

BOLETIN

de la

Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración

S U M A R I O

El Calculador Optico, por *R. W. Baltosser* y *S. W. Wilcox* (traducido del inglés por el Ing. *V. A. Olhovich*).

Necesidad de Refinar el Marcado e Interpretación del Sismograma en Sismología de Reflexión, por el Ing. *Mariano Hernández Moedano*.

Masa y Densidad Media de la Tierra, por el *Dr. Honorato de Castro*.

Características Físicas del Interior de la Tierra, por el *Dr. Honorato de Castro*.

“FORO ABIERTO”

Tiempo de Retraso, por el Ing. *F. Neri España*.

Nuevos Socios.

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

MESA DIRECTIVA PARA EL PERIODO 1961-1962

Presidente: Santos Figueroa Huerta.

Vice-Presidente: Guillermo Hernández Moedano.

Secretario: Alfonso Cornejo Toledo.

Tesorero: Thomas Ortiz.

Vocal de Petróleo: Jesús Basurto García.

Vocal de Minas: Guillermo P. Salas.

Vocal de Ingeniería Civil: Juventino Islas Leal.

Editor: Vladimir A. Olhovich.

Coeditores: Armando Eguía Huerta y Antonio Cordero Limón.

Presidente Directivo Anterior: Antonio García Rojas.

Este Boletín se publica cada tres meses y se distribuye gratuitamente a los socios.

El precio de suscripción para no socios es de \$ 150.00 m/n al año y
de \$ 50.00 m/n número suelto.

Para todo asunto relacionado con el Boletín: manuscritos, asuntos editoriales, suscripciones, descuentos especiales a bibliotecas públicas o de Universidades, publicaciones, anuncios, etc., dirigirse a:

ING. VLADIMIR A. OLHOVICH

Av. Juárez No. 97 Despacho 302.

Teléfonos 18-41-41 y 12-89-70

México 1, D. F.

EL CALCULADOR OPTICO

Por *R. W. Baltosser* y *S. W. Wilcox*

(Traducido por V. A. Olhovich).

El Calculador Optico ha sido diseñado para permitir a los geólogos y geofísicos analizar un modelo geológico, fácilmente modificable, en términos que representan valores gravimétricos. El modelo se prepara, trazando a escala secciones o bosquejos de cierta distribución de densidades que puede ser real o supuesta. Cuando tal modelo es colocado en el instrumento calculador, las lecturas que se obtienen son equivalentes a valores gravimétricos.

El presente método de interpretación de observaciones gravimétricas, es nuevo en lo que se refiere al tipo de instrumentación.

Los pioneros que trabajaban con la "balanza de torsión" ya entonces han reconocido la ambigüedad inherente a observaciones gravimétricas, en que al tratar de interpretar el significado geológico de estas observaciones, se presentaban numerosas soluciones, todas ellas igualmente posibles. Se intentaba superar la dificultad del problema, calculando el efecto gravimétrico de diferentes modelos. Estos simples modelos que simulaban domos sumergidos de sal o escollos encerrados en sedimentos y de contraste de densidad conocido, rendían un cuadro gravimétrico útil, aunque los cálculos eran tediosos. Un ejemplo clásico de tal esfuerzo analítico fue la predicción de los contornos del domo salino Hoskim Mound (*) Fig. 1.

El advenimiento del gravímetro no ha librado el problema de la ambigüedad, y el estudio de modelos fue continuado. Desgraciadamente, las dificultades matemáticas limitan la aplicación al uso de modelos simples para disminuir la cantidad del trabajo de cálculo necesario. Un intento para aliviar el problema fue el de reducir el modelo a dos dimensiones lo que permitía calcularlo como un cuerpo alargado, normal al plano del modelo. Una expo-

(*) "Eotvos Torsion Balance Method of Mapping Geological Structures" by D. C. Barton, Geophysical Prospecting 1929, AIME, pp. 449 (Fig. 1).

sición completa del desarrollo matemático implicado en aplicación de tal aproximación, está contenida en el artículo. (**)

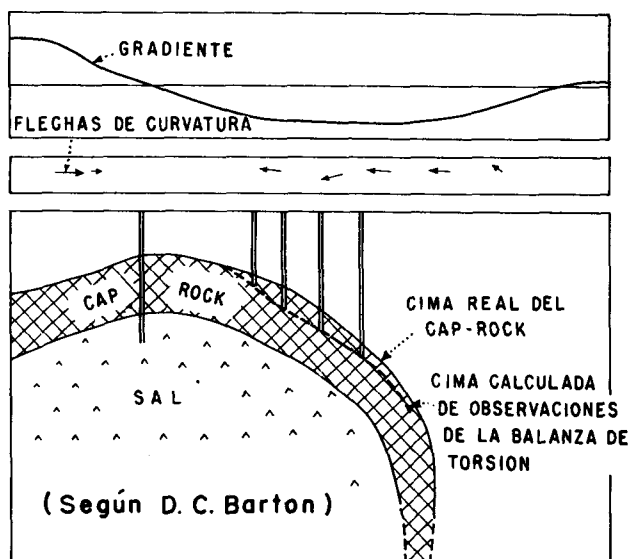


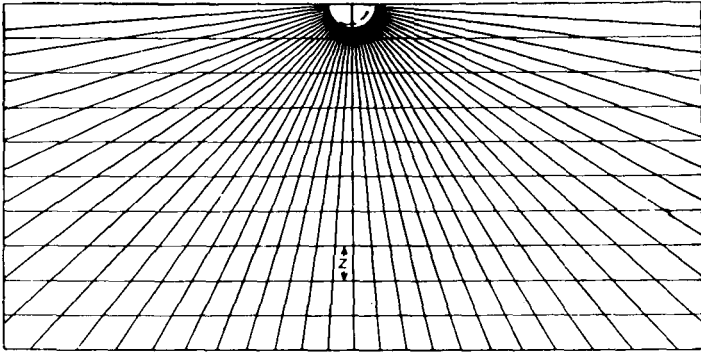
Figura 1

Todas estas fórmulas matemáticas pueden ser fácilmente expresadas gráficamente, y ciertas gráficas de cuadrículas han sido desarrolladas independientemente por varios geofísicos para simplificar el trabajo asociado con el estudio de modelos. Entre otros, D. C. Barton es citado de haber empleado el método en 1929. Estas cuadrículas reducen considerablemente la tarea de cálculo del efecto gravimétrico de los modelos. La Figura 2 muestra un ejemplo de un tipo de cuadrícula diseñado por D. C. Skeels. Cuando cuadrículas como éstas son destinadas para el estudio de modelos de dos dimensiones, tal modelo se supone que tiene una longitud infinita, normal al plano de la red de cuadrículas. El bosquejo de modelo se coloca sobre el cuadro geométrico construido matemáticamente en el cual a cada unidad del área corresponde igual incremento del campo vertical de fuerza de gravedad. De esta manera

(**) "Line Integral Method of Computing Gravity", por M. King Hubbert en "Geophysics", Vol. 13, No. 2, pág. 215.

puede determinarse aproximadamente la fuerza vertical producida por cuerpos alargados y enterrados de forma irregular, contando el número de unidades de área en la red de cuadrículas que se sobrepone a la sección del modelo. La

Cada larga \square unidad corresponde a $10^{-5} \sigma t$ mg, donde σ = densidad y t = número de cms. en original representado por distancia Z en sección



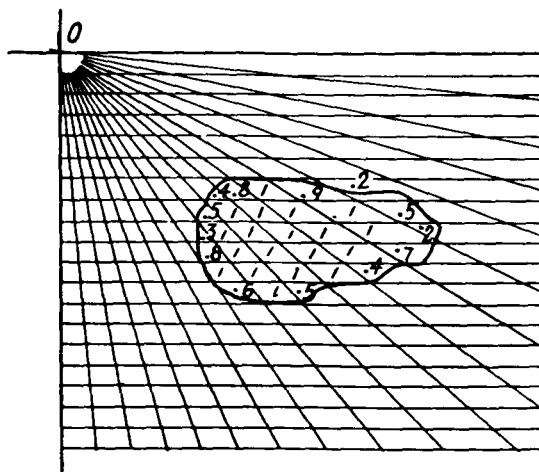
**Cuadrícula para cálculo de efectos de gravedad
de estructuras bi-dimensionales**

(Según D. C. Skeels)

Figura 2

Figura 3 muestra un modelo sobrepuesto a tal cuadrícula. La aplicación principal del calculador óptico es para investigar modelos que corresponden a situaciones geológicas reales. Estos modelos son unos esbozos en escala correcta o secciones de una configuración geológica probable. A cada parte de la sección de significado geológico diferente se da una densidad óptica o opacidad que es proporcional a la gravedad específica supuesta de la formación. Por lo tanto, se prepara sobre una película transparente y a la escala requerida, una disposición de modelos sombreados de acuerdo con la gravedad específica y se la inserta en el instrumento sobre la abertura o ventana, en contacto con la cuadrícula óptica.

Para explicar la teoría del instrumento se presenta a continuación un análisis matemático abreviado del método para el cálculo de cuadrículas según fue expuesto por Hubbard.



Uso convencional de cuadrícula de Skeels

Figura 3

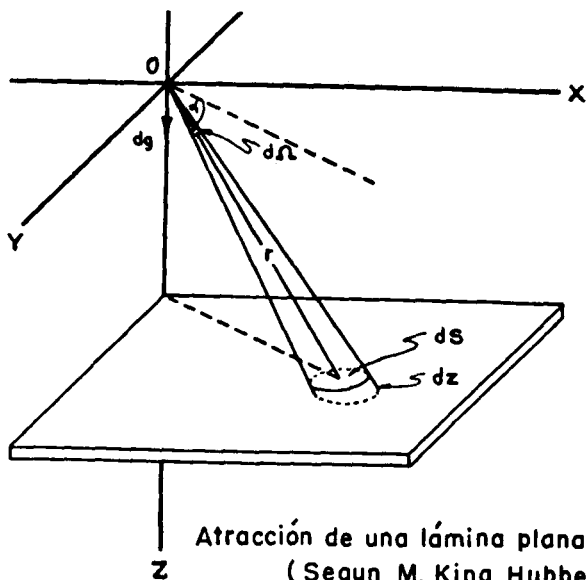


Figura 4

El gravímetro observa solamente Δg de la gravedad g total terrestre, y es necesario considerar solamente la componente z del campo gravimétrico. En la Figura 4, sea dS un elemento tri-dimensional del área del plano horizontal definido por z y $z + dz$, y sea ρ la densidad del elemento de volumen. La componente vertical de gravedad dg puede escribirse:

$$dg = \frac{dkm}{r^2} \sin \alpha = \frac{k \rho dz dS}{r^2} \sin \alpha \quad (1)$$

donde k es la constante gravitacional, r es la distancia polar a la que se encuentra el elemento desde el origen de coordenadas, y α es el ángulo de depresión de r desde el horizonte de la estación.

Pero el ángulo sólido del elemento dS puede ser definido como:

$$\frac{dS \sin \alpha}{r^2} = d\Omega \quad (2)$$

y entonces la ecuación (1) puede escribirse:

$$dg = k \rho dz d\Omega \quad (3)$$

si ahora consideramos el área finita S de una forma arbitraria, la atracción en el origen será:

$$g = k dz \int_s \rho d\Omega \quad (4)$$

y si ρ es constante para todo S esta fórmula se simplifica en:

$$g = k \rho \int_s d\Omega dz. \quad (5)$$

Para un ángulo sólido dado Ω la atracción de la masa contenida entre dos planos horizontales z_1 y z_2 se obtiene integrando la ecuación (5) con respecto a z :

$$g = k \Omega \int_{z_1}^{z_2} \rho dz \quad (6)$$

y si ρ es constante, se tiene:

$$g = k \rho \Omega (z_2 - z_1) \quad (7)$$

Este es el efecto gravimétrico en el origen debido a la masa contenida en el tronco del cono inclinado a su vértice con el origen.

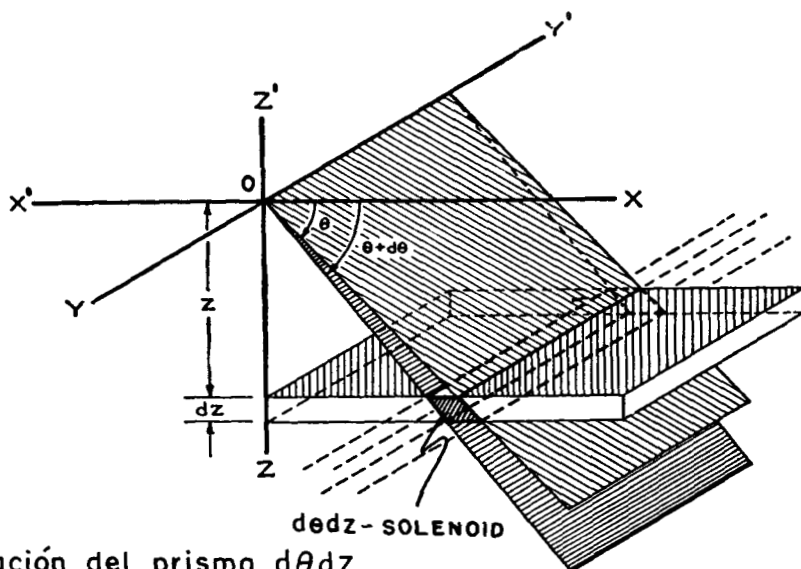


Ilustración del prisma $d\theta dz$

(Según M. King Hubbert)

Figura 5

Para hacer que estas ecuaciones sean aplicables al caso de dos dimensiones, consideramos un elemento del área superficial dS (véase la Figura 5) como una faja lineal angosta de longitud infinita y paralela al eje "y", siendo esta faja definida por el área sobre el plano $z = \text{constante}$ que se encuentra entre dos planos inclinados los que intersectan el eje "y" y los que forman con el eje "x" ángulos θ y $d\theta$ respectivamente. La ecuación (5) muestra que la atracción de esta faja será proporcional al ángulo sólido subtenido por ella en el origen. En ángulo sólido $d\Omega$ entre los dos planos que se intersectan con el ángulo $d\theta$ guarda la misma relación al ángulo sólido Ω que el ángulo plano $d\theta$ guarda al ángulo plano total θ . El ángulo sólido total es la relación del área de la superficie de una esfera al cuadrado de su radio ó 4π , mientras el ángulo plano es 2π ; por lo tanto:

$$\frac{d\Omega}{4\pi} = \frac{d\theta}{2\pi} = d\Omega = 2d\theta \quad (8)$$

En esta aplicación, donde la integración se efectúa como una suma por medio de celdas fotoeléctricas y si cada prisma de la unidad del área es suficientemente pequeño para que ρ pueda considerarse constante para cada unidad, entonces ρ puede variar de un prisma a otro, y la fotocelda integrará todo el área de acuerdo con la ecuación (14).

En las cuadrículas gravimétricas, cada unidad, no importa cual sea su dimensión física, contribuye en igual cantidad al campo gravimétrico total. Ópticamente, es solamente necesario construir un filtro que dejará pasar una cantidad igual de luz para cada una de las áreas de unidad, con la posición geométrica de la abertura de cada filtro centrada en el área-unidad de la cuadrícula.

Todas estas aberturas equivalen a un incremento igual de la gravedad para un medio de la gravedad específica homogénea. La Figura 6 muestra una cuadrícula óptica que satisface los requisitos matemáticos de la teoría de cuadrículas de dos dimensiones. Cuando una sección es sobrepuesta a tal cuadrícula, la luz que pasa a través de la sección, cae sobre la celda fotoeléctrica, la que cuenta eficazmente el número de las aberturas. La cuadrícula óptica de la Figura 6, contiene cerca de 4,200 aberturas para la luz que corresponden a 4,200 cuadrículas de unidades del área.

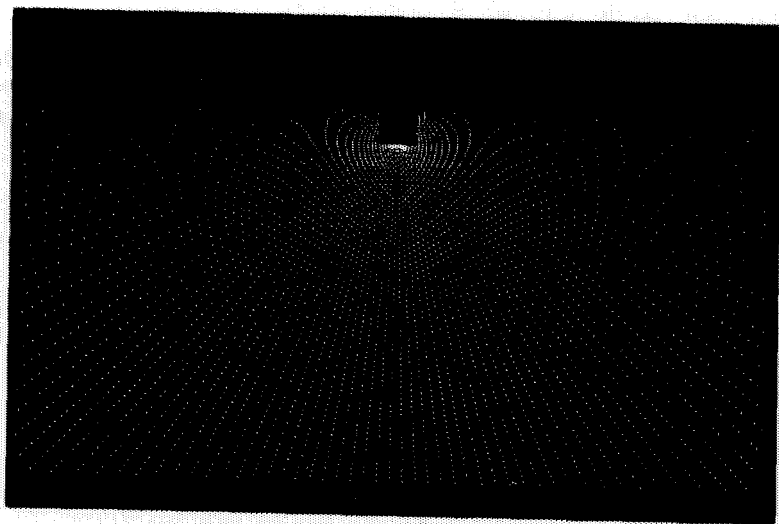


Figura 6

La Figura 7 muestra un diagrama esquemático del calculador óptico. La luz pasa a través de la cuadrícula óptica y de la sección geológica sobre-

puesta y se recolecta por medio de un sistema óptico adecuado, concentrándose sobre la superficie de la celda fotoeléctrica. El producto eléctrico de esta celda se despliega por un cuadrante cuyo indicador está equilibrado para hacer lecturas en miligales o en cualquier parte proporcional de éstos. La sección geológica es desplazada a través de la cuadrícula óptica en la orientación geométrica apropiada simulando las observaciones con gravímetro de la superficie. Las lecturas del instrumento se anotan en cada estación a medida que el modelo de la sección geológica se desplaza a través del instrumento. La Figura 8 es la fotografía del instrumento.

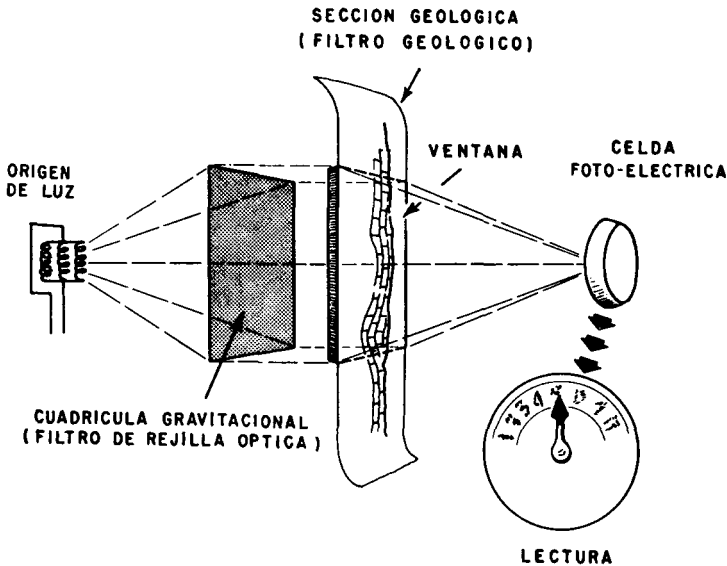


Figura 7

Para analizar el efecto de un cierto concepto geológico, se hace un croquis de éste sobre un papel transparente o una película y a la escala conveniente. Este medio debe ser de una opacidad uniforme y debe tener una superficie adecuada para que se pueda dibujar sobre ella con un lápiz. La película limpia es considerada de tener una transmisibilidad óptica igual o menor que la gravedad específica simulada de cualquiera de las formaciones presentadas en el modelo. La densidad óptica es entonces proporcional a la gravedad específica, lo que quiere decir que, al sombrear la película se aumenta la densidad óptica lo que a su vez representa el aumento en la gravedad específica.

Por ejemplo si se supone que una sección geológica que se tiene bajo estudio no contiene formaciones de gravedad específica menos que 2.00 gramos por centímetro cúbico, se escoge la transmitibilidad óptica de 2.00 para la parte limpia (clara) de la película. Después se bosquejan sobre la película a escala las formaciones geológicas. Puesto que estamos interesados solamente en los contrastes de la gravedad específica, solamente éstos deben tomarse en cuenta al preparar el modelo.

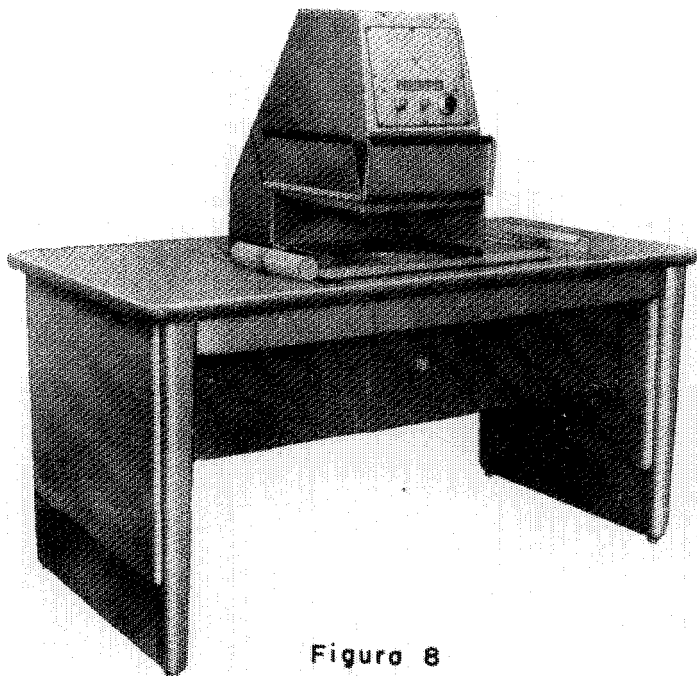


Figura 8

Estas formaciones son sombreadas con densidades ópticas proporcionales a sus supuestas gravedades específicas. El sombreado se efectúa usando el instrumento como un densitómetro en donde pequeñas áreas de la sección se comparan directamente con el tipo patrón.

Calibración.

La calibración del instrumento debe ser tal que se perciba no solamente el grado de opacidad de los modelos, esto es, desde la transmisión total hasta ninguna transmisión de la luz, sino también que se reconozca la escala del

modelo. Nuestra experiencia nos enseña que se puede normalmente controlar el sombreado medio mucho más exacto que 0.05 gramos por centímetro cúbico del contraste de la densidad para cualquier escala práctica de la sección.

Dos controles son provistos que afectan directamente la sensibilidad del instrumento. Estos son: el "Switch" del Multiplicador que se encuentra en la parte delantera del tablero, y el Obturador sobre la foto-celda de referencia abajo de la hilera de lámparas.

El "Switch" del Multiplicador, localizado arriba en la parte derecha del tablero de control, es un "Switch" década de resistencia de cuatro posiciones conectado a través del potenciómetro de Escala de Lectura. Según su posición éste proporciona cambios de valores en la Escala de Lectura múltiplos de 1, 2, 3 y 4 veces para un cambio en la transmisión de la luz a través del modelo. El potenciómetro de la Escala es un potenciómetro Helipot de diez vueltas equipado con graduación Helipot de cuadrante dual con 100 divisiones por cada vuelta. Este control está situado abajo en el lado derecho del control. Adyacente a él y a la izquierda del control de Lectura de Escala, se encuentra el control del Ajustador de la Escala. Este control es un potenciómetro dual, siendo cada potenciómetro conectado a los lados opuestos del control de la Escala de Lecturas de tal modo que el voltage a través del potenciómetro de la Escala, es siempre constante, no importa cual sea la posición del control del ajustador. Tal arreglo permite que la lectura del cuadrante de la Lectura de Escala se cambie sin que se altere la sensibilidad del instrumento.

Los otros dos controles del instrumento están en el circuito del galvanómetro y se encargan de protegerlo. El control del "Shunt" del Galvanómetro, situado arriba del lado izquierdo del tablero de control, es un "switch" de dos posiciones. En la posición "Standby" éste ocasiona el corto a través del galvanómetro para protegerlo contra sacudidas mecánicas y sobrecargas eléctricas excesivas. La posición "Operación" coloca una resistencia de amortiguación de mil ohms a través del galvanómetro. El control de la sensibilidad del Galvanómetro en la parte baja del lado izquierdo del tablero de control es una resistencia variable de 50,000 ohms conectada en serie con el galvanómetro, y sirve para proteger el galvanómetro contra condiciones de sobrecarga menores, tales como puedan ocurrir mientras el modelo se hace cambiar de posición.

Han sido ensayados varios métodos de calibración del instrumento. El método que se describe a continuación parece ser el más práctico, puesto que, una vez hecho, permite casi instantáneamente la selección de la escala necesaria para un contraste de la densidad media dada.

Una gráfica de calibración de Escala para instalar el instrumento para una cierta escala del modelo se prepara como sigue:

La cuadrícula que se va a usar se coloca en el instrumento y se inserta el modelo de densidad uniforme que representa la densidad media de la sección que se quiere estudiar. El control del Ajustador de la Escala ("Reset") se fija en un punto conveniente que puede cambiarse con exactitud. Por ejemplo, colóqueselo en la dirección de agujas del reloj en su posición extrema. El cuadrante de la Lectura de Escala se pone entonces a algún valor como 900. El galvanómetro se centra cuidadosamente a la escala ajustando el obturador de la celda de referencia. El modelo de la densidad uniforme se quita y el cuadrante de Lectura de Escala se gira para equilibrar el galvanómetro a escala. Se calcula la diferencia entre las dos lecturas. Esta diferencia se registra, como también la posición original del cuadrante de la Escala. Después, el modelo otra vez se inserta en el instrumento y el cuadrante de la Escala se pone a un valor algo menor que el anterior, por ejemplo, 750, y el galvanómetro se equilibra otra vez ajustando el obturador de la celda de referencia. La diferencia es otra vez calculada y registrada junto con el valor correspondiente del cuadrante de la Lectura de Escala. Lo mismo se hace para toda la

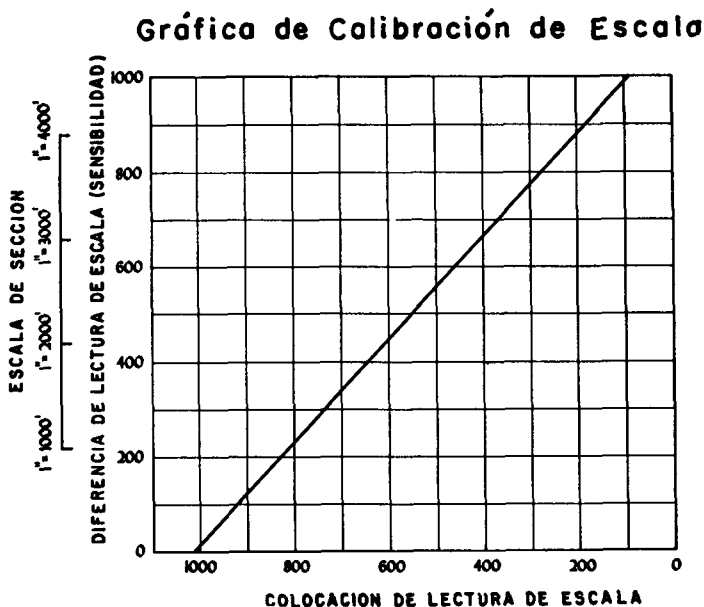


Figura 9

extensión del cuadrante de la Lectura de Escala y los resultados se trazan, como está mostrado en la Figura 9, con los valores del cuadrante de la Lectura de Escala sobre abscisa y las diferencias correspondientes sobre ordenada de la curva. Para todos los fines prácticos, esta curva es una línea recta. Llamamos esta curva "Cuadro de Calibración de la Escala". La ordenada puede ser definida como la correspondiente a la diferencia en miligales leída por el instrumento, y puesto que el valor de gravedad de una losa que se quiere determinar depende tanto de sus dimensiones como de su densidad, la escala correspondiente para el modelo puede ser determinada calculando la réplica en miligales para un cierto espesor y para el contraste medio de densidades de una losa dada.

Para determinar la escala del modelo que será usado en el calculador, es preciso determinar la componente vertical de la gravedad en el área donde se encuentra la losa de extensión infinita puesta contra la cuadrícula óptica. Para hacerlo, hay que aplicar dos correcciones a los valores calculados por el efecto de una losa infinita. Primero, es necesario corregir por la parte que se encuentra más allá de los límites de la cuadrícula óptica. Esta corrección se llama "el efecto marginal". La segunda corrección es debida al "espacio ciego" que se halla en el ápice de la cuadrícula óptica.

La Figura 10 representa la curva de la corrección gravimétrica que muestra el porcentaje del efecto de gravedad total debido a un rectángulo de dimensiones laterales finitas comparado con el efecto debido a una losa infinita. Puesto que la cuadrícula óptica uno por uno tiene la proporción dimensional dos por uno, la curva indica que el efecto gravitacional del rectángulo es 72.5% de la losa infinita. Las partes faltantes del rectángulo desde sus límites hasta el infinito proporcionan, por consiguiente, 27.5% de la componente vertical del campo gravitacional.

Directamente debajo del punto focal de la cuadrícula óptica se encuentra un pequeño espacio vacío. Esta parte no contribuye en nada a la lectura gravimétrica y por eso se llama el "espacio ciego". Esta es el área cuya superficie superior intercepta el ápice de la rejilla de cáculos y de la cual no puede ser enteramente eliminada porque el factor $1/r$ en el campo bi-dimensional se aproxima al infinito al aproximarse r a cero.

La parte proporcional de la gravedad que se deja de estimar debido al espacio ciego es la relación de su tamaño con respecto al tamaño de toda la cuadrícula óptica. Para la cuadrícula uno por uno, esta corrección es 5% del valor total de la cuadrícula, por lo que la lectura efectiva de la cuadrícula para una losa infinita es 68.9% de su total influencia gravitacional.

Curva de corrección gravimétrica

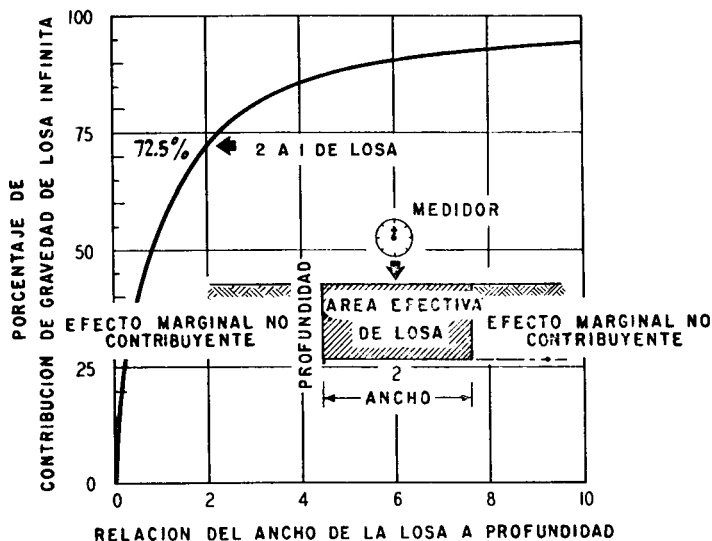


Figura 10

Para calcular la réplica en miligales y las escalas asociadas, la componente vertical del campo terrestre en miligales se expresa según la ecuación:

$$g_z = 12.77 \rho L$$

donde ρ es el contraste en densidad en gramos por centímetro cúbico y L es el espesor en miles de pies.

Entonces, si el contraste medio de densidad es 0.5 gramos por centímetro cúbico a la escala de 1 pulgada por 1,000 pies y siendo la dimensión vertical de la cuadrícula 5 pulgadas, se tiene:

$$g_z = 12.77 \times (0.5) \times 5 = 31.93 \text{ miligales;}$$

pero esto es para una losa infinita. El calculador puede ver solamente 68.9% de la losa infinita, de manera que la réplica correspondiente para el valor de la cuadrícula es 21.999 ó 22.0 miligales para la escala de 1 pulgada = 1,000 pies. Puesto que el instrumento puede leerse hasta 0.10 miligales, esto equivale a 220 unidades de diferencia del cuadrante de Lectura de Escala. El equi-

valente del cuadrante de Lectura de Escala para escalas de 1 pulgada = 2,000 pies — 3,000 pies, etc., son múltiples directos de estas 220 unidades de Lectura de Escala. Así, el valor para cualquier escala puede hallarse por este procedimiento. La reducción de los datos a la réplica equivalente de la cuadrícula nos capacita, por un cálculo sencillo, hacer una comparación directa entre los datos teóricos y los observados.

Para usar la gráfica de Calibración de Escala, se determina la escala apropiada, su valor correspondiente se fija sobre el cuadrante de Lectura de Escala, el “Reset” (ajustador) de la Escala se pone en la posición de referencia y se ajusta cuidadosamente el obturador estando en su lugar el modelo de una densidad media o promediada. Esto ajusta el instrumento para una cierta escala y para ciertos límites de la opacidad.

Es preciso ahora determinar el grado de sombreado necesario para los contrastes de densidades que se van a emplear. Para hacerlo, se quita la cuadrícula y se inserta la “lámina de calibración de densidad”, se agrega el modelo de densidad media y el galvanómetro se equilibra a la escala por medio de “Reset” de Escala, después de lo cual el modelo se aleja y se determina la diferencia de lectura de escala sobre el cuadrante con respecto a la densidad promediada. Este valor se marca sobre la hoja de calibración de densidad y se traza una línea recta a través de este punto desde el origen. Por ejemplo, supongamos que vamos a trabajar con un contraste total de densidad igual a 1.0 gramos por centímetro cúbico. Entonces, el contraste medio de densidad del modelo es de 0.5 gramos por centímetro cúbico. Por consiguiente, la abertura clara a través de la lámina de calibración representa ningún contraste de densidades y la película de densidad uniforme que se usa para centrar los controles representa 0.5 gramos por centímetro cúbico del contraste de densidades. En este caso, la diferencia escalar del modelo para el contraste medio de la densidad, se marca enfrente de 0.5 gramos por centímetro cúbico de contraste de densidad encima de la diferencia de lectura escalar calculada, y se traza desde el origen la recta a través de este punto. Una gráfica de este tipo está mostrada en la Fig. 11. La abscisa de esta gráfica, está en términos de divisiones del cuadrante mientras que la ordenada está en términos del contraste de densidad en gramos por centímetro cúbico. Se efectúa una serie de pruebas, las que se confrontan sobre la lámina de calibración con el valor verdadero.

Con un sombreado patrón establecido, las formaciones pueden ser sombreadas por medio de la inspección visual. Como un procedimiento alternativo, las secciones pueden ser preparadas como mosaicos de películas de densidad óptica estandarizada. Cualquier sombreado de formación puede verifi-

carce introduciendo el modelo en el instrumento sobre la lámina calibradora y notando la diferencia.

Gráfica de calibración de densidad

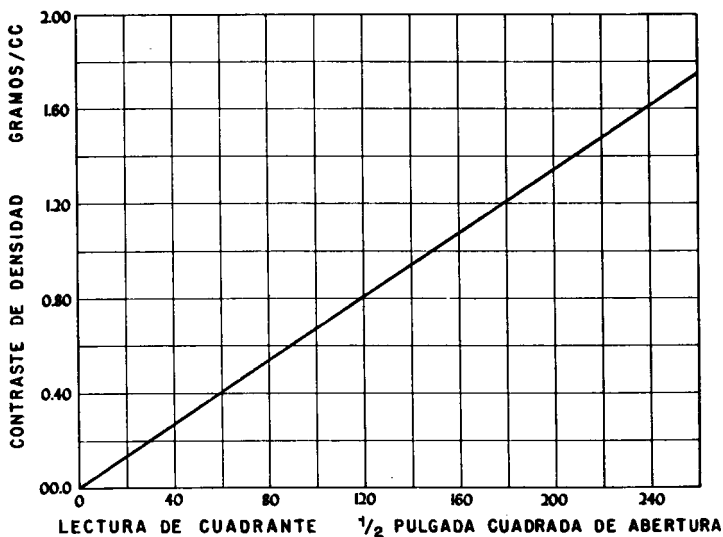
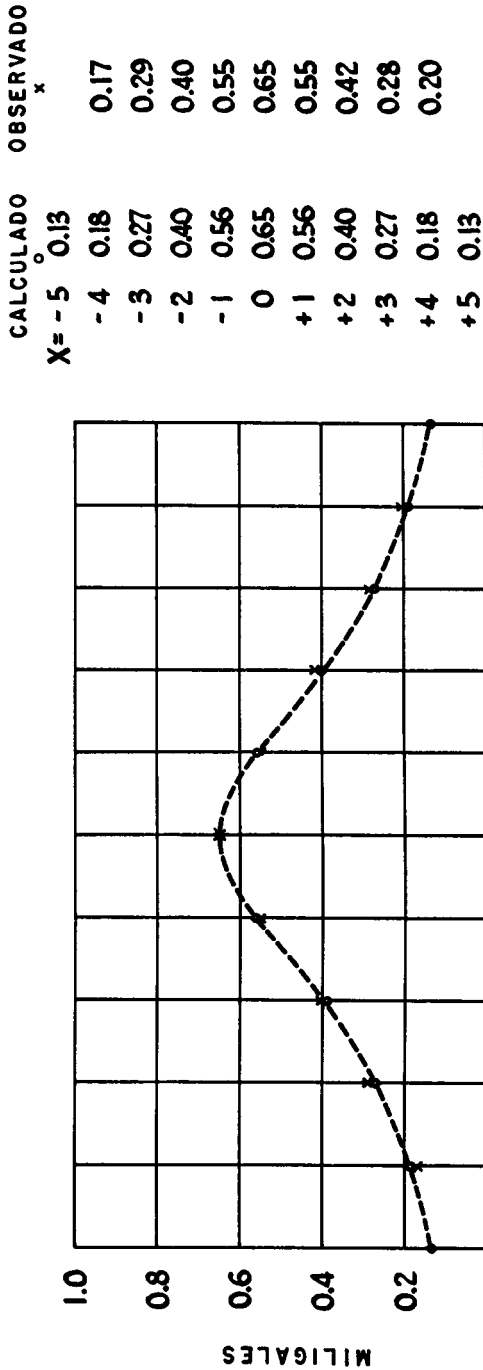


Figura 11

Una vez que el modelo está listo y verificados los contrastes de densidades, la Lámina Calibradora de Densidad se aparta y se inserta la cuadrícula. La sección del modelo se pone en el propio lugar, el cuadrante de Lectura de Escala se fija en su posición media y se equilibra el galvanómetro por medio del Ajuste ("Reset") de la Escala. El modelo entonces se mueve a través del instrumento y se anotan los valores correspondientes en las diferentes posiciones de referencia del modelo.

Si existen fuertes contrastes de densidades cerca de la superficie, los resultados serán interpretados falsamente, debido a la presencia del "espacio ciego". Esta deformación puede reducirse agrandando la sección geológica en razón del tamaño lineal de la cuadrícula óptica al tamaño del "espacio ciego", después haciendo correr esta sección geológica a través del instrumento y agregando su efecto al resultado antes obtenido.

El efecto marginal puede reducirse: 1).—Usando filtros laterales, o 2).—Usando escalas vertical y horizontal desiguales. Para una relación 5 a 1



$$g_z = \frac{12.77 \rho R^2}{z} \frac{1}{\left(1 + \frac{X^2}{z^2}\right)}$$

Donde $\rho = 0.36$ gramos
por cm. cúbico

$$R = 594 \text{ ft.}$$

$$z = 2500 \text{ ft.}$$

X = Distancia horizontal
(1000 de pies)

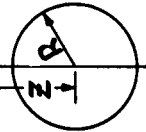


Figura 12

entre las escalas, el efecto marginal será solamente 6% de la influencia total producida por una losa infinita.

El método para usar cuadrícula con escalas verticales exageradas, es idéntico al que se usa para cuadrícula de escalas iguales. Una gráfica especial de "Calibración de Escala" será necesaria para cada cuadrícula, de otra manera no habrá cambio en el método.

La sección geológica puede ser modificada mientras se encuentra insertada en su lugar. Estas modificaciones, hechas con lápiz y borrador, van a cambiar las lecturas del instrumento, y se recorre un perfil nuevo, representando los valores de gravedad de la sección modificada.

No existe alguna limitación teórica a la complejidad de la sección geológica con respecto a la configuración de diferencias de gravedades específicas. Tal flexibilidad permite que los cambios en la configuración geológica sean evaluados rápidamente. Por ejemplo, al examinar el problema de falla, modificando el diseño, se puede variar la orientación, las dimensiones y la gravedad específica a voluntad. Las formaciones pueden agregarse o quitarse según se desea.

La Fig. 12 muestra una prueba del instrumento para un modelo que es un cilindro horizontal de 1,187 pies de radio y con su centro de masa a 2,500 pies debajo de la superficie. La réplica calculada del instrumento está representada por círculos y la línea quebrada, mientras que la réplica observada del instrumento está representada por cruces.

La Fig. 13 es la sección final preparada durante el proceso de estudio a través de la falla de Palo Verde en la cuenca de Los Angeles, en California. Los resultados de este estudio se han obtenido del mapa G.P.149 de U. S. G. S.

Durante el estudio de este problema han sido trazadas un total de catorce secciones. El tiempo necesario para estos estudios fue de casi ocho horas. Las primeras secciones hechas para el estudio tomaron en cuenta solamente el efecto gravitacional del esquiste de Catalina o rocas de basamento. En seguida fue estudiada la configuración de la falla, y, finalmente, fue considerada la sección entera. La gravedad teórica de esta sección coincide muy cerca con la gravedad observada. Sin embargo, un análisis cuidadoso de la sección sugiere que se requeriría más del material de densidad baja debajo del extremo inferior de la falla para obtener una coincidencia exacta entre la gravedad teórica y la observada.

SECCION A - B
INVESTIGACIONES GEOFISICAS
MAPA GP 149
CUENCA DE LOS ANGELES, CALIFORNIA

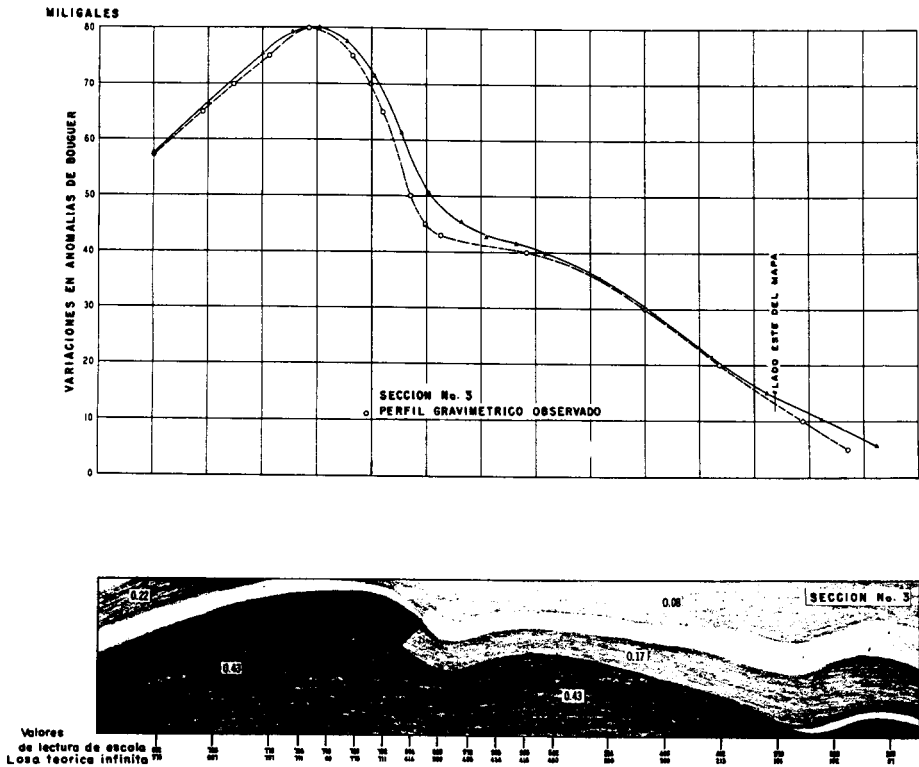


Figura 13

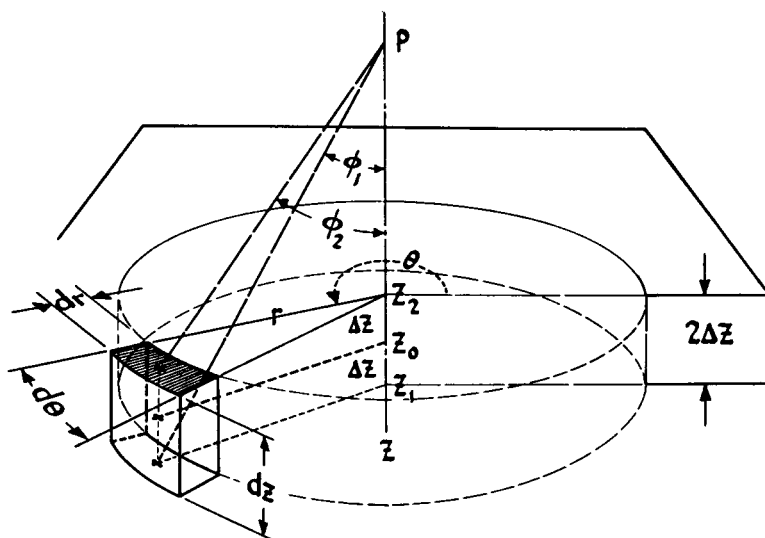


Figura 14

$$\begin{aligned}
 \textcircled{1} \quad dv &= r \, d\phi \, dr \, dz \\
 \textcircled{2} \quad dg_v &= \rho \frac{dv}{R^2} \cos \phi \\
 \textcircled{3} \quad dg_v &= \int_{z_1}^{z_2} \frac{\rho r \, d\phi \, dr}{R^2} \cos \theta \, dz = \int_{z_1}^{z_2} \frac{\rho r \, d\phi \, dr}{(z^2 + r^2)} \cdot \frac{z}{(z^2 + r^2)^{1/2}} \, dz \\
 &= \frac{\rho r \, d\phi \, dr}{2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{2z \, dz}{(z^2 + r^2)^{3/2}} = \left[\frac{-2}{(z^2 + r^2)^{1/2}} \right]_{z_1}^{z_2} \cdot \frac{\rho r \, d\phi \, dr}{2} \\
 \textcircled{4} \quad &= \rho \, d\phi \, dr \left[\frac{r}{(z_2^2 + r^2)^{1/2}} - \frac{r}{(z_1^2 + r^2)^{1/2}} \right] = \rho \, d\phi \, dr \left[\sin \phi_2 - \sin \phi_1 \right]
 \end{aligned}$$

Para que éste sea único para todas las posiciones de z , Δz debe permanecer constante y $\frac{r}{z}$ también debe ser constante

Figura 15

MODELOS DE TRES DIMENSIONES

El calculador óptico con una cuadrícula bi-dimensional, es muy apropiado para ser usado en casos tales como fallas, sinclinales y otras formaciones geológicas, cuya longitud es mucho más grande que su corte transversal. Sin embargo, para que un instrumento tuviera la aplicación universal, es indispensable que su uso incluyera también cuerpos tri-dimensionales. Esto se hace fácilmente, empleando secciones horizontales en vez de verticales. En este caso, el efecto total de varias capas es la suma de todas las capas individuales. Puesto que el calculador puede fácilmente obtener el efecto de una capa, es una cuestión simple de sumar el efecto de varias capas. Mientras más delgadas son las capas y mayor número de éstas se toman, más cerca el resultado calculado se va a aproximar al valor verdadero de una estructura geológica supuesta. La Fig. 14 enseña la relación geométrica para el caso de una sola capa, mientras que la Fig. 15 recapitula ecuaciones matemáticas asociadas con la geometría del problema. A continuación se presenta una breve discusión sobre estas ecuaciones. En la Fig. 14 se quiere hallar la fuerza de gravedad vertical en el punto P de un disco cuyo espesor es $2 \Delta z$. Usando co-ordenadas cilíndricas, un volumen elemental será:

$$dv = r d\theta dr dz \quad (1)$$

De aquí es evidente que la componente vertical de la atracción gravitacional del volumen en P, es:

$$\begin{aligned} dg_v &= \frac{\rho dv}{R^2} \cos \phi = \frac{\rho r d\theta dr dz \cos \phi}{R^2} = \\ &= \frac{\rho r d\theta dr dz}{(z^2 + r^2)} \cdot \frac{z}{(z^2 + r^2)^{1/2}} = \frac{\rho r z d\theta dr dz}{(z^2 + r^2)^{3/2}} \end{aligned} \quad (2)$$

donde ρ es la densidad la que se supone constante desde $z_0 + \Delta z$ hasta $z_0 - \Delta z$.

$$\begin{aligned} \text{Integrando, se tiene: } dg_v &= \int_{z_1 - \Delta z}^{z_2 + \Delta z} \frac{\rho r z d\theta dr}{(z^2 + r^2)^{3/2}} dz = \\ &= \rho d\theta dr \left\{ \frac{r}{[(z_0 - \Delta z)^2 + r^2]^{1/2}} - \frac{r}{[(z_0 + \Delta z)^2 + r^2]^{1/2}} \right\} = \\ &= \rho d\theta dr [\sin \phi_2 - \sin \phi_1] \end{aligned} \quad (3)$$

Puesto que se permite que los mismos incrementos de luz pasen a través de cada elemento $dr d\theta$

$$\text{Intensidad de la luz} = k \rho (\sin \phi_2 - \sin \phi_1) \quad (4)$$

donde k es una constante.

Al hacer que la luz que pase a través de cada elemento $dr d\theta$ tenga una intensidad según la ecuación (4), la celda fotoeléctrica puede integrar la intensidad de luz e indicar una lectura proporcional a la gravedad para la entera capa.

La misma cuadrícula puede usarse para cada capa bajo las siguientes restricciones: esto es, cuando Z_o cambia en una cantidad ΔZ , la relación $r_{max.} / Z_o$ debe permanecer constante.

La condición de que $r_{max.} / Z_o$ permanezca constante, requiere que la escala de la sección horizontal se cambie proporcionalmente con la profundidad. Si el cambio de escala no es deseable, entonces deben prepararse cuadrículas distintas para cada capa. En otras palabras, o la escala de la sección horizontal o la escala de la cuadrícula debe cambiarse para satisfacer el requisito matemático del modelo.

Por consiguiente, los cuerpos tri-dimensionales pueden calcularse dividiéndolos en capas horizontales y sombreando cada capa de acuerdo con su densidad media. Sumando el efecto producido por cada capa se determina el efecto total de todas las capas.

La cuadrícula tri-dimensional actualmente disponible para el instrumento tiene las siguientes especificaciones:

$$r_{max.} / Z_o = \tan 60^\circ$$

La calibración del instrumento para estudios en tres dimensiones es idéntica a la que se usó para estudios en dos dimensiones. Se necesita una "Gráfica de Calibración de Escala" especial; pero el procedimiento no se cambia. Puede ser usado el mismo contraste de densidad en tanto que el instrumento sea ajustado a la escala apropiada de la sección horizontal que se quiere estudiar.

ESPECIFICACIONES

La sensibilidad del instrumento es aproximadamente una parte en dos mil, estando el multiplicador en la posición IX. Así, cubriendo dos aberturas de luz en la cuadrícula uno por uno (4,200 aberturas) producirá el cambio de la lectura escalar de una división del cuadrante de Lectura de Escala.

En ausencia del transformador de voltaje constante, la sensibilidad al cambio de voltaje de 105 a 125 voltios es en orden de siete partes en un mil. Añadiendo un transformador de voltaje constante del grado de 500 watios reduce la sensibilidad a estos cambios de voltaje a menos de una parte en un mil. Un transformador del grado de 500 watios de voltaje constante es recomendable cuando el voltaje fluctúa más cinco voltios.

La estabilidad del instrumento es relacionada con los cambios de temperatura ambiente. Cambios abruptos de la temperatura atmosférica introduce una deriva en el instrumento. En temperaturas normales dentro de un cuarto de habitación las lecturas del instrumento varían alrededor de una división del cuadrante de Lectura de Escala por cada tres o cuatro grados de cambio de temperatura del cuarto.

Los cambios de lectura del instrumento de cinco a ocho divisiones del cuadrante de Lectura de Escala se notan generalmente cuando las puertas de la cuadrícula se quedan abiertas por un largo período de tiempo, o cuando las cuadrículas se cambian. Normalmente, el instrumento regresa a la lectura de referencia unos diez minutos después que las puertas se cierran.

Los cambios de temperatura que se producen con la abertura momentánea de puertas para insertar un modelo para el estudio no son apreciables y no introducen cambios en la lectura del instrumento mayores de una división del cuadrante de Lectura de Escalas. Normalmente, el instrumento regresará a su lectura de referencia al tiempo que el galvanómetro es equilibrado.

La deriva normal del instrumento bajo la temperatura constante mantenida con lámparas que han sido encendidas incesantemente por algún tiempo es entre cinco y diez divisiones del cuadrante de Lectura de Escala en veinticuatro horas.

Tomando en consideración la construcción y la calibración del instrumento y del modelo geológico, la exactitud es mejor que 5%. En la repetición de cálculos, sin embargo, la exactitud es del orden de 5 a 10 partes en mil, dependiendo de las características de estabilidad y deriva de un instrumento particular y del cuidado en el manejo y operación de la unidad.

La cuadrícula uno por uno tiene el área de 50 pulgadas cuadradas, esto es, 5×10 pulgadas en dimensiones, siendo la ventana de la cuadrícula 10×10 pulgadas. Todas las cuadrículas de escala vertical exagerada, como también las cuadrículas tri-dimensionales, son de tamaño 10×10 pulgadas. Cualquier escala razonable puede ser asignada al área de la cuadrícula.

La potencia necesaria es de 500 watios, de la corriente alterna de 118 voltios.

La unidad está montada sobre una mesa de 30×60 pulgadas, y pesa, todo incluido, 160 libras.

CONCLUSION

En conclusión, el calculador óptico es un instrumento designado a evaluar rápidamente modelos geológicos realísticos, que son construídos sin dificultad y fácilmente modificables.

Aunque el instrumento fue designado específicamente para el uso en investigaciones gravimétricas, los principios básicos permiten su adaptación a todos los problemas del campo potencial. Esto se llevaría a cabo construyendo cuadrículas apropiadas.

NECESIDAD DE REFINAR EL MARCADO E INTERPRETACION DEL SISMOGRAMA EN SISMOLOGIA DE REFLEXION

Por el Ing. *Mariano Hernández Moedano* *

RESUMEN

El presente artículo trata la necesidad actual y que en lo futuro se hará más patente, de refinar tanto el marcado del sismograma como su interpretación. En el primer caso se discuten las características que tiene una de las propiedades que identifican a un reflejo, o sea su "Alineamiento", cuando éste se estudia sobre una gráfica Tiempo-Distancia ($T-X$) tal como es en realidad el sismograma. El refinamiento en la interpretación se basa en el grado de correlación y control que el sismólogo debe llevar sobre los sismogramas (no en la sección), ya que éstos son en realidad los únicos que pueden aclarar cualquier confusión por ser el elemento básico de una exploración sismológica.

INTRODUCCION

Los métodos geofísicos son esencialmente principios de física pura, aplicados al estudio de la corteza terrestre. El progreso de la ciencia geofísica no ha implicado la introducción de nuevos principios, sino únicamente: el perfeccionamiento de los instrumentos para los fines particulares que se buscan; así como el mejoramiento de la técnica de aplicación y el REFINAMIENTO de los sistemas de cálculo e interpretación.

De las herramientas geofísicas empleadas en la búsqueda de yacimientos petroleros, la sismología y en particular la de reflexión, es el método más valioso. Sus limitaciones son también grandes en algunos aspectos, pero tiene ventajas insustituibles en su aplicación al estudio de los estratos del subsuelo.

* Servicios Geofísicos, S. A. de C. V.

PRINCIPIOS BASICOS DE LA SISMOLOGIA

Al explotarse una carga de dinamita en la superficie, se provoca una perturbación o movimiento en el medio elástico compuesto por las capas terrestres superpuestas; la transmisión entre dos puntos sobre la superficie se verifica principalmente de cuatro maneras diferentes: 1.—Por transmisión directa. 2o.—Por refracción. 3o.—Por reflexión. 4o.—Por una combinación de las dos últimas. En la práctica un Sismograma registra además de los alineamientos antes mencionados, otros que no provienen del subsuelo tales como los debidos a: instrumentación, ruido ambiente, y la propia explosión, los cuales algunas veces son difíciles de reconocer. Los eventos sísmicos que se emplean para la exploración del subsuelo, son aquellos que han originado el nombre de los dos métodos sismológicos actualmente conocidos o sean reflexión y refracción respectivamente. En ambos casos la forma geométrica del alineamiento sobre una gráfica $T-X$ es una propiedad inherente del evento en cuestión. En una refracción el alineamiento es una línea recta cuya pendiente nos da la velocidad aparente del refractor.

Los principios físicos en que se apoya la Sismología consisten fundamentalmente en estudiar las características “Geométricas” que presentan los alineamientos de los eventos sísmicos, cuando éstos se representan en una gráfica $T-X$ (tiempo desde el instante de la explosión hasta su llegada a la superficie, contra las distancias desde el P. T. a los detectores), y de las propiedades inherentes a las rocas sedimentarias. El sismograma obtenido en el campo no es más que una gráfica $T-X$ tal como la mencionada; y por lo tanto, su estudio cuidadoso, hace posible deducir las probables irregularidades que presenta el subsuelo.

SISMOLOGIA DE REFLEXION

Como su nombre lo indica, este método consiste fundamentalmente en registrar y estudiar satisfactoriamente los eventos que presentan características de reflejos y en excluir tanto como se pueda los que no lo sean. Los reflejos útiles, son aquellos que se ajustan a una cierta teoría física y las ondas indeseables son aquellas que producen un mal sismograma y cuyas trayectorias son difíciles de explicar.

Un reflejo tiene 3 propiedades principales que son: alineamiento, contraste de amplitud y carácter; la primera es inherente a cualquier tipo de reflexión (sonora, óptica, etc.) y es la que hace posible identificar a un reflejo como tal, sobre una gráfica $T-X$ o sea el sismograma; las otras 2 propieda-

des representan en realidad la calidad de un evento sísmico. Es decir, un evento puede tener contraste de amplitud y carácter, y sin embargo no ser un reflejo útil o simplemente no ser reflejo (probable refracción o "ruido" de algún tipo).

El "caracter" de un reflejo merece una discusión por separado, ya que en mi opinión, dicha propiedad tiene cierta relación con el módulo de elasticidad del reflector y por lo tanto es de una importancia primordial tanto para el aspecto estructural, como para el posible conocimiento de algunas características físicas inherentes de las rocas reflectoras.

El "alineamiento" de un reflejo normal o útil, tiene 2 características principales, que hacen posible identificarlo como tal, sobre el sismograma; y son: su curvatura (Delta T normal o velocidad media) y su curva de correcciones. El conocimiento de estas características hace posible o nos capacita para eliminar sobre el sismograma, todos aquellos que no sean reflejos, o reflejos normales, y que resultan no solamente inútiles sino peligrosos, ya que dan lugar a secciones erróneas y confusas. A continuación se discuten brevemente las dos características que tiene o debe tener un alineamiento de un reflejo normal o útil.

CURVATURA (velocidad media, o Delta T normal).

Esta característica depende principalmente de la profundidad del reflector y de la ley de velocidades que gobierna al área en estudio. Tiene una parte que es cualitativa y consiste fundamentalmente en visualizar sobre el sismograma ordinario la curvatura correcta de los supuestos reflejos, lo cual se logra si se conocen las propiedades analíticas o matemáticas de dicha curvatura.

En las Figuras 1 y 2 se ilustra la curvatura mencionada sobre una gráfica $T-X$, en ambos casos la curva resultante es una hipérbole de la forma:

$$t = \sqrt{\frac{X^2 + A^2}{C^2}}$$

En la Figura 1 el reflector es horizontal y la hipérbole resultante es simétrica con respecto al eje de los tiempos. En la Figura 2 el reflector tiene una inclinación con respecto a la horizontal y la hipérbole resultante tiene su eje vertical desplazado con respecto al eje de los tiempos por una distancia en dirección contraria al echado y que depende de la inclinación del reflector.

Fig. 1 - Gráfica T-X de un reflejo plano

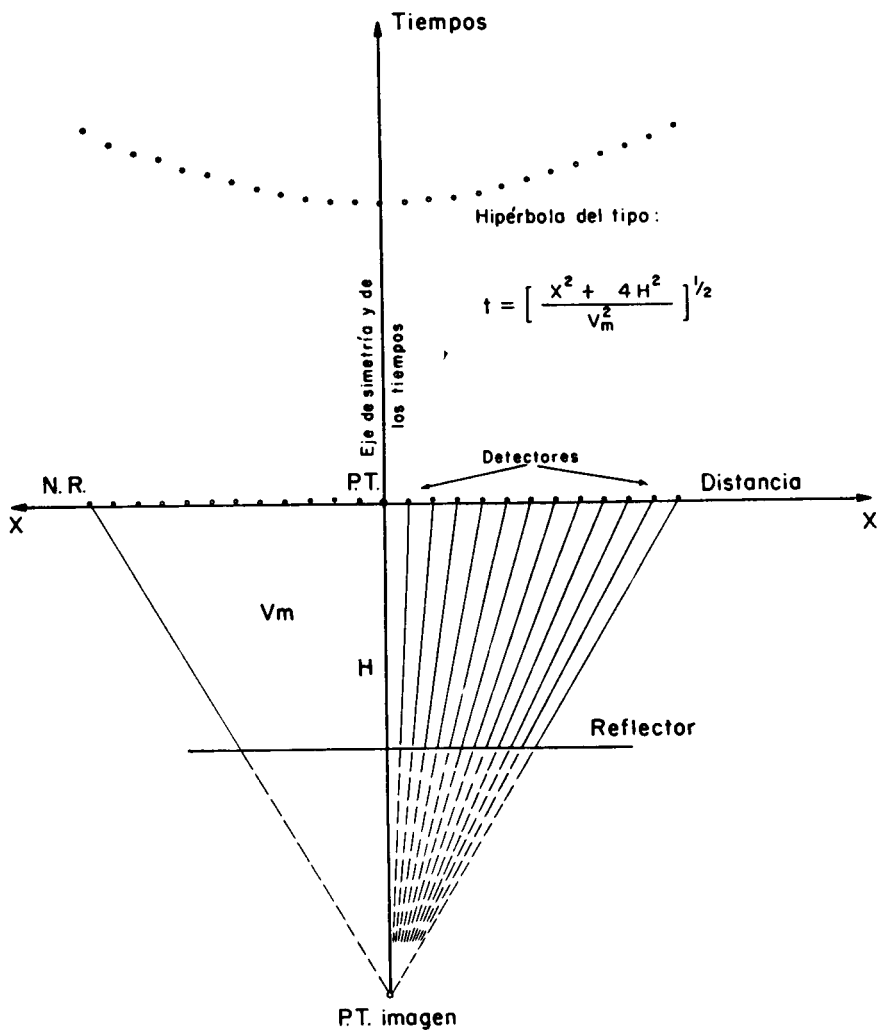
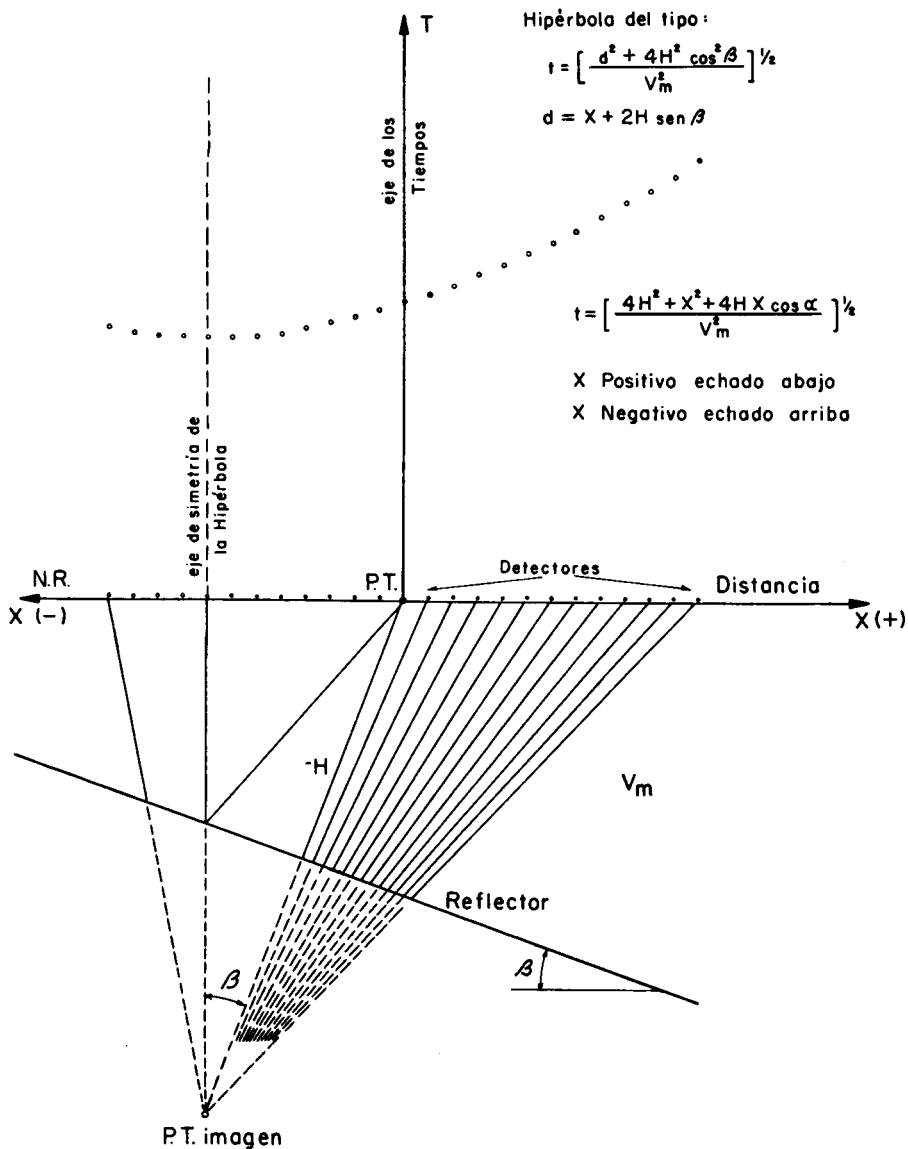


Fig. 2.- Gráfica T-X de un reflejo con echado

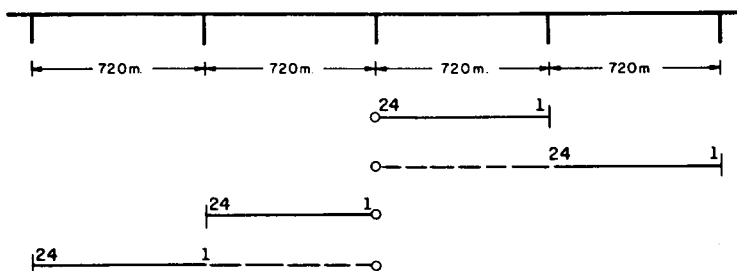


La conclusión práctica de esta característica, es que un reflejo útil proveniente de un reflector ya sea plano o con echado, deberá mostrar sobre el sismograma una curvatura convexa (hacia el cero de los tiempos) la cual se va aplanando con la profundidad, teniendo como límite una línea recta. La observación de esta característica permitirá al sismólogo eliminar del sismograma a reflejos profundos con curvatura exagerada respecto de los superyacentes, a eventos con curvatura invertida, a eventos superficiales sin curvatura, es decir, rectilíneos. En la práctica se admite de un modo general, que la velocidad aumenta con la profundidad, por lo tanto el hecho de que reflejos de mayor tiempo tengan una curvatura exagerada, será indicación de que o su velocidad disminuye con la profundidad, o son reflejos múltiples; la primera alternativa es contraria a uno de los postulados básicos de la sismología. El razonamiento anterior, es también válido para explicar por que deben descartarse a eventos superficiales rectilíneos, ya que si se aceptan como reflejos útiles, entonces será indicación de que sus velocidades son tan altas o mayores que las correspondientes al basamento, con lo cual la información abajo de dichos reflejos automáticamente dejaría de tener valor.

Generalmente en los sismogramas ordinarios con tendidos de longitud 360-0-360 mts. y 0-720 mts. es difícil apreciar (sobre todo en los primeros) la curvatura o Delta T de los reflejos profundos, ya que ésta, para un reflejo dado depende de la longitud del tendido; por esta razón cuando existe duda acerca de que ciertos alineamientos sean reflejos útiles o no (sobre todo si dan indicaciones estructurales), es necesario tirar uno o varios perfiles de reflexión con planes de tiro especial y de cuyo análisis puede aclararse si los alineamientos en discusión pueden considerarse como reflejos útiles, o si se trata de refracciones o simplemente "de ruido de algún tipo, cuyas trayectorias serían difíciles de explicar". En las Figuras 3, 4 y 5, se ilustra un ejemplo del perfil de reflexión mencionado, y a los cuales generalmente se les usa para determinación de velocidades, pero que el autor considera que su mejor utilidad (si se estudia por el método $T-X$) es la de poder analizar la naturaleza de ciertos eventos sísmicos, con objeto de limpiar el área en estudio, de falsos reflejos.

La Figura 3 representa el plan de tiro empleado, la Figura 4 muestra los sismogramas obtenidos y la Figura 5 es una gráfica $T-X$ con tiempos ya corregidos (obsérvese la analogía entre las Figuras 4 y 5). Los resultados del estudio indicaron que la información útil, de los sismogramas mostrados, llegaba hasta solamente un tiempo de 1.7 segundos, y que por lo tanto los reflejos F , G y H eran anormales debido a la exageración de su Delta T normal, así como de su "curva de correcciones", de la cual se hablará a continuación. (Las conclusiones anteriores fueron comprobadas con la correlación de un

PLAN DE TIRO



LEYENDA

———— Cubierta de detectores

○ Pozo de Tiro

FIG.-3

pozo profundo adyacente al área en estudio, el cual indicaba que el basamento estaba abajo del último reflejo o sea el reflejo *E*).

CURVA DE CORRECCIONES

El objeto de aplicar correcciones a los tiempos registrados por el sismograma, es la de acercarnos lo más posible al caso ideal o teórico, es decir, poder considerar la carga y los detectores sobre una superficie plana sin capa de intemperismo, tal como se ha ilustrado en las Figuras 1 y 2.

Algunas veces los accidentes topográficos influyen sobre la curvatura teórica (Figuras 1 y 2), de un modo tal que ésta se modifica adquiriendo una forma que generalmente coincide con el perfil topográfico (dibujado en el sismograma). Esta deformación en realidad es debida a las variaciones tanto en velocidad como en espesor de la capa de intemperismo y afecta por igual a todos los eventos que han viajado una sola vez por dicha capa intemperizada, antes de llegar a los detectores. Sin embargo es frecuente observar en los sismogramas ordinarios, que ciertos eventos presentan la misma distorsión de forma, pero más exagerada, lo cual es indicación de que dichos eventos han viajado más de una sola vez por la capa de intemperismo, por lo que no pueden o deben considerarse como eventos útiles. En áreas de topografía muy accidentada, es muy frecuente observar la característica anterior, por esta razón en dichas áreas se hace indispensable la aplicación de correcciones individuales o cuando menos cada dos trazas, con objeto de ver si aplicando dichas correcciones la curvatura del reflejo en cuestión puede considerarse como normal.

La observación de esa característica nos permite eliminar sobre el sismograma a todos aquellos alineamientos que presentan su curva de correcciones exagerada con respecto a los demás. En la Figura 4 o sea la gráfica *T-X* los puntos dibujados con un círculo pequeño, indican los tiempos ya corregidos; obsérvese que los reflejos *F* y *H* tienen su curva de corrección exagerada con respecto a los demás.

Aunque en sismología de exploración no pueden dictarse reglas fijas, ya que éstas dependen del área en cuestión, sin embargo, se considera que el acatamiento de las dos características mencionadas sobre el "alineamiento" de un reflejo, pueden servir de base para establecer un criterio definido acerca del marcado en el sismograma, del cual depende el éxito de una interpretación.

INTERPRETACION

Este punto puede considerarse como el resumen de toda la información obtenida durante la exploración y en la que juega un papel fundamental la experiencia del sismólogo, así como el auxilio del geólogo de la zona en estudio. Sin embargo la interpretación ideal desde el punto de vista sismológico sería aquella que estuviera apoyada en la correlación continua de reflejos característicos, con lo cual se obtendría una verdadera topografía del subsuelo.

En la práctica los factores principales que limitan las posibilidades de efectuar una correlación continua de reflejos característicos son: calidad del sismograma, y un marcado cuidadoso. Sin embargo, cuando la calidad del sismograma es tal que permite trabajarlo, entonces podrá efectuarse algún tipo de correlación a través de cierto aspecto particular, que el sismólogo pueda observar en uno o una banda de reflejos característicos. Lo anterior permite establecer que la confianza que puede merecer una interpretación sismológica, depende del grado o coeficiente de correlación que pueda efectuarse sobre los sismogramas del área en estudio.

Una interpretación apoyada únicamente en la indicación de echados es permitible (con ciertas reservas) solamente en cuencas sedimentarias en las que, la geología del lugar considere improbable la existencia de afallamientos. Por otra parte, en áreas donde la geología es muy complicada y la existencia de afallamientos se considera muy probable, entonces la sola indicación del echado no solamente es insuficiente sino peligrosa, ya que pueden pasar desapercibidas estructuras favorables e indicar también acuñamientos aparentes (cuando se tira sobre o en las proximidades de una falla, se registran en el sismograma eventos muy particulares, los cuales ofrecen la posibilidad de reconocer la existencia de la probable falla, sin embargo, la interpretación de la estructura adyacente a la falla puede ser errónea si no se considera la relación existente entre dichos eventos particulares y la probable falla). En áreas de este tipo la correlación sobre el sismograma se hace indispensable y si la calidad de los datos no permitiera efectuarla, entonces el problema fundamental consistiría en mejorar la calidad de la información, para lo cual se necesitará emplear una verdadera técnica en los métodos de campo.

A continuación se discuten brevemente 4 secciones parciales de sismograma pertenecientes a áreas completamente diferentes, en las 3 primeras colaboró el autor y la cuarta fué tomada de un folleto americano. Las Figuras 6, 7, 8 y 9 son reducciones fotográficas de las secciones mencionadas y en las cuales pueden apreciarse el tipo de correlación efectuado.

En la Figura 6 la correlación se consiguió a través de un "caracter" bien definido (solamente con filtro de banda ancha) y cierta discordancia con las capas superyacentes que presenta el reflejo marcado en la figura, el cual posteriormente se identificó estratigráficamente como la cima del Vicksburg.

La Figura 7 ilustra una correlación a base del "caracter" muy particular del reflejo señalado y el cual se le dió el nombre de "Jurásico Tentativo". Algunas de las fallas indicadas en la figura, fueron posteriormente comprobadas con líneas de refracción. En la Figura 8 la correlación se efectuó a base de una secuencia característica de espesores y de cierta discordancia que presenta el reflejo C, y en el cual está apoyada la interpretación del horizonte llamado "Mioceno Tentativo".

La Figura 9 muestra una correlación a través de un espesor característico y de cierto caracter que presenta el reflejo profundo. Esta figura fué tomada de un folleto americano y corresponde a una área del Estado de Texas. Algunas de las fallas indicadas podrán ser inciertas en algún aspecto, pero con la ayuda de los datos geológicos del área se podrá hacer una interpretación completa de dichas fallas.

El hecho de llevar una correlación en los sismogramas no implica que la interpretación se esté efectuando sobre ellos, sino más bien la idea es la de sacarle mayor utilidad al sismograma, con el objeto de obtener secciones en las cuales no solo pueda aprovecharse la indicación del echado, sino también otras indicaciones que seguramente servirán para realizar una interpretación con sentido geológico de acuerdo con el área.

En una interpretación apoyada en la correlación del sismograma, se obtienen generalmente configuraciones afalladas; es probable que alguna de las fallas indicadas pudiera estar equivocada por un error en la correlación; sin embargo, si alguna falla en particular se muestra atractiva desde el punto de vista de acumulación de hidrocarburos, entonces su existencia podrá comprobarse con ayuda de tiros de refracción. Es decir, de un modo económico estamos descartando la posibilidad de pasar una estructura probablemente productora, la cual puede pasar desapercibida si no se efectúa la correlación sobre el sismograma.

El que escribe considera que pueden efectuarse verdaderas reinterpretaciones de estructuras ya probadas con la barrena, en las que independientemente de que sean productoras o no, será necesario marcar e interpretar nuevamente los sismogramas respectivos.

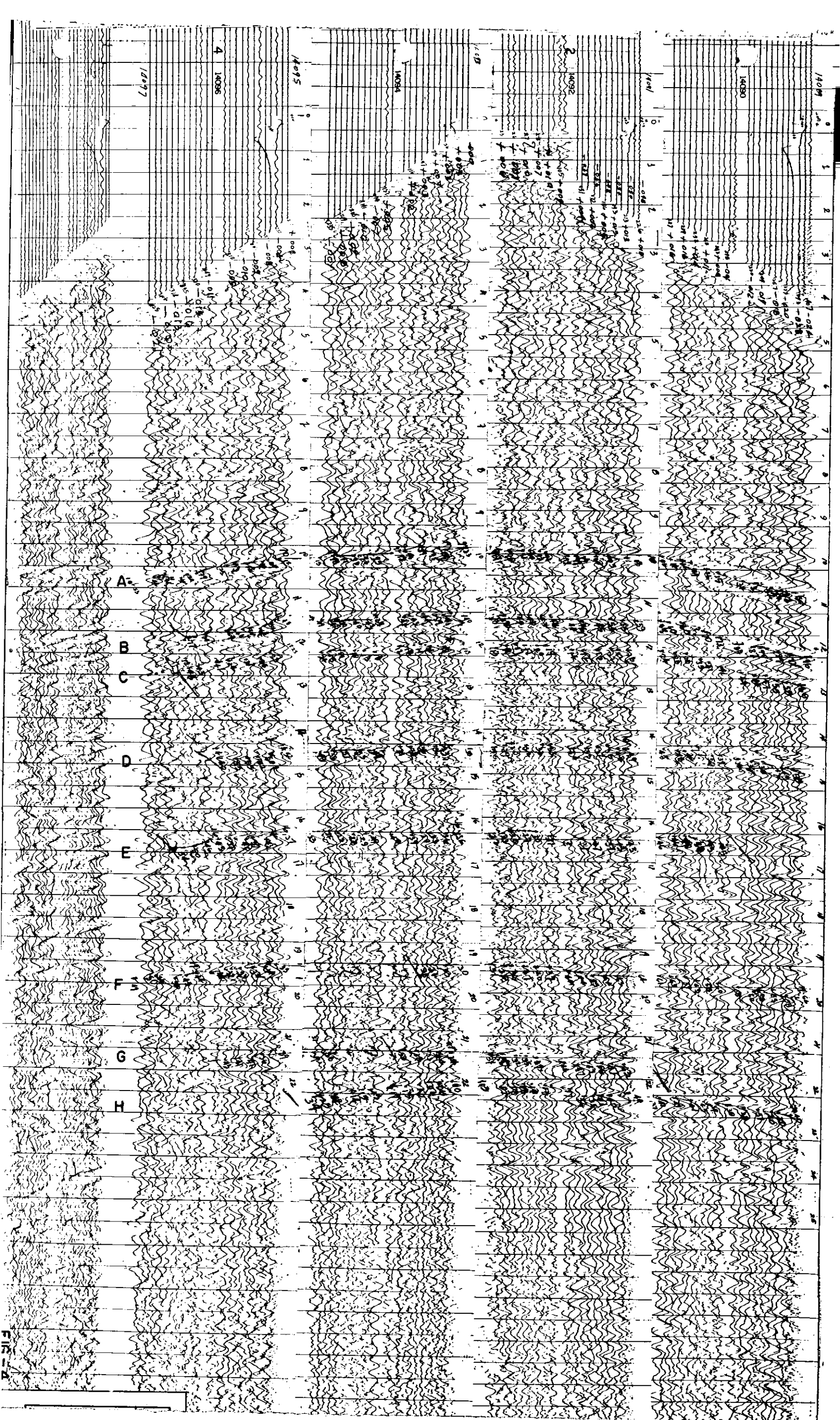
En el caso de estructuras improductivas, se hará necesario tirar uno o más perfiles de reflexión, para la determinación de la naturaleza de eventos sísmicos, y que tratarán de correlacionarse con la o las columnas geológicas de los pozos existentes. En esta forma la reinterpretación podrá hacerse a base de reflejos seleccionados. En el caso de estructuras con producción, se procederá de un modo similar al anterior, pero con la inovación de tratar en forma tentativa de correlacionar las zonas en producción, con el "caracter" del reflejo perteneciente al horizonte productor, en forma tal de poder hacer mapas de "caracter", los cuales junto con toda la información obtenida del área en estudio, harán factible nuevas posibilidades de producción. Claro que la labor mencionada, no será misión de un solo hombre, sino que será necesario la unión conjunta o escalonada de todos los técnicos que laboran en la localización de yacimientos petrolíferos.

B I B L I O G R A F I A

Herramientas Geofísicas en Exploraciones Petroleras, Ing. Santos Figueroa Huerta.

Sismología Aplicada, Ing. V. A. Olhovich.

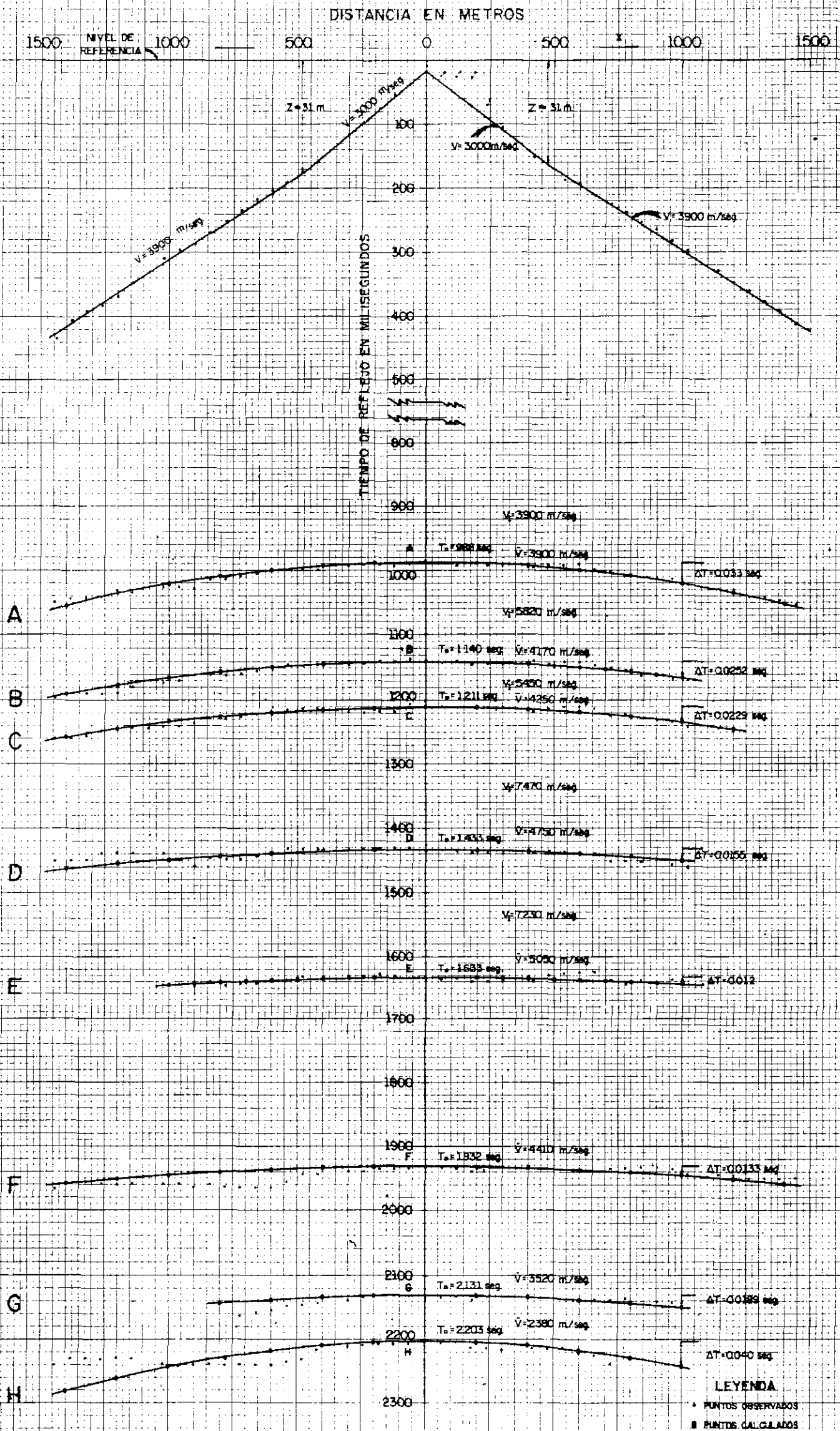
Some uses and abuses of the seismic method, B. B. Weatherby.



PERFIL DE VELOCIDADES

GRAFICA T-X

LINEA-4 — P.T.-14093



PT-16-E

6

6

PT-22

PT-141049-E

PT-141048

PT-141047

PT-141046

PT-141045

PT-141044

PT-141043

PT-141042

PT-141041

PT-141040

PT-14945+L-15

PT-141039

PT-141038

PT-141037

PT-141036

PT-141035

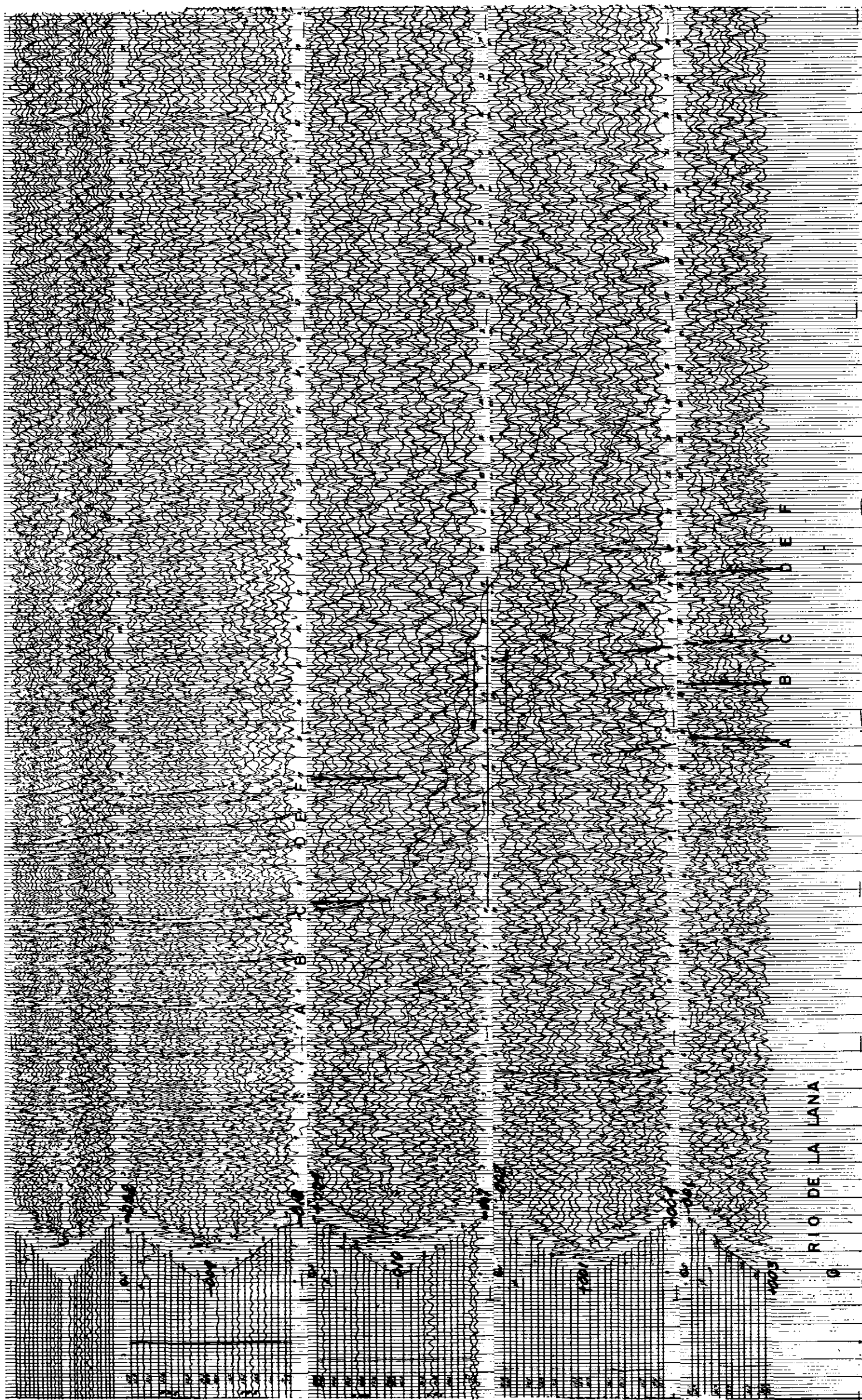
PT-141034

PT-141033

PT-141032

PT-141031

PT-141030-W



RIO DE LA LANA

A B C D E F

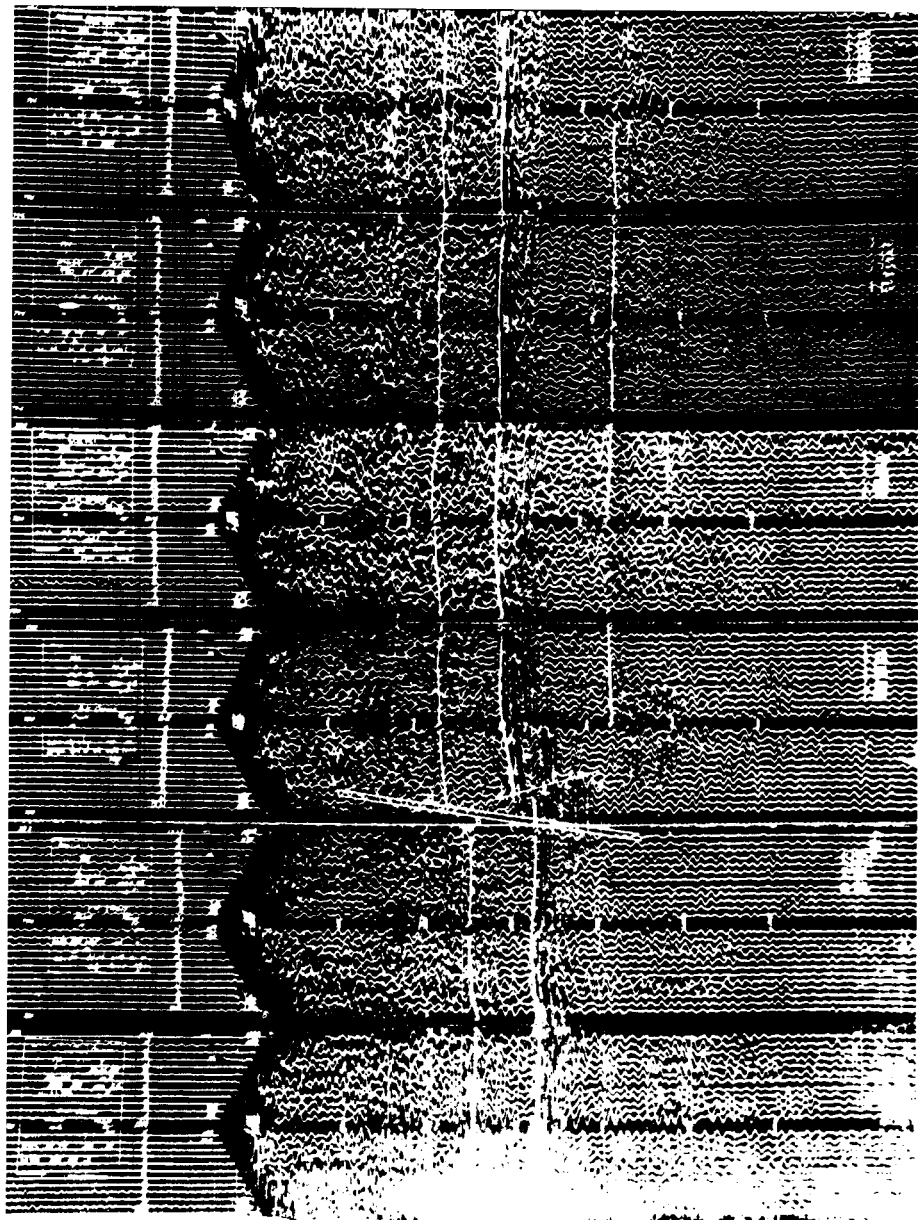


FIG.-9

MASA Y DENSIDAD MEDIA DE LA TIERRA

Por el *Dr. Honorato de Castro* *

El primero de los intentos realizados para determinar la masa de la Tierra (o lo que es equivalente, su densidad media) fue realizado por Maskelyne. Al medir un arco de meridiano en Sudamérica, encontró Bouguer que la línea de una plomada era desviada por la montaña del Chimborazo en un ángulo de siete segundos y medio.

Maskelyne propuso a la Real Sociedad de Inglaterra en 1772 que la atracción de una montaña debía ser utilizada experimentalmente para deducir el valor de la densidad media de la Tierra. Para realizar tal propósito fué elegida la montaña Schiehallien en Perthshire por que tenía la forma de una estrecha elevación orientada en la dirección Este-Oeste y de una altura aproximada de 2,000 pies con relación al terreno circundante. Se eligieron dos estaciones, una al Norte y otra al Sur de la montaña. Se determinó la diferencia entre las latitudes de tales estaciones por observaciones de estrellas y la diferencia entre las latitudes geodésicas se encontró mediante medidas geodésicas de gran precisión que fueron reducidas formulando una hipótesis respecto de la forma de la Tierra. La vertical se desvió hacia la montaña por uno y otro lado y la diferencia entre las latitudes geodésicas en una cantidad igual a la suma de las desviaciones producidas por la atracción de la montaña sobre una y otra estación.

La diferencia entre las latitudes astronómicas fué de 54''.6, mientras que la diferencia entre las latitudes geodésicas fué de 42''.9, siendo de 11''.7 la cantidad atribuible a las atracciones de la montaña.

En la hipótesis de que la densidad media de aquella montaña fuese de 2.5, encontró Playfair en 1811 que la densidad media de la Tierra debía ser la de 4.7.

* Gerencia de Exploración, Petróleos Mexicanos.

Poco tiempo después de realizadas las observaciones de Schiehallien, ideó el Rev. John Michell un método para determinar la densidad media de la Tierra por medida directa, por medio de una balanza de torsión, de la atracción gravitacional que se producía entre dos masas conocidas de plomo.

Michell construyó su aparato pero murió antes de que pudiera hacer con él determinaciones experimentales. Pasó el aparato, después de la muerte de su autor, a manos de Henry Cavendish, quien realizó con él la experiencia que le hizo famoso.

Durante los años 1797 y 1798, realizó Cavendish 17 experiencias y de ellas dedujo que la densidad media de la Tierra tenía el valor de 5.48, siendo lo más probable que el valor verdadero no difería del encontrado experimentalmente en más de un catorceavo.

Las dimensiones del aparato empleado por Cavendish eran demasiado grandes y por ello le resultaba difícil conseguir que fuese uniforme la temperatura en todas las partes del mismo.

Para eliminar los errores procedentes de tales variaciones de temperatura, repitió Boys las experiencias en 1895 con un instrumento mucho más pequeño, obteniendo con él un valor de 5.527 para la densidad media de nuestro globo.

En 1897, modificó Braun un tanto la manera de operar con la balanza de torsión o aparato de Cavendish colocando unas veces las esferas de plomo en la misma dirección de la varilla principal y otras veces en dirección perpendicular. El valor deducido por Braun de estas experiencias fué el mismo de 5.527 que había obtenido Boys.

Modificó Heyl en 1930 el instrumento sustituyendo las esferas de plomo por cilindros verticales mucho más pesados (66 kilogramos) y de sus experiencias dedujo el valor de 5.517.

En 1942, el mismo Heyl, asistido de Chrzanowski cambiaron la posición de los cilindros de plomo, colocándolos de modo que sus ejes fuesen horizontales. Estas experiencias les dieron para valor de densidad media el de 5.514.

En tiempos anteriores (1890) había Pointing experimentado sustituyendo la balanza de torsión por una balanza ordinaria y determinando la atracción ejercida por masas de 150 kilogramos. El valor que dedujo de estas experiencias para la densidad media terrestre fué el de 5.493.

De todas estas experiencias se deduce que la densidad media de la Tierra debe tener un valor muy próximo de 5.52.

CARACTERISTICAS FISICAS DEL INTERIOR DE LA TIERRA

Por el *Dr. Honorato de Castro **

El estudio del interior de la Tierra no es tan sencillo como el de la atmósfera que la rodea. Para conocer el interior de nuestro planeta se aplicaron ciertos métodos que nos han permitido conocer una gran parte de sus características. Los pozos perforados dieron informaciones directas muy valiosas respecto de las capas atravesadas, pero la profundidad alcanzada fué muy escasa no habiendo pasado de los cinco kilómetros.

Otras indicaciones interesantes fueron deducidas de los efectos astronómicos producidos sobre el abultamiento ecuatorial terrestre y del estudio geológico de las capas superficiales.

También se han obtenido informaciones sobre capas un poco más profundas por medio del estudio de las variaciones, de lugar a lugar, de la intensidad de la pesantez y de las observaciones del magnetismo terrestre.

Pero la información más valiosa sobre la naturaleza de capas más profundas la dió el estudio de la manera como se propagan las ondulaciones sísmicas.

No siendo posible en un artículo de vulgarización, como el presente, exponer en detalle los aludidos métodos, nos limitaremos a resumir los resultados obtenidos.

De las observaciones astronómicas se ha deducido un valor de la densidad media de nuestro planeta que es igual a cinco veces y media la densidad del agua. Y del estudio de la atracción ejercida por el abultamiento ecuatorial, así como del conocimiento de la densidad de las rocas superficiales, se ha deducido que la densidad de la capa exterior de la corteza terrestre tiene un valor aproximado al de dos con ocho décimas de la densidad del agua, es decir, igual a la mitad de la densidad media de la totalidad.

* Gerencia de Exploración, Petróleos Mexicanos.

Por observaciones realizadas en pozos profundos se ha visto que la temperatura crece en un grado centígrado por cada dos metros y setenta y cinco centímetros de profundidad. Claro está que este dato es un promedio proque esta variación de la temperatura con la profundidad es diferente en diferentes lugares.

Si este crecimiento de la temperatura fuese continuo hasta llegar al centro de la Tierra, la temperatura de tal centro sería de doscientos veinticuatro mil grados centígrados. Otras consideraciones geofísicas nos dicen sin embargo que la temperatura central es mucho más baja. La escasa conductibilidad del calor de las rocas superficiales produce el efecto de ser muy rápido el cambio de temperatura cerca de la superficie mientras que en las capas más profundas cambia la temperatura más lentamente por conducir el calor tales capas con más facilidad.

Se cree universalmente que la Tierra fué originalmente una masa en estado de fusión y que el calor que actualmente existe en el centro de la misma es el residuo que no ha podido escapar a través de las capas exteriores que alcanzaron ya el estado sólido. En tiempos separados de los presentes por dos o por tres billones de años, la velocidad del enfriamiento debe haber sido mucho mayor que la que tienen en la actualidad a consecuencia de las corrientes de convección que se producían en la masa líquida. Con la formación de la corteza sólida, el proceso del enfriamiento se hizo relativamente lento.

Sin la información que proporcionaron los temblores de tierra, la estructura del interior de nuestro planeta no pasaría de ser una conjetura hipotética. Pero cuando se produce un terremoto a consecuencia de un repentino deslizamiento de rocas separadas por una falla, salen en todas las direcciones a través de la corteza terrestre dos tipos diferentes de ondas. Y son estos dos tipos de ondulaciones los que nos han aportado la información certera de que hoy disponemos sobre la estructura interna de nuestro planeta.

De los dos tipos de radiaciones que arrancan del lugar en que se produce un terremoto se propagan las del primer tipo en forma de ondulaciones semejantes a las acústicas. Son estas ondulaciones las llamadas primarias o de presión. En las del segundo tipo, en las llamadas secundarias, hay que considerar dos movimientos: el de propagación general y un movimiento transversal perpendicular al precedente. Y del estudio del camino recorrido por estas últimas ondulaciones se han deducido notabilísimos resultados. No penetran estas ondulaciones en la parte central del núcleo que se encuentra en estado líquido, según opinión de la mayoría de los geofísicos, y su trayectoria general curvilínea es tangente a esa parte central del núcleo en un punto cuya profundidad es igual a la mitad del radio medio terrestre.

La velocidad de propagación de las ondulaciones del primer tipo es la de nueve kilómetros por segundo mientras que las del otro tipo se propagan con una velocidad que no pasa de cinco kilómetros y medio por segundo.

Las presiones a las que están sometidos en el centro de la Tierra los materiales de aquellas regiones son enormes y del orden de 3.515 toneladas por centímetro cuadrado. Es indudable la dificultad en señalar cuál sea la temperatura de fusión de materiales sometidos a tan elevadísimas presiones.

El hecho de que la Tierra posea las conocidas propiedades magnéticas del yerro y del yerro-níquel, conjugado tal hecho por analogía con otro bien conocido, el de que los meteoritos recogidos tienen también una gran cantidad de hierro y níquel, hace pensar que sean de yerro y de níquel los materiales del centro de la Tierra.

“FORO ABIERTO”

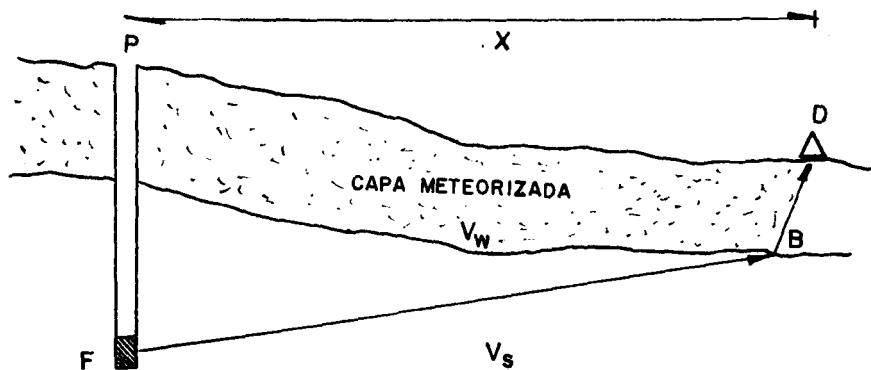
TIEMPO DE RETRASO

Por el Ing. F. Neri España *

Al tratar de resolver algunos problemas de Geofísica —como, por ejemplo, la conversión de los tiempos observados (que son mediciones directas) a profundidades (que son valores deducidos)— surge un complicado sistema de cálculo, debido a las diferentes velocidades con que las ondas sísmicas se propagan bajo la superficie.

Deseando simplificar el mencionado sistema, se ideó un método sencillo, audaz y efectivo, llamado “tiempo de retraso” que consiste en suponer una velocidad constante en todo el medio de propagación. Esta hipótesis, para ser válida, exige ajustar los valores observados de manera que los datos simples (calculados con velocidad constante) correspondan a los datos verdaderos (regidos por diferentes velocidades); la discusión de dichos ajustes se ilustra a continuación.

Supongamos que en el fondo F de un pozo P se genera una perturbación sísmica que arriba al detector D (situado a X distancia del pozo) si-



* Servicios Geofísicos, S. A. de C. V.

guiendo las trayectorias BD (dentro de la capa meteorizada) y FB (abajo de esa capa), siendo V_w y V_s las respectivas velocidades de propagación.

La perturbación recorrerá el tramo FB en un tiempo t_s y el tramo BD en un tiempo t_w , que sumados darán el tiempo total de viaje T_D .

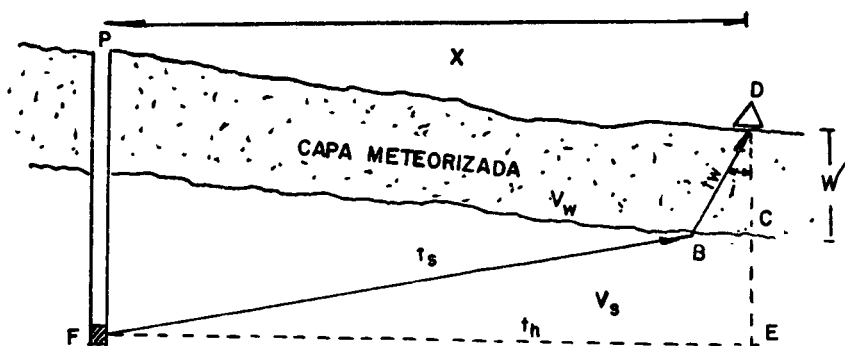
Consideremos ahora una trayectoria de velocidad constante, digamos la horizontal FE que es recorrida por las ondas sísmicas en un lapso de tiempo t_h .

Si pretendemos usar indistintamente el tiempo verdadero (T_D) o un tiempo supuesto (t_h), a este último es necesario hacerle un ajuste (A) que lo convierta en el primero. Es decir:

$$T_D = t_h + A \dots (1) \text{ siendo } t_h = \frac{x}{V_s} \quad \therefore \quad A = T_D - t_h = t_s + t_w - t_h = t_w - (t_h - t_s)$$

Como el ángulo de emergencia i se aproxima al ángulo crítico i_c , por ser la trayectoria FB sensiblemente horizontal, resulta

$$t_h - t_s \simeq \frac{BC}{V_s} \simeq \frac{W \tan i_c}{V_s}$$



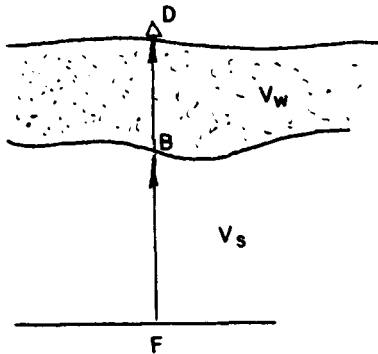
A su vez

$$t_w = \frac{BD}{V_w} \simeq \frac{W}{\cos i_c} \frac{1}{V_w}, \quad \text{sen } i_c = \frac{V_w}{V_s}$$

Entonces

$$\begin{aligned}
 A &= \frac{W}{V_w \cos i_c} - \frac{W \tan i_c}{V_s} = \frac{W}{V_w} \left(\frac{1}{\cos i_c} - \tan i_c \sin i_c \right) = \\
 &= \frac{W}{V_w \cos i_c} (1 - \sin^2 i_c) = \frac{W \cos i_c}{V_w} \dots \dots \dots (2) \text{ que es el} \\
 &\text{"retraso" o ajuste para una trayectoria horizontal.}
 \end{aligned}$$

Razonamiento análogo se sigue al considerar cualquier trayectoria. Examinemos, por ejemplo, el recorrido vertical desde un nivel de referencia (NR) hasta un detector D.



Suponiendo que la velocidad \$V_s\$ fuera constante en todo el medio, se tendría un tiempo

$$t_v = \frac{FD}{V_s} \text{ que necesitaría un ajuste}$$

"J" para convertirse en el tiempo verdadero \$T_D\$ el cual vale \$t_{FB} + t_{BD}\$

Es decir

$$t_v + J = T_D \dots \dots \dots (3)$$

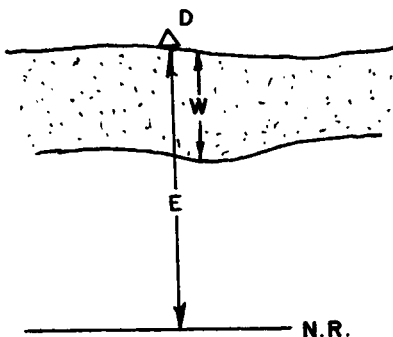
Si FD es la elevación (E) del detector y DB el espesor (W) de la capa meteorizada, resulta

$$t_v + J = t_{FB} + t_{BD} = \frac{FB}{V_s} + \frac{BD}{V_w} = \frac{E-W}{V_s} + \frac{W}{V_w}$$

$$J = W \left(\frac{1}{V_w} - \frac{1}{V_s} \right) + \frac{E}{V_s} - t_v = W \left(\frac{1}{V_w} - \frac{1}{V_s} \right)$$

\dots \dots \dots (4) que es el "retraso" o ajuste para una trayectoria vertical.

Combinando (4) con (2) y con (1) obtenemos:



$$J = \frac{V_w A}{\cos i_c} \left(\frac{1}{V_w} - \frac{1}{V_s} \right) = \frac{V_w}{\cos i_c} \left(T_D - \frac{X}{V_s} \right) \left(\frac{1}{V_w} - \frac{1}{V_s} \right)$$

$$\text{pero } \cos i_c = \sqrt{1 - \sin^2 i_c} = \sqrt{1 - \left(\frac{V_w}{V_s} \right)^2} = \frac{1}{V_s} \sqrt{V_s^2 - V_w^2}$$

de manera que

$$\begin{aligned} J &= \frac{V_w V_s}{\sqrt{V_s^2 - V_w^2}} \left(\frac{1}{V_w} - \frac{1}{V_s} \right) \left(T_D - \frac{X}{V_s} \right) = \frac{V_s - V_w}{\sqrt{V_s^2 - V_w^2}} \left(T_D - \frac{X}{V_s} \right) = \\ &= \sqrt{\frac{(V_s - V_w)^2}{(V_s + V_w)(V_s - V_w)}} \left(T_D - \frac{X}{V_s} \right) = \sqrt{\frac{V_s - V_w}{V_s + V_w}} \left(T_D - \frac{X}{V_s} \right) \end{aligned}$$

si al radical, que depende solamente de las velocidades, le llamamos factor de corrección K la expresión se convierte en

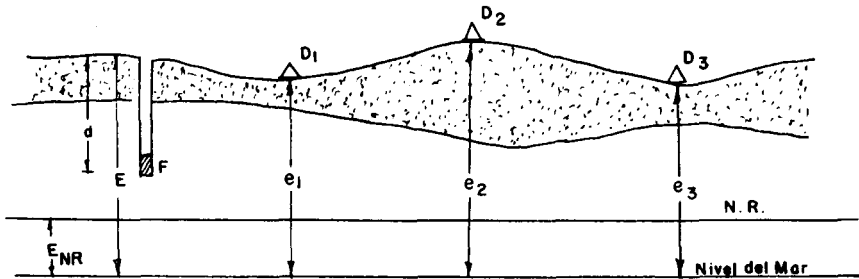
$$J = K \left(T_D - \frac{X}{V_s} \right) \quad \dots \quad (4) \quad \text{que es muy útil en la}$$

práctica.

CORRECCIONES

Una importante aplicación del método “tiempo de retraso” se logra cuando se desean referir los datos a un solo nivel.

En efecto, sea F el foco generador de ondas sísmicas y $D_1, D_2, D_3, \dots, D_n$ los detectores. Para transportar todo el conjunto a un nivel de referencia, será necesario corregir los tiempos observados. Analizando la figura siguiente se deduce que, en este caso, la corrección es negativa y vale $-C = t_F + T_D$ siendo t_F, T_D los tiempos de recorrido del foco F al nivel NR y del nivel NR al detector D, respectivamente.



Si consideramos verticales las trayectorias, se tiene:

$$t_F = \frac{\text{Elev. del pozo} - \text{Profundidad del pozo} - \text{Elev. del nivel de referencia}}{V_s}$$

$$= \frac{E - d - E_{NR}}{V_s}$$

$$T_D = \frac{\text{Elev. del detector} - \text{Elev. del nivel de referencia} + \text{Retraso Vertical}}{V_s}$$

$$= \frac{e - E_{NR}}{V_s} + J \dots \dots \dots \text{según fórmula} \quad (3)$$

$$- C = \frac{E - d - 2 E_{NR}}{V_s} + \frac{e}{V_s} + J$$

sustituyendo J , según fórmula (4) y ordenando

$$- C = \left(T_D - \frac{X}{V_s} \right) K + \frac{E - d - 2 E_{NR}}{V_s} + \frac{e}{V_s}$$

$$C = \frac{2 E_{NR} + d - E}{V_s} - \left(T_D - \frac{X}{V_s} \right) K - \frac{e}{V_s} \dots \dots \dots (5)$$

El primer término recibe el nombre de corrección por tiro. El segundo, de corrección por meteorismo y el tercero, de corrección por elevación.

Entonces, podemos adoptar el sistema siguiente:

a) Fijar el nivel de referencia (E_{NR}) procurando aproximarlos al foco F.

b) Calcular la corrección por tiro $\left(\frac{2 E_{NR} + d - E}{V_s} \right)$

c) Leer los primeros arribos de refracción (T_D)

d) Encontrar la velocidad bajo la capa meteorizada (V_s). Bien sea gráfica o aritméticamente.

e) Calcular el factor de corrección (K), que es poco sensible a los cambios de la velocidad V_w .

f) Calcular la corrección por meteorismo $- \left(T_D - \frac{X}{V_s} \right) K$

g) Calcular la corrección por elevación $- \left(\frac{e}{V_s} \right)$

h) Sumar algebraicamente b, f, g, obteniendo la corrección total C , que convierte los tiempos observados en tiempos corregidos. Si el nivel de referencia queda arriba del foco generador F ó de los detectores D, basta aplicar la fórmula (5) con sus signos correctos para determinar el valor de la corrección total, que puede ser negativo o positivo.

NUEVOS SOCIOS

Carlos Alemán Arjona.
Av. Juárez No. 100 Desp. 209.
México 1, D. F.

Ing. Jesús Andrade Pulido.
Garrido No. 38.
México 14, D. F.

Ing. Miguel Barrientos Martínez.
Calle 14 No. 32.
Col. Moctezuma.
México, D. F.

Ing. José Manuel Caballero Díaz.
Bahía Todos Santos No. 74 Depto. 204
México, D. F.

Ing. Alvaro Gaona de la Fuente.
Sabino No. 225 Depto. 1.
México 4, D. F.

Ing. Casimiro Hernández Salomón.
Xola No. 61 Depto. 23.
Col. Alamos.
México 13, D. F.

Ing. Angel Lámbarri Castro.
Calle 1492 No. 5.
Col. del Parque.
México 8, D. F.

Ing. Fernando Rodríguez Padilla.
Gómez Farías No. 387 Depto. 1.
Veracruz, Ver.

Estimado Socio:

Agradeceremos a Ud. su cooperación enviándonos Artículos para nuestro Boletín, o bien Comentarios o Sugerencias que nos permitan seguir adelante con nuestra publicación.

SCHLUMBERGER SURENCO - S. A.

A G E N C I A E N M E X I C O

Av. Morelos 98, Desp. 201

MEXICO 1, D. F.

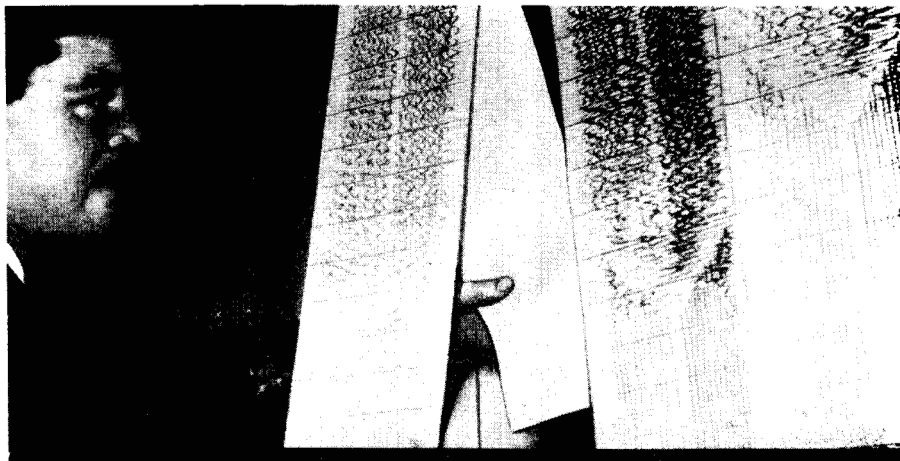
Tels.: 46-85-25 y 46-13-85

La exploración sísmológica se acelera con . . .

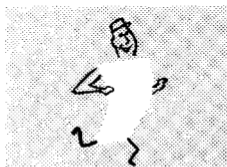
Seismo-Writ

Du Pont

**Papel foto-registrador
de mayor rapidez y mejor contraste**



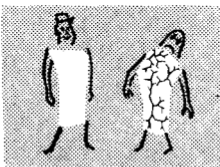
Ahora, las brigadas de exploración emplean menos tiempo en cada registro . . . exploran áreas mayores y obtienen registros más claros y precisos, gracias a los adelantos que ofrece el papel foto-registrador Seismo-Writ, de Du Pont:



**MAYOR RAPIDEZ DE
EXPOSICION Y REVELADO.**



**RESISTENCIA AL CALOR
Y LA HUMEDAD.**



**INDEFORMABLE.
NO SE AGRIETA.**



**NO TIENE
MANCHAS.**

Además, el papel foto-registrador Seismo-Writ de Du Pont, viene en prácticos cilindros protegidos por una bolsa impermeable, de polietileno, que asegura el buen estado del papel aún en adversas condiciones de calor o humedad.

Para mayores informes diríjase a:

Du Pont, S. A. de C. V.

Av. Juárez 117

México 1, D. F.



MARCA REGISTRADA

Cosas mejores para vivir mejor

. . . gracias a la Química

S O C I O S

\$100.00

N O S O C I O S

\$150.00



ADQUIERA UD. SU VOLUMEN CON
LOS 4 BOLETINES DEL AÑO 1960,
EMPASTADO EN KERATOL, CON SUS
INICIALES GRABADAS EN ORO

PEDIDOS A LA
ASOC. MEX. DE GEOF. DE EXPL.

GEOEXPLORACIONES, S. A.

SERVICIOS:

GEOFISICOS

GEOLOGICOS

RADIATIVOS

TOPOGRAFICOS

FOTOGEOLOGICOS

AVE. JUAREZ 117 - 502 TEL. 46 - 11 - 81
APDO. 20902 MEXICO 1. D. F.

EXPLORACIONES, S. A.

AVE. JUAREZ 100 DESP. 315

TEL. 10 - 15 - 64

MEXICO 1, D. F.

PERFORACIONES, S. A.

Av. Juárez 119 Desp. 53 Tel. 21-36-42

México l. D.F.

"ROTENCO"

ROTARY ENGINEERING DE MEXICO, S. A.

AL SERVICIO DE PETROLEOS MEXICANOS

Av. Juárez 119 Desp. 31-32

Tels. 46-44-19
21-58-36

México l. D.F.

...SISMOLOGIA... GRAVIMETRIA... GEOQUIMICA... MAGNETOMETRIA...

...SUE *

...PROCESADO DE DATOS

MAE**

AREAS:—Grandes o pequeñas, marinas o terrestres.

PROBLEMAS:—Técnicos u operacionales.

INFORMACION:—Superficial o profunda.

FORMA:—Utilizando los métodos y equipos más modernos
compatibles con áreas y presupuestos.

GEOFYSICAL

SERVICE

INCORPORATED

Exchange Bank Bldg.,
100 Exchange Park North,
DALLAS 35, TEXAS.
Tel. FLeetwood 7-4311

Avenida Juárez No. 119,
Despacho 42,
Tels. 46-37-20 - 21-74-67
MEXICO 1, D. F.

* Seismic Underwater Exploder

** Multiple Analyzer Eliminator.

CURSO DE SISMOLOGIA APLICADA

Por el Ing. V. A. OLHOVICH



En las principales librerías

o directamente en la

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

Av. Juárez 97. Desp. 302.

México 1, D. F.