial \alpha} \int M(r_0) \frac{1}{|r - r_0|} d^3 r_0 \quad (23)$$

Relación de Poisson. Una relación interesante, notada por primera vez por Poisson (1), entre los campos gravitacional y magnético debidos a cuerpos homogéneos se obtiene al combinar las ecuaciones (23) y (4). Tal relación se escribe así.

$$\vec{H}_{(r)} = \frac{M}{G\rho} \frac{\partial}{\partial \alpha} \vec{F}_{(r)}$$

M y ρ se asumen constantes

(1) Grant y West. INTERPRETATION THEORY IN APPLIED GEOPHYSICS, Pag. 213.

Mediante esta ecuación, todas las propiedades del campo magnético debido a un cuerpo homogéneo pueden obtenerse a partir del campo gravitacional del mismo cuerpo. Este hecho es de gran utilidad para el desarrollo de la interpretación teórica del magnetismo.

Para puntos fuera del volumen V , la integral que representa la función $A(r)$ es analítica y por tanto, satisface la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 A = 0$$

Existe también para el potencial magnético un correspondiente del "estrato equivalente" del caso gravitacional. Así mismo la teoría del campo de potencial magnético ha sido grandemente desarrollada en su aplicación a la Geofísica. La formulación de esta teoría, dada la naturaleza bipolar del campo magnético, es aún más compleja que la correspondiente del campo gravitacional. Sin embargo, aún cuando no es el propósito de este trabajo enfatizar en dicha formulación teórica, se mostrará a manera de ejemplo, el procedimiento que se sigue para reducir a un plano horizontal los datos magnéticos obtenidos en la superficie del suelo., así como también se mostrará el uso de formas geométricas simples en la interpretación de las anomalías magnéticas.

Reducción a un Plano Horizontal

El gradiente vertical de H_0 (Campo magnético local) es apenas unas 0.03 gamma/m. en los polos magnéticos y alrededor de la mitad de este valor en el ecuador magnético, de tal manera que los efectos debidos a los cambios de altitud son generalmente despreciables. Sin embargo, los campos magnéti-

cos locales pueden verse fuertemente afectados por irregularidades en la forma de la superficie terrestre. Este efecto es generalmente más aparente en lo magnético que en lo gravitacional, puesto que un campo dipolar cambia más rápidamente con la posición que un campo monopolar. En consecuencia la necesidad de hacer una corrección efectiva como requisito preliminar para una interpretación detallada es más apremiante en lo magnético. Dado que el problema aparece únicamente en conexión con prospecciones magnéticas realizadas en la superficie, y que por lo general sólo se mide la componente vertical de la intensidad del campo magnético total, únicamente se considerará los efectos en esta componente que se simboliza por Z .

Para reducir las medidas de Z de una superficie $Z = h(x,y)$ al plano horizontal $Z = 0$, se hace aproximadamente mediante la siguiente expresión:

$$Z(x,y,0) = Z(x,y,h) - h \left(\frac{\partial Z}{\partial z} \right)_{z=h}$$

Generalmente la derivación deberá calcularse a partir del mapa $Z(x,y,h)$.

El aspecto de las correcciones que se aplican a los datos magnéticos será tratado en el CAP. IV.

USO DE FORMAS GEOMETRICAS SIMPLES.

El uso de estas formas es también de valiosa ayuda en la interpretación de los datos magnéticos, pero al igual que el caso gravitatorio, su uso sólo se justifica cuando se dispone de datos suficientes y precisos y además de alguna otra información que indique la forma probable de las estructuras.

- a) Campo producido por una esfera magnética enterrada a una profundidad z .

fórmula de Nettleton a —
utilizar:

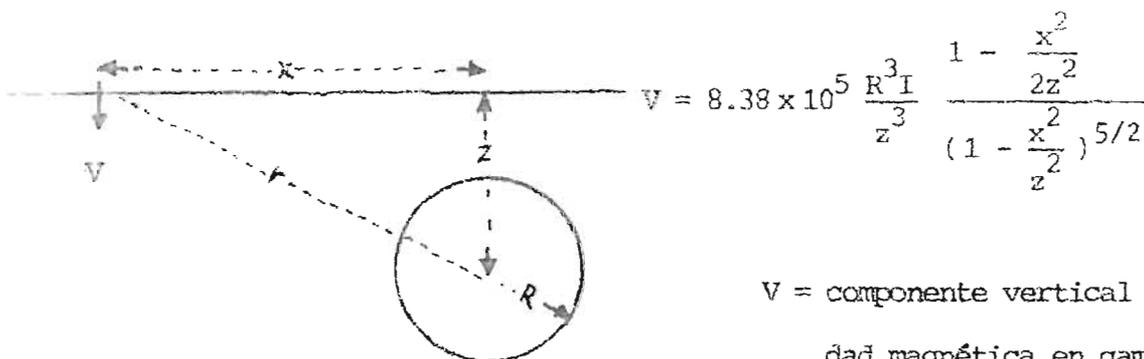


Fig. 16

V = componente vertical de la intensidad magnética en gammas.

I = Intensidad de la magnetización en unidades c.g.s.

- b) Cilindro horizontal (la misma figura, eje horizontal indefinidamente largo, perpendicular al papel).

fórmula:

$$V = 6.28 \times 10^5 \frac{R^2 I}{z^2} \frac{1 - \frac{x^2}{z^2}}{1 - \frac{x^2}{z^2}}$$

- c) Falla vertical (tercera dimensión indefinida)

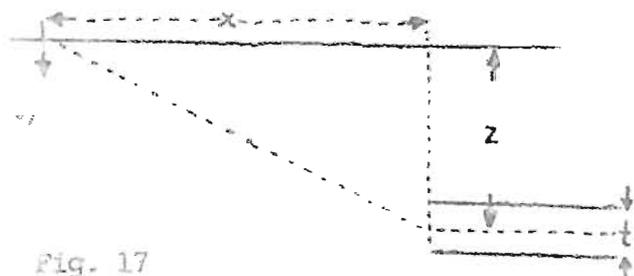


Fig. 17

fórmula

$$V = 2 \times 10^5 \frac{It}{z} \frac{x}{z} \frac{1}{1 + \frac{x^2}{z^2}}$$

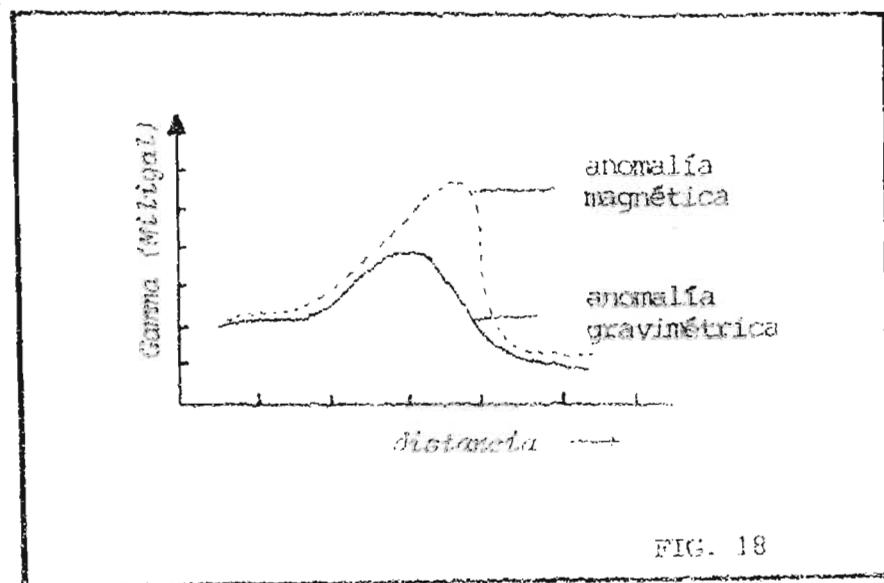
El método magnético para prospección geotérmica.

Al igual que en el método gravitacional, una investigación magnética -- puede proporcionar información adicional acerca de la estructura geológica -- de un depósito geotérmico por debajo de la superficie terrestre. Por ejemplo: (1).

a) Una alteración hidrotermal puede detectarse como una anomalía magnética negativa.

Dado que una alteración hidrotermal es causada por agua caliente, esto indica un sistema circulante de agua caliente.

b) Las intrusiones magnéticas de origen volcánico generalmente presentan una anomalía magnética positiva. En la siguiente figura se presentan juntas las anomalías magnéticas y gravimétricas causadas por una intrusión volcánica.



(1) Véase *PHYSICS IN TECHNOLOGY*, Sept. 1977

- c) En áreas de alteración hidrotermal la susceptibilidad magnética es grandemente reducida a consecuencia de la destrucción del contenido de magnetita en las rocas, por tanto un área de alteración hidrotermal o un basamento sedimentario (áreas de baja susceptibilidad) pueden distinguirse fácilmente de áreas formadas por rocas volcánicas, de alta susceptibilidad.

PROSPECCION MAGNETICA EN EL AREA GEOTERMICA BERLIN-LEMPA

INTRODUCCION.

Esta parte del trabajo de Tesis puede considerarse como la "parte experimental" de la misma. Se refiere a una aplicación del método magnético para prospección geotérmica en el área Berlin-Lempa.

En prospecciones geotérmicas es muy frecuente integrar varios métodos geofísicos: En primer lugar el método de resistividad eléctrica, como fundamental, combinado con el método gravitacional para confirmar (o negar) los resultados obtenidos del primero. También se acostumbra adicionar el método magnético y el sísmico con el mismo propósito. El método del gradiente térmico es parte esencial de la prospección geotérmica, pero por lo general su aplicación comienza con la perforación de pozos exploratorios.

En el área geotérmica Berlin-Lempa, los estudios de la misma se realizaron integrando los siguientes métodos: a) de resistividad eléctrica, b) Geoquímico c) Geológico e Hidrológico d) Gravimétrico y e) magnetométrico.

El método gravimétrico se comenzó a aplicar hasta después de la permanencia en la región por parte del graduando.

Sobre el método magnético aplicado en la región se ha considerado los siguientes aspectos fundamentales:

- 1) Breve descripción del área.
- 2) Breve descripción del aparato de medición.
- 3) El sistema de referencia de las mediciones ("la cuadrícula").
- 4) La estación Base.
- 5) Las correcciones.
- 6) Interpretación del mapa magnético y del perfil de mayor importancia.
- 7) Conclusiones del trabajo experimental.

EL AREA BERLIN-LEMPA.

Esta área, ubicada en el oriente del país, presenta varias manifestaciones tectónicas y forma parte de la cadena volcánica del país. La Organización de las Naciones Unidas (O.N.U.) realizó en esta zona una prospección de fotogrametría desde hace más de una década, así como también perforó tres pozos exploratorios, determinando una situación promisorio de la misma para obtener energía eléctrica, utilizando su calor natural.

La ubicación del área puede verse en el mapa adjunto donde se han tomado como referencias el Rio Lempa y la carretera Panamericana. La extensión del área es aproximadamente de 130 Km².

BREVE DESCRIPCION DEL APARATO DE MEDICION.

Los tipos de magnetómetros portátiles más usados en la actualidad para tomar datos magnéticos son: el de agujas magnéticas de inclinación, el magnetómetro tipo Schmidt y el de precesión protónica. Los dos primeros consisten en dispositivos mecánicos para detectar la componente vertical o la hori

zontal del campo magnético. En el presente, estos dos tipos están cayendo en desuso y están siendo desplazados por el magnetómetro de precesión nuclear, de gran sensibilidad.

Para la prospección magnetométrica en cuestión, se utilizó un magnetómetro de componente vertical tipo Schmidt, proporcionado por C.E.L.

En el magnetómetro Schmidt de intensidad vertical, un sistema magnético es suspendido en el filo de un cuchillo a ángulos rectos con el meridiano magnético (1); su centro de gravedad se arregla de tal manera que el sistema queda de aproximadamente horizontal en el campo de prueba. Las deflexiones de esta posición se miden con un telescopio y una escala adaptada. Las divisiones de la escala se multiplican por un valor de escala para dar intensidades magnéticas relativas. El ángulo deflectado para el cual se alcanza el equilibrio depende de la intensidad del campo.

Para que estos aparatos sean de gran sensibilidad se requiere una gran precisión en la disposición y construcción de los sistemas mecánico y óptico.

Los magnetómetros tipo Schmidt, así como las brújulas de inclinación, no miden valores absolutos de la intensidad del campo, sino que únicamente detectan pequeñas variaciones en las componentes del mismo.

A manera de ilustración se presenta la siguiente figura que muestra el fundamento del magnetómetro vertical tipo Schmidt.

(1) (véase Heiland: "GEOPHYSICAL EXPLORATION")

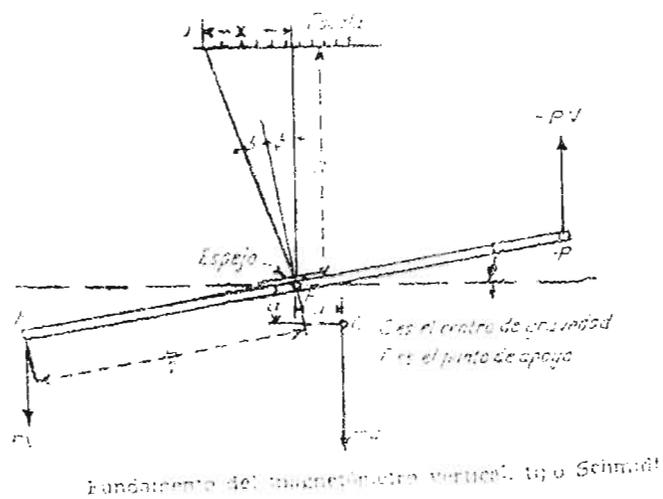


FIG. 19

(Tomada de "INTRODUCCION A LA PROSPECCION GEOPISICA")

Las escalas del aparato de medición utilizado (Un Mc PHAR de Fabrica -- ción canadiense) son las siguientes:

- 1) de 0 a 1000 gammas.
- 2) de 0 a 3000 gammas
- 3) de 0 a 10.000 gammas
- 4) de 0 a 30.000 gammas
- 5) de 0 a 100.000 gammas

La precisión para la escala más pequeña es de 10 gammas. (1 gamma = 10^{-5} gauss. El campo magnético terrestre es del orden de 5×10^4 gammas).

La Cuadrícula.

Para realizar las diferentes prospecciones geofísicas en el área (de resistividad eléctrica, magnética y gravimétrica) se trazaron líneas paralelas, orientadas de N.E. a S.W. y una "línea base" perpendicular a las primeras (ver mapa de Isogamas adjunto). Estas líneas se trazaron dejando una estación (una estaca numerada) cada 25 mts. La cuadrícula sirve como sistema de referencia de coordenadas rectangulares para la ubicación de las estaciones o puntos de medida.

La Estación Base.

El campo magnético terrestre no se mantiene constante (aunque varía cíclicamente en un período aproximado de 24 horas), por tal motivo es necesario escoger un punto de referencia llamado "ESTACION BASE" y tomar lecturas en la misma al inicio y al final de cada jornada diaria de trabajo, a fin de detectar la "variación diurna" del campo geomagnético.

Por otro lado, los aparatos de prospección (gravimétrica y magnetométrica) están diseñados para detectar valores relativos del campo y no valores absolutos, por tanto debe escogerse un punto de referencia (Estación Base) y asignarle un valor arbitrario. En la práctica a la estación base, se le asigna el valor cero, calibrando el aparato de mediciones para que marque cero en tal estación. Esta operación debe hacerse al inicio y al final de cada jornada de trabajo. El punto para la estación base se escogió mediante criterios geológicos, en una zona donde se supone la no existencia de rocas magnéticas.

LAS CORRECCIONES.

Antes de llevarse los valores a los mapas magnéticos es necesario, según el caso, realizar algún tipo de correcciones a los mismos. Las principales correcciones son las siguientes:

Corrección por temperatura.

Esta corrección cobra importancia cuando se realizan medidas magnéticas con instrumentos antiguos, siendo aproximadamente de 8 gammas por grado centígrado y es debida a la dilatación y a cambios del momento magnético del imán del aparato por influencia de la temperatura. Tales instrumentos usualmente llevan adaptado un termómetro que puede leerse a través de una mirilla. Afortunadamente los instrumentos modernos (como el utilizado por el autor) poseen un sistema de compensación a las variaciones de temperatura y por tanto, la corrección de temperatura no fué necesario realizarla.

Corrección Normal.

El campo magnético terrestre varía en magnitud y dirección con la latitud, siendo bastante mayor en los polos que en el ecuador, por tanto, es necesario aplicar a los valores observados una corrección por latitud llamada corrección normal; sin embargo, para regiones de pequeña extensión, como en el área estudiada, puede prescindirse de tal corrección.

Corrección diurna o temporal.

El campo magnético terrestre experimenta una leve variación cíclica con una periodicidad aproximada de 24 horas y una amplitud promedio de 30 gammas.

Estas variaciones diurnas son registradas gráficamente en los observatorios magnéticos y pueden predecirse en base a periodicidades lunares y solares.

El método más práctico para realizar esta corrección consiste en lo siguiente: al ir tomando lecturas en una línea topográfica se va al mismo tiempo registrando la hora en que se han tomado las lecturas y cada dos horas aproximadamente, debe volverse al punto de partida para observar el cambio experimentado en el valor del campo en ese punto. El ejemplo siguiente ilustra el procedimiento.

Ejemplo. Si la estación 5 + 025 de la prolongación de la línea 2 tiene una lectura de 870 gammas a las 8 horas y 31 minutos y de 890 a las 10 horas 31 minutos, como una primera aproximación consideramos que ha habido un incremento de 1 gamma cada 6 minutos. Si la estación 5 + 425 fué leída a las 9 horas y 1 minuto, el problema se plantea al preguntarse que lectura se hubiera obtenido en la estación 5 + 425, si se hubiese tomado a las 8 horas y 31 minutos, y lo mismo para todas las estaciones leídas entre las 8 y 31 y las 10 y 31. Para la estación del ejemplo, se debe restar 5 gammas.

Como se ha mencionado, estas leves variaciones poseen una amplitud promedio de 30 gammas. En caso de que las variaciones observadas sean muy grandes e irregulares, como sucede cuando ocurre una "tormenta magnética", no hay manera de corregirlas y las observaciones magnéticas deberán suspenderse.

Otras Correcciones.

Algunas veces en regiones muy montañosas se hace una corrección para los cambios en H_0 (Intensidad magnética local), los cuales se calculan con

bastante exactitud mediante la expresión $0.047 H_0$ (1). La corrección es positiva la norte del ecuador y negativa al sur del mismo, y puede realizarse con suficiente exactitud a partir de alturas barométricas.

El efecto del terreno, debido a la magnetización de las rocas que sobresalen de sus alrededores puede causar grandes cambios en la intensidad del campo. Sin embargo, la información de las propiedades magnéticas de las rocas a menudo no es suficiente en los detalles requeridos para calcular tales efectos y con frecuencia resulta dudosa.

Remoción de Gradientes Regionales.

En muchos casos, las anomalías de interés aparecen superpuestas con anomalías mucho mayores, que no son de interés. Estas anomalías más grandes, o gradientes regionales, son debidas al campo magnético total de la tierra o a alguna otra estructura geológica que no interesa para el carácter de la prospección que se realiza. Muchas veces pueden aparecer como una simple componente en la pendiente de una curva lisa y en el caso de que sea posible determinarlas, se remueven de los datos con el objeto de obtener en forma más clara la anomalía de interés, principalmente cuando se desea aplicar un método cuantitativo para la evaluación de un área.

En la práctica se traza una "línea base" orientada hacia el norte y a partir de la misma se calcula el gradiente regional debido al campo magnético terrestre. Si la anomalía es causada por algún otro factor geológico, se trazan perfiles cercanos a la ubicación de la estructura geológica responsable y de éstos se deduce el gradiente. Para regiones pequeñas, como en el presente

(1) Véase Sec.11-1 *INTERPRETATION THEORY IN APPLIED GEOPHYSICS*, Grant y West

caso, puede obviarse tal procedimiento.

Para una mayor comprensión del concepto se presenta una gráfica explicativa. (1).

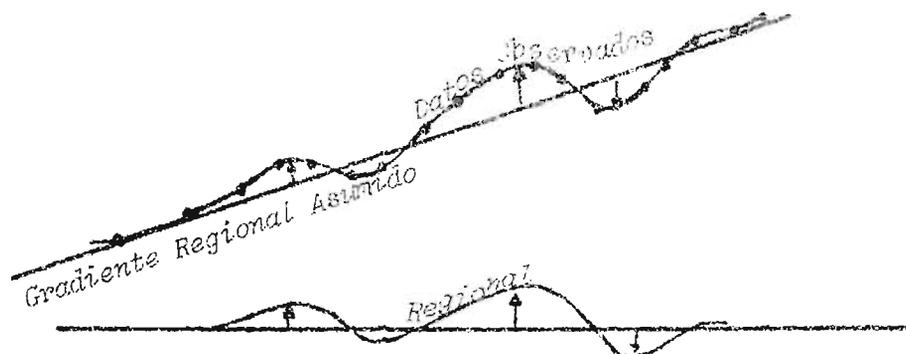


FIG. 20

INTERPRETACION GEOLOGICA DEL MAPA DE ISOGAMMAS DEL AREA GEOTERMICA BERLIN - LEMPA.

La interpretación geológica que ahora se presenta, se realizó con la asesoría directa del Ingeniero Mauricio Retana, geólogo de Estudios Geotérmicos de C.E.L., a cuyo cargo se encuentra el aspecto técnico del proyecto de Estudios geotérmicos de la zona oriental, y quien realizara las prospecciones geológicas e hidrológicas de la zona geotérmica BERLIN - LEMPA.

Las curvas isogamas trazadas en base a los valores de campo, previamente corregidos mediante la corrección magnética diurna, se presentan en el mapa correspondiente.

(1) Tomada de "Applications Manual for Portable Magnetometers" S. Breiner.

Del análisis del mapa (adjunto), puede observarse que las curvas se distribuyen aproximadamente en posición paralela. Tal situación indica que las estructuras geológicas, de profundidad moderada, están asimismo distribuidas en posiciones aproximadamente paralelas.

Las mencionadas estructuras, según se ha comprobado mediante observaciones geológicas de campo corresponden a zonas de fallas paralelas, actualmente ocupadas en su mayoría por diques lávicos de carácter basáltico. (1).

Los contornos con valores magnéticos altos, cuando tienen forma alargada, como los que pueden observarse en el mapa, normalmente corresponden a diques moderadamente profundos. Si los valores son bajos, y los contornos alargados, ello puede indicar que el dique se encuentra profundo. Si los valores son aún relativamente más bajos, dicha situación puede indicar únicamente la presencia de una zona fracturada por fallas, o sea que no ha sido rellenada por lava ascendente.

Por lo general, los volcanes están ubicados sobre diques, debido a que las lavas fluyen a través de las fallas. Cuando la actividad efusiva se concentra en uno o varios puntos a lo largo de la falla, forma centros efusivos, comúnmente llamados volcanes. Cuando esta actividad se limita únicamente a rellenar las zonas fracturadas de la falla, forma lo que comúnmente se denomina dique de falla.

(1) Un dique es una falla que ha sido rellenada con algún material terrestre. Si el relleno es de lavas, el dique recibe el nombre de dique lávico.

Los contornos distribuidos caprichosamente en extensiones normalmente grandes, con valores altos y medianos, corresponden en el primer caso a materiales igneos lávicos, localizados cerca de la superficie; en el segundo caso, pueden localizarse a regular profundidad.

Los contornos magnéticos con valores bajos, distribuidos caprichosamente, eventualmente corresponden a estratos superficiales de materiales piroclásticos, tobas o sedimentos fluvio - lacustres.

Finalmente, los contornos magnéticos con valores altos de formas concéntricas, corresponden a cuerpos volcánicos en forma de domos, éstos pueden estar manifiestos en la superficie o bien en forma de protusivos en el subsuelo.

A continuación se presenta una lista de las estructuras geológicas, con su magnetismo relativo correspondiente:

1. Diques Lávicos. Carácter basáltico (alto magnetismo).
2. Lavas superficiales. Carácter basáltico (alto magnetismo).
3. Domos lávicos. Carácter basáltico (alto magnetismo).
4. Lavas sub-superficiales. Intercalación de colados de lava y estratos tobáceos (magnetismo moderado).
5. Tobas densas. Carácter basáltico (mediano magnetismo).
6. Materiales piroclásticos. (bajo magnetismo).
7. Zonas fracturadas. Valores altos y bajos.

Los valores magnéticos moderados como los de los primeros 3.5 Km. de la misma línea indican estructuras de intercalación de Tobas y lavas, con predominio de éstas últimas.

CONCLUSIONES DEL TRABAJO EXPERIMENTAL.

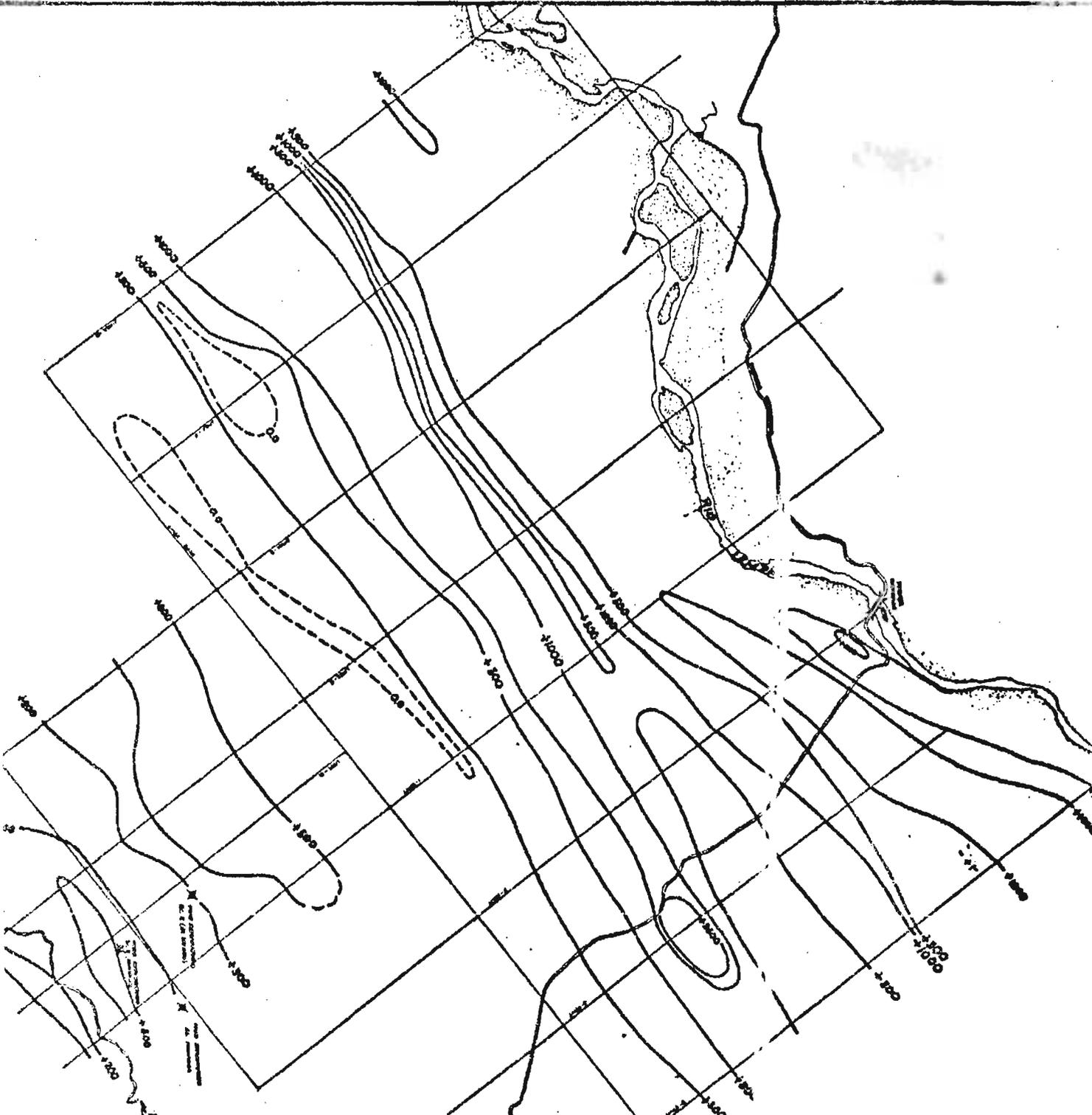
Como se ha mencionado en varias oportunidades, los métodos de prospección magnética presentan grandes limitaciones, especialmente cuando no se utilizan aparatos de gran sensibilidad, como en el presente caso.

Para una interpretación cuantitativa se requiere haber tomado valores no solo de la componente vertical, sino también de la componente horizontal. Pero para una prospección de reconocimiento es suficiente con la componente magnética vertical.

De todas maneras, los métodos magnéticos son muy útiles para confirmar o negar las hipótesis geológicas obtenidas mediante la aplicación de otros métodos de prospección.

La hipótesis geológica del área Berlín - Lempa (área de manifestaciones térmicas) supone la existencia de dos reservorios dentro de la zona, uno a poca profundidad y el otro a mayor profundidad.

El mapa de isogamas revela que tal zona es una zona de fallas paralelas ocupadas por diques lávicos (de origen volcánico).



MAPA DE CURVAS ISOTERMICAS
 DEL AREA GEOTERMICA
 BERLIN-LEMNA

LEYENDA

— 1000 metros de profundidad

— 500 metros de profundidad

— 1000 metros de profundidad

— 1500 metros de profundidad

— 2000 metros de profundidad

— 2500 metros de profundidad

— 3000 metros de profundidad

— 3500 metros de profundidad

— 4000 metros de profundidad

— 4500 metros de profundidad

— 5000 metros de profundidad

— 5500 metros de profundidad

— 6000 metros de profundidad

— 6500 metros de profundidad

— 7000 metros de profundidad

— 7500 metros de profundidad

— 8000 metros de profundidad

— 8500 metros de profundidad

— 9000 metros de profundidad

— 9500 metros de profundidad

— 10000 metros de profundidad

LIMITACIONES

a) En nuestro país, se ha iniciado con éxito, la utilización de sus recursos geotérmicos para la producción de energía eléctrica. En este aspecto han contribuido grandemente las Naciones Unidas y empresas extranjeras. Sin embargo, el personal nacional especializado en Geofísica es casi inexistente, razón por la cual el graduando realizó la mayor parte del trabajo sin más ayuda que el conocimiento contenido en la bibliografía disponible en nuestro medio. Es necesario aclarar que en el aspecto geológico se contó con la asesoría del geólogo Ing. Mauricio Retana.

b) Inicialmente el proyecto contemplaba la aplicación por parte del graduando del método gravimétrico dentro de la misma zona para integrar los resultados con los del método magnético, pero tal cosa no fue posible por tardanza de C.E.L. en la adquisición del Gravímetro.

c) El magnetómetro utilizado no es lo suficientemente sensible para evaluar el área, en forma confiable, aplicando técnicas cuantitativas; pero sí, es suficiente para un reconocimiento de las estructuras magnéticas de la zona.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

A pesar de todas las dificultades que hubo que vencer para la realización del presente trabajo, el autor considera haber obtenido bastante formación teórico-práctica en la realización del mismo, puesto que durante los últimos cuatro meses de 1976 estuvo en contacto directo con la ejecución de un proyecto de estudios geotérmicos y observando de cerca la aplicación de las

prospecciones geológica, hidrológica, de resistividad eléctrica y realizando la prospección magnética y durante el siguiente año realizando el estudio bibliográfico que le permitiera adquirir y ampliar conocimientos acerca de un área especializada: LA GEOFISICA.

Dado que el Departamento de Física de la Universidad de El Salvador tiene como uno de sus proyectos proporcionar orientación, a los estudiantes que lo deseen, en la rama de Geofísica, el graduando se permite recomendar lo siguiente:

- 1° *Que se implemente la sección de Geofísica en el Departamento. Y para ello:*
 - a) *Que se contrate personal especializado para desarrollar el área de Geofísica*
 - b) *Que el Departamento adquiera equipo de geofísica y patrocine prospecciones con diferentes objetivos: búsqueda de agua, de fuentes de calor, etc.*
 - c) *Que se estructure un programa de becas*
 - d) *Que se continúe adquiriendo bibliografía geofísica actualizada.*
- 2° *Que el Departamento de Estudios Geotérmicos de la Zona Oriental de C.E.L. integre los resultados de esta prospección con los que se obtengan de la prospección gravimétrica que se está realizando dentro de la misma zona.*

BIBLIOGRAFIA

- Grant y West. INTERPRETATION THEORY IN APPLIED GEOPHYSICS; Mc Graw,
New York, 1965
- Milton B. Dobrín. INTRODUCCION A LA PROSPECCION GEOFISICA. Ediciones Omega, S.A
Barcelona, 1961
- Parásnis. GEOFISICA APLICADA. Barcelona, 1970
- Kruger y Otte. GEOTHERMAL ENERGY. Stanford University, California, 1973.
- Heiland. GEOPHYSICAL EXPLORATION. Hafner Publishing Company, New York, 1963
- Runcorn. METHODS AND TECHNIQUES IN GEOPHYSICS. Interscience Publishers,
New York, 1960.
- Stacey. PHYSICS OF THE EARTH. John Willey and Sons, Inc., New York, 1969.
- Longwell y Flint. GEOLOGIA FISICA. Limusa Wisley S.A., México, 1971.
- Ponencias del PRIMER SIMPOSIO INTERNACIONAL SOBRE ENERGIA GEOTERMICA EN AMERICA
LATINA. Guatemala, 18-23 de Octubre, 1976.
- S. Breiner. APPLICATIONS MANUAL FOR PORTABLE MAGNETOMETERS., Geometrics,
California, 1973
- R. Haenel. PROSPECTING FOR GEOTHERMAL ENERGY BY GEOPHYSICAL METHODS. Physics
in Technology, Sept. 1977
- John C. Rowley. GEOTHERMAL ENERGY DEVELOPMENT., Physics Today, Enero 1977