

Fundamentos físicos de la exploración sísmica

El petróleo es un producto natural que se encuentra llenando poros o grietas de sedimentos marinos. Llenando total o parcialmente los poros de estos sedimentos también se encuentra agua. Sin entrar en detalles sobre las teorías de acumulación del petróleo, se puede decir que cuando agua y petróleo o gas se encuentran en una misma capa porosa se produce una separación por densidades de las diversas fases. En los puntos más altos de la capa porosa se acumula el gas, a continuación petróleo líquido, y agua llenando las partes más bajas. Naturalmente que la forma de la capa (o capas) que contiene petróleo determinará las zonas en que éste se acumule. Por lo tanto, en la exploración petrolífera es de fundamental importancia conocer la forma espacial de ellas, o sea lo que se llama su estructura geológica.

Mediante estudios geológicos superficiales es posible obtener un cuadro estructural del subsuelo. Esto envuelve una extrapolación, pues no se conoce en general, la tercera dimensión: profundidad.

En una gran parte de las regiones productoras de petróleo del mundo, las rocas sedimentarias están cubiertas por depósitos glaciales, fluviales, etc., o por una zona meteorizada. En estas regiones, los exámenes geológicos superficiales son insuficientes o imposibles. Aun en el caso de que haya buenos afloramientos, los estudios geológicos superficiales son inadecuados, cuando hay grandes discordancias y cuando debido a escurrimientos plásticos se observan grandes variaciones en el espesor de las capas.

Para poder encontrar petróleo en zonas que presentan estas características, se recurre a la Geofísica, que consiste en la aplicación de las ciencias físico-matemáticas al estudio de condiciones geológicas.

Así, con el objeto de investigar la presencia de petróleo, gas y minerales en general, se estudian intensamente las distorsiones de los campos magnéticos, gravitacionales, eléctricos y térmicos. Otra forma de abordar el mismo problema ha sido el estudio de la propagación de las ondas sísmicas.

Durante los temblores, producidos por perturbaciones en la corteza terrestre, se genera una variedad de ondas sísmicas. El estudio de la propagación de estas ondas por el interior de la tierra ha permitido determinar que la tierra está formada por capas concéntricas, de distintos materiales.

Con fines de exploración de minerales (incluso petróleo), se ha recurrido a temblores artificiales, generados por la explosión de cargas de dinamita.

El campo petrolífero de Springhill, en Tierra del Fuego, fué ubicado mediante exploración sísmica efectuada por la United Geophysical Company. La zona en que se encuentra este campo petrolífero está totalmente cubierta por depósitos glaciales, de modo que es imposible la exploración geológica de superficie.

A continuación analizaremos brevemente los fundamentos físicos de la exploración sísmica.

ONDAS SISMICAS.

Mediante la explosión de una carga de dinamita, cerca de la superficie del terreno, se produce una sucesión rápida de compresiones y rarefacciones. Estas se propagan en el interior del suelo como ondas longitudinales. Los pulsos de esta familia de compresiones y rarefacciones forman cerca del lugar de la explosión o epicentro, un paquete compacto. Pero a unas pocas decenas de metros de él este paquete se ha expandido, propagándose después sin mayor expansión. La explosión origina también ondas transversales que llevan mucho menos energía que las ondas longitudinales, debido al carácter de la explosión. A causa de la asimetría introducida por la superficie del terreno, la onda transversal está polarizada de preferencia en el plano vertical.

Como en otras ramas de la física, la sismología teórica está caracterizada por ciertas ecuaciones diferenciales parciales. Estas son:

$$\rho \frac{\delta^2 (u, v, w)}{\delta t^2} = (\lambda + \mu) \text{grad } \Theta + \mu \Delta^2 (u, v, w),$$

$$X_x = \lambda \Theta + \frac{2 \mu \delta u}{\delta x}, \text{ id. : } Y_y, Z_z$$

$$X_y = \mu \left(\frac{\delta u}{\delta y} + \frac{\delta v}{\delta x} \right), \text{ id. : } Y_z, Z_x$$

donde u, v, w , son las componentes del desplazamiento en coordenadas cartesianas x, y, z ; ρ es la densidad; λ y μ son las constantes de Lamé, Θ el cambio unitario de volumen. La primera ecuación es una relación vectorial, debe entenderse la adición vectorial de las componentes con u, v, w , respectivamente. El procedimiento clásico de resolver estas ecuaciones es descomponer el vector desplazamiento en una parte irrotacional, y la otra que no lo es:

$$\frac{\delta^2 \Theta}{\delta t^2} = \frac{\lambda + 2 \mu}{\rho} \Delta^2 \Theta$$

$$\frac{\delta^2 (\xi, \eta, \zeta)}{\delta t^2} = \frac{\mu}{\rho} \Delta^2 (\xi, \eta, \zeta)$$

En estas ecuaciones $2 (\xi, \eta, \zeta) = \text{torbellino } (u, v, w) = (\text{o curl})$.

Este proceso permite encontrar dos tipos de ondas elásticas que satisfacen la ecuación fundamental. Una, la llamada onda longitudinal, se compone de sólo compresiones y dilataciones. La otra se compone de rotaciones, o deformaciones transversales a la dirección de propagación. Estas son las únicas ondas que pueden ocurrir en un medio ilimitado, elástico e isotrópico. Cuando el medio es semi-infinito, son posibles varias otras ondas, llamadas superficiales. Su principal característica es de que la amplitud decrece con la distancia al plano límite.

La velocidad de las ondas longitudinales es $V = \sqrt{\frac{\lambda + 2 \mu}{\rho}}$ y la de las ondas transversales $V = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$. La suposición de comportamiento elástico del

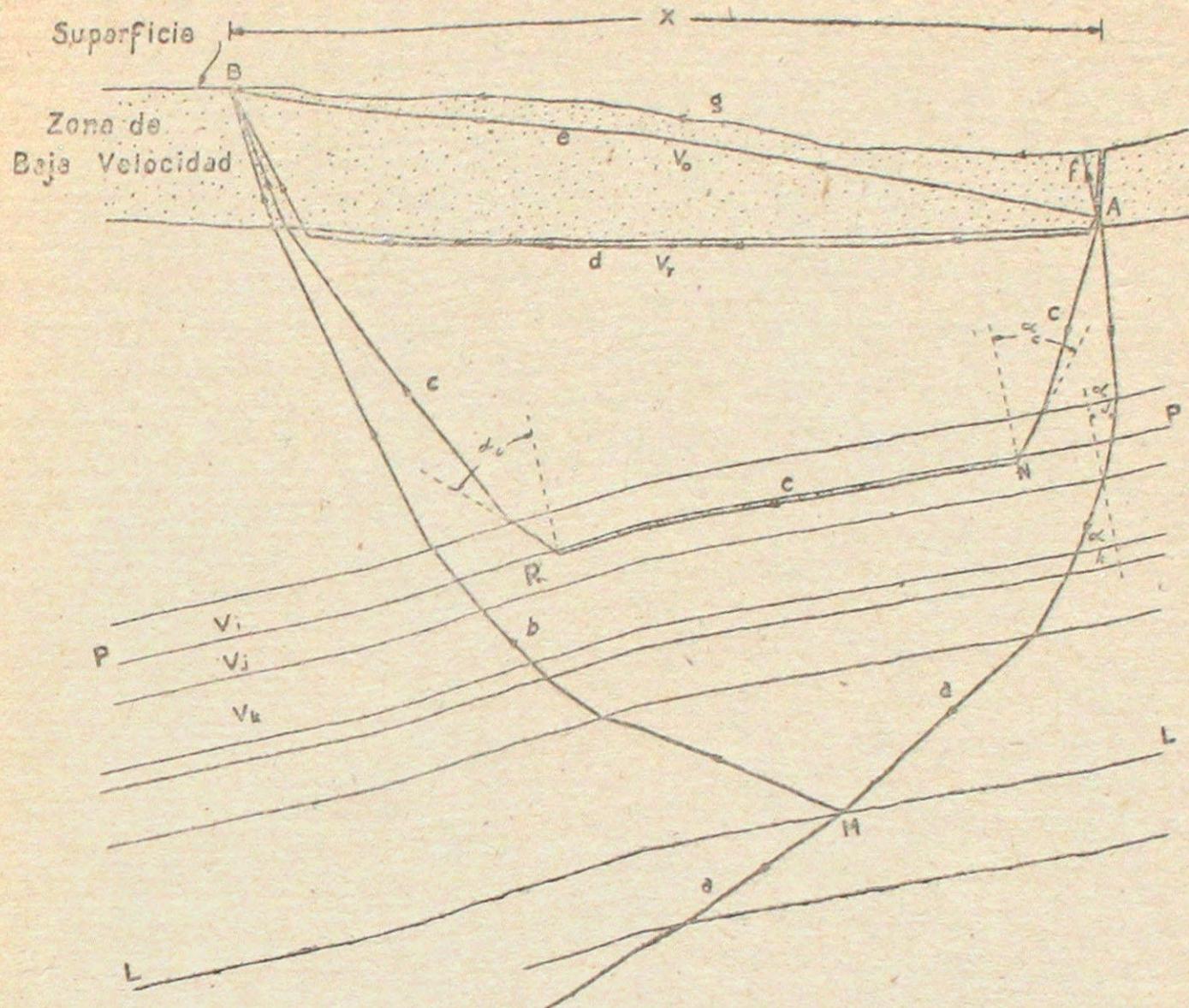


FIG 1.- DIVERSOS RAYOS RECIBIDOS EN UN GEÓFONO B COLOCADO EN LA SUPERFICIE DEL TERRENO. a = RAYO DE REFRACCIÓN, b = RAYO DE REFLECCIÓN, c = RAYO CON UN ELEMENTO DE REFRACCIÓN TOTAL, d = RAYO REFRACTADO EN LA BASE DE LA CAPA DE BAJA VELOCIDAD, e = RAYO DIRECTO, s = ONDA SUPERFICIAL, f = RAYO PRÓXIMO A LA VERTICAL.

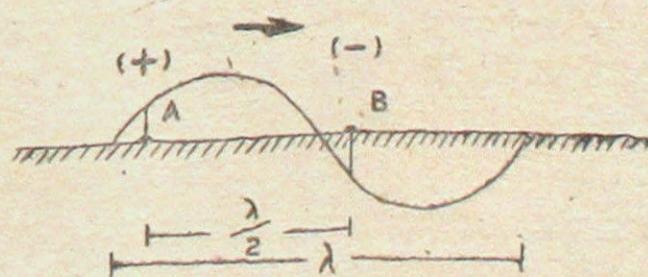


FIG 2.- NEUTRALIZACIÓN DE LA ONDA SUPERFICIAL.

suelo está plenamente justificada, por el hecho de que los desplazamientos, o sea las fatigas producidas por las ondas sísmicas, son muy pequeñas.

Volviendo a la explosión de la dinamita. Una parte de las ondas se dirige a la superficie del suelo, habiéndose propagado sólo en las capas superficiales. Esta parte está representada por rayos tales como f y e en la figura 1. Los rayos de este tipo correspondientes a las ondas longitudinales y que llegan a la superficie con una dirección casi vertical (tal como f) actúan con mayor intensidad, a un sismómetro colocado en la superficie, que los rayos correspondientes de las ondas transversales. Esto es debido a que en la exploración geofísica el diseño de los sismómetros es tal, que sólo actúan para las componentes verticales de las ondas sísmicas.

Los rayos que llegan a la superficie con dirección próxima a la horizontal, tal como e , también actúan sólo débilmente a los sismómetros, ya que para ángulos muy pequeños es muy baja la eficiencia de una onda longitudinal para producir movimientos verticales de la superficie. Así, para un ángulo de incidencia de 80° la amplitud del movimiento vertical de la superficie es sólo 25% de lo que sería para incidencia vertical de una onda longitudinal de la misma amplitud. Los rayos que llegan a la superficie del terreno sin sufrir refracciones o reflexiones, forman la llamada onda directa de los sismogramas, impulsos e de figura 5. A partir de una cierta distancia del epicentro la relación tiempo-distancia de la onda directa es prácticamente lineal. La amplitud de la onda directa decrece rápidamente con la distancia.

Cuando la onda directa choca con la superficie produce ondas de tipo especial, cuya principal característica es que su amplitud decrece rápidamente con la profundidad. Se trata de las ondas superficiales a que habíamos aludido anteriormente. Las llamadas ondas de Love y de Rayleigh son de este tipo. Las ondas superficiales son responsables del daño sufrido por las estructuras durante los temblores. La velocidad de estas ondas es más baja que las velocidades de las ondas longitudinales y transversales. En la figura 5 los impulsos g corresponden a estas ondas. Los períodos de estas ondas son característicamente largos. Suelen llevar gran cantidad de energía y por eso pueden obscurecer los impulsos debidos a otras ondas. Como las ondas superficiales, debido a su falta de penetración, no proporcionan ninguna información sobre el subsuelo, se trata en lo posible de eliminarlas de los sismogramas. Desgraciadamente, esto no se consigue algunas veces. Una forma de tratar de eliminar las ondas superficiales es colocar un grupo de sismómetros conectados en serie y espaciados en tal forma, que se neutralicen en ellos los impulsos correspondientes a la onda superficial. Como ejemplo, se indican en la figura 2 dos sismómetros espaciados media longitud de onda para efectuar esta neutralización. En la práctica las ondas superficiales tienen un carácter más complejo del que indica la teoría (además de que su teoría es bastante complicada). Contienen componentes de varias frecuencias. Con la conexión en serie de varios sismómetros, se trata de eliminar la componente de frecuencia igual a la de las ondas reflejadas. La componente fundamental se elimina mediante filtros eléctricos en los canales de registro.

Otra parte de las ondas longitudinales y transversales generadas por la explosión penetra hacia las capas interiores del suelo. En todos los planos en que cambien la densidad o el módulo de elasticidad o ambos, se producen refracciones y reflexiones. La incidencia de una onda longitudinal o transversal en una superficie de discontinuidad da lugar en general a 6 ondas: longitudinal y transversal reflejadas, longitudinal y transversal refractadas, y dos ondas, similares a las de Love y Rayleigh, que se propagan a lo largo del plano de discontinuidad. La repartición de energía entre estas ondas depende de el ángulo de incidencia. Si los rayos llegan

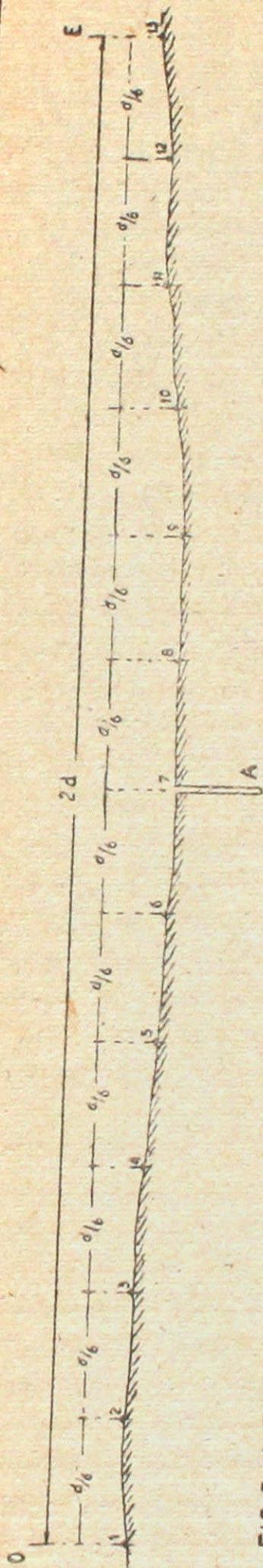


FIG 3 - DISPOSICION SIMETRICA DE 13 GEOFONOS RESPECTO AL PUNTO DE EXPLOSION A.-

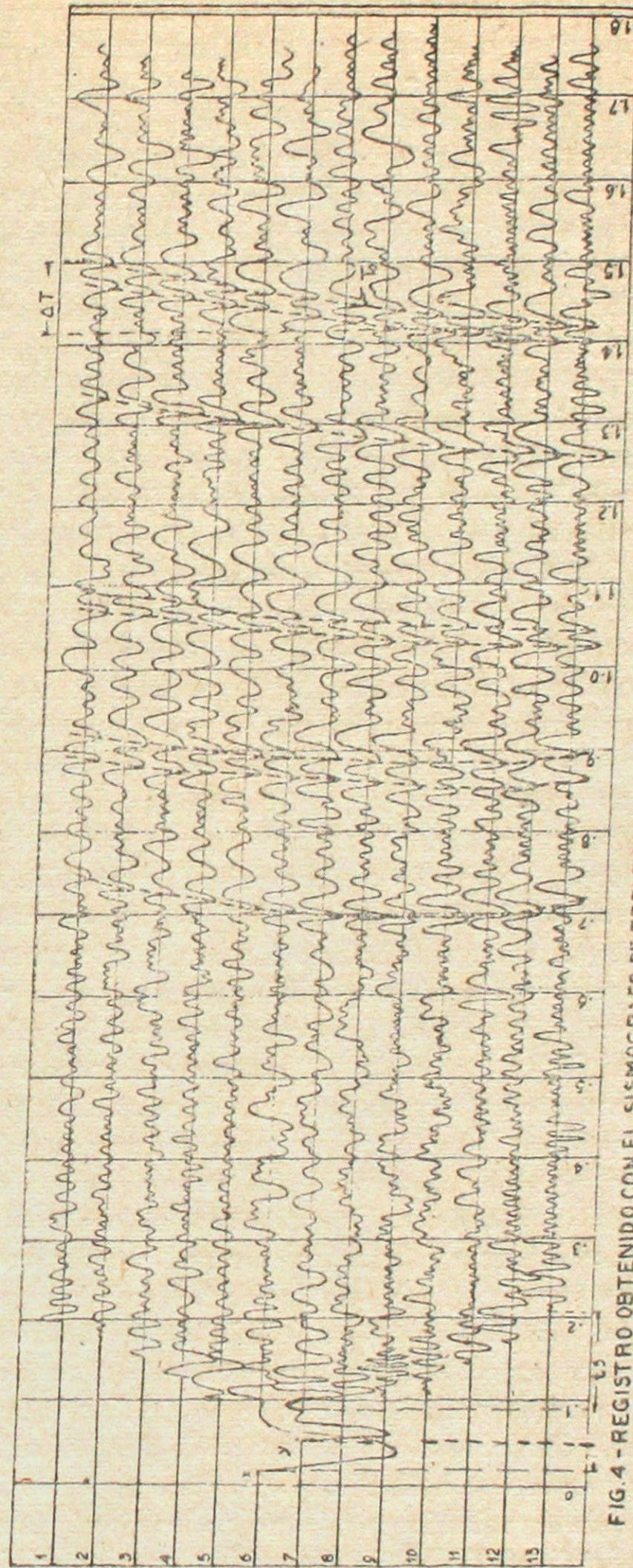


FIG.4 - REGISTRO OBTENIDO CON EL SISMOGRAFO DE REFLECCION.- 1 A 13 SON LAS TRAZAS CORRESPONDIENTES A 13 GEOFONOS ESPACIADOS SIMETRICAMENTE RESPECTO AL PTO. DE EXPLOSION.- LAS CIFRAS MARCADAS EN EL BORDE INFERIOR SON DECIMOS DE SEG.- X ES EL INSTANTE DE LA EXPLOSION.-

con una dirección cercana a la normal al plano de discontinuidad, la mayor parte de la energía sigue con la onda refractada del mismo tipo que la onda incidente. Así, para ángulos de incidencia de hasta 40° , más del 95% de la energía sigue con la onda refractada del mismo tipo. Como las ondas transversales que salen del lugar de la explosión llevan comparativamente muy poca energía, se puede prescindir de las ondas transversales.

El rayo *a*, figura 1, correspondiente a una onda longitudinal, en cada plano de discontinuidad sufre una refracción y emite un rayo reflejado. Cuando las pendientes de los planos de discontinuidad no son grandes, los rayos reflejados llegan a la superficie con una dirección muy próxima a la vertical, esto es un nuevo motivo para que los rayos correspondientes a las ondas longitudinales actúen con más intensidad a los sismómetros que los rayos de las ondas refractadas.

En la distribución de energía que tiene lugar en el plano de discontinuidad, la onda longitudinal reflejada recibe como 3 veces más energía que la transversal reflejada (Suponiendo una onda incidente longitudinal).

En el punto M, figura 1, se inicia el rayo reflejado *b*. Este rayo se registra en el sismómetro colocado en B. Si se coloca en la superficie una sucesión de sismómetros, en todos ellos se recibirá un rayo reflejado *b* originado en el plano de discontinuidad LL. Cuando este plano se encuentra a una profundidad no muy pequeña, los caminos ($a + b$) recorridos por la onda reflejada son aproximadamente iguales a lo largo de todos los rayos, de modo que los pulsos de reflexión originados en un mismo plano de discontinuidad llegan casi simultáneamente en el sismograma. El pulso *b* indicado en la figura 5 es uno de estos pulsos de reflexión.

Si el ángulo de incidencia aumenta, se llega a un cierto ángulo crítico, para el cual no hay onda refractada propiamente tal. En la figura 1, el rayo *c* incide en el plano de discontinuidad PP con este ángulo crítico. La onda refractada coincide en este caso con el plano de discontinuidad, rayo NR. A lo largo de NR la onda refractada emite ondas longitudinales bajo el ángulo crítico, tal como en R. Estos rayos emitidos a lo largo del plano PP son, por lo tanto, paralelos. La llegada de estas ondas refractadas a la superficie presenta, por lo tanto, tiempos rápidamente crecientes con la distancia. Esto contrasta con la relación tiempo-distancia, de las ondas reflejadas. Las ondas tales como *c* se conocen como ondas refractadas pues en su trayectoria hay un elemento de refracción total.

Las rocas consolidadas (1) están generalmente cubiertas en la superficie por una capa de material no consolidado, tal como aluvión, depósitos glaciales, zona descompuesta de rocas, etc. En esta capa, las ondas sísmicas se propagan con velocidades notablemente más bajas que en las rocas consolidadas. Nos referiremos a esta capa como capa de baja velocidad. Desde el punto de vista de las ondas refractadas, la base de la capa superficial de baja velocidad es una discontinuidad importante. El rayo *d*, figura 1, de esta onda tiene una relación tiempo-distancia aproximadamente lineal. Los impulsos *d* de figura 5, corresponden a una onda refractada. En la práctica se ha encontrado que las ondas refractadas llevan mucho más energía de lo que indica la teoría. Para poder registrar las ondas refractadas, se requiere un espaciamiento mínimo de los sismómetros, espaciamiento que crece con la profundidad de la discontinuidad que las origina. Con los espaciamientos que se usan corrientemente en la sísmica de reflexión, sólo alcanza a aparecer en los sismogramas la onda refractada en la base de la capa de baja velocidad.

(1) Usando la palabra consolidada para indicar resistencia mecánica, y así incluir rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, en contraste a las rocas no consolidadas como aluvión, materiales glaciales, etc.

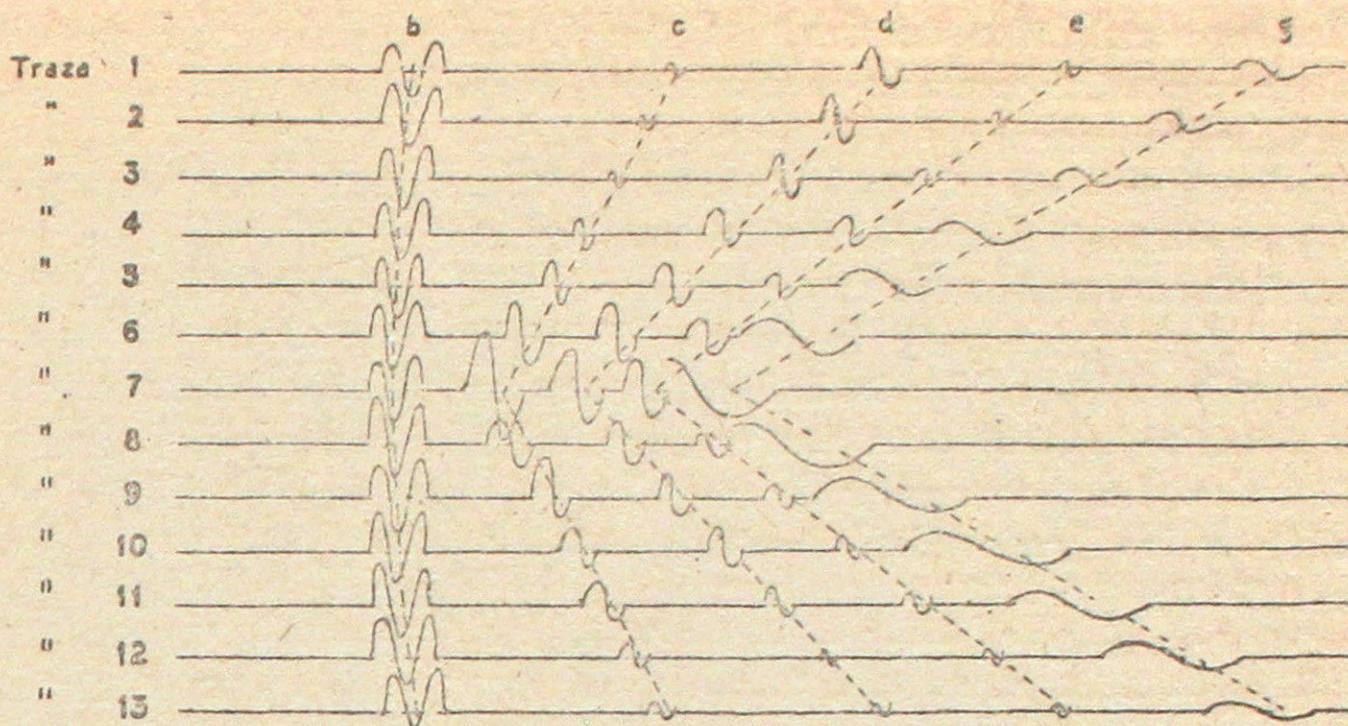


FIG.5.-IMPULSOS EN EL REGISTRO DEBIDOS A LOS RAYOS b,c,d,e,g INDICADOS EN FIG 1. EL ORDEN EN QUE SE HAN DIBUJADO ÉSTOS IMPULSOS ES SIMPLEMENTE ALFABETICO, NO CORRESPONDE A LA SECUENCIA DE TIEMPO

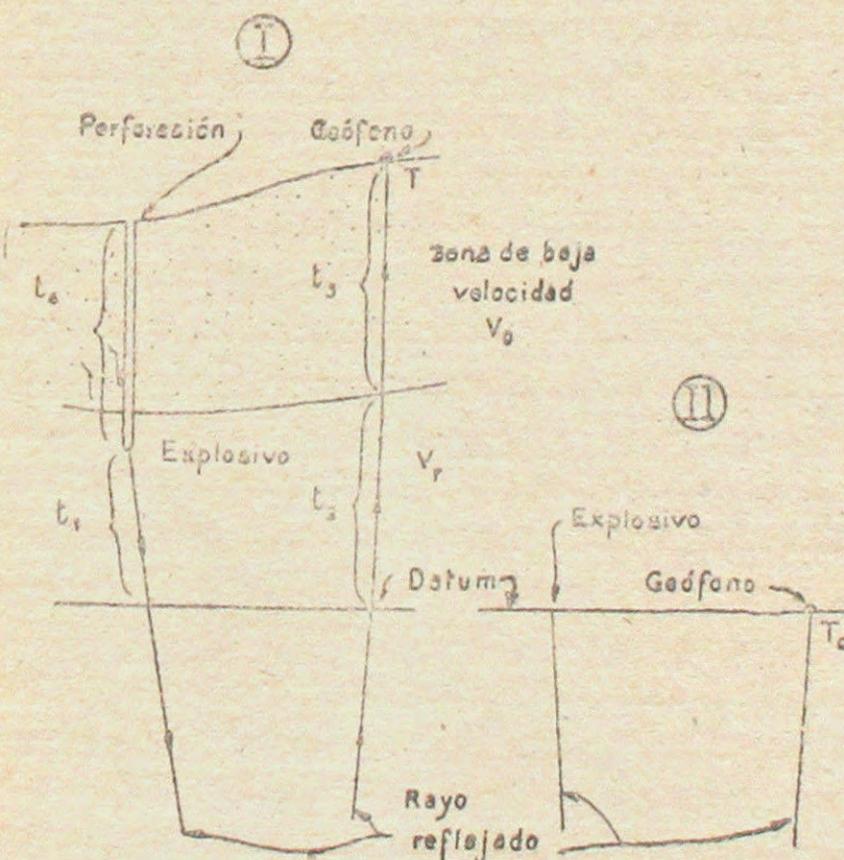


FIG 6. - CORRECCIONES Y REDUCCIÓN AL DATUM

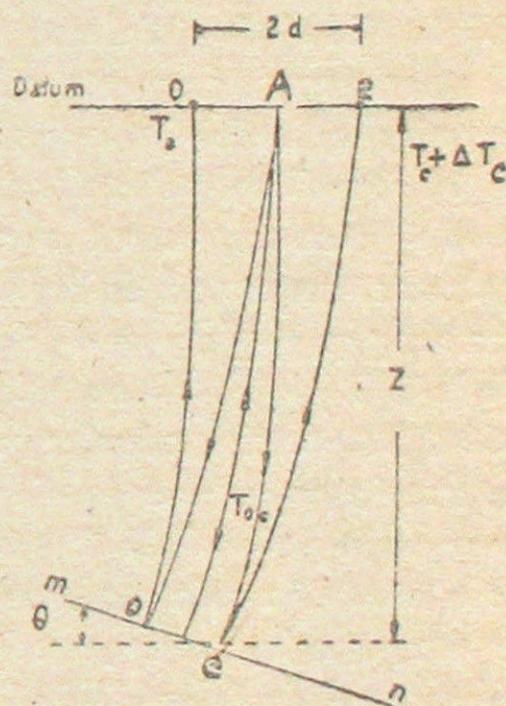


FIG 7.-CÁLCULO DE LA PENDIENTE

FUNDAMENTOS DE LA SÍSMICA DE REFLEXION.

La llamada sísmica de reflexión, emplea para estudiar las estructuras geológicas, los rayos reflejados del tipo *b*, figura 1. Este método está especialmente indicado para estudiar secciones de sedimentos, ya que en este caso se cuenta con innumerables reflectores.

El método es similar al empleado para la detección de icebergs mediante el sonido, y en efecto, la sísmica de reflexión aplicada a la exploración de petróleo, fué precedida por los métodos de detección de icebergs y del fondo del mar. En 1928 se probó por primera vez la practicabilidad de este método en los Estados Unidos, mediante la perforación de un alto sísmico (seismic high). Hoy día se efectúa con éxito la prospección sísmica de reflexión hasta profundidades mayores de 25.000 pies. La mayor parte de todos los campos petrolíferos descubiertos de 1936 a 1939 en los Estados Unidos se debe totalmente o en parte a trabajos sísmicos de reflexión.

La técnica empleada consiste esencialmente en hacer estallar una carga de dinamita en un pozo de hasta algunas decenas de metros de profundidad. Las ondas generadas por la explosión se registran en una serie de sismómetros colocados en la superficie del terreno. A veces 36 o más sismómetros. La figura 3 corresponde a una disposición típica. En A estalla la dinamita y en las posiciones numeradas 1 a 13 se colocan sismómetros. El espaciamiento OE varía de 200 a 600 m. Los impulsos recibidos en los sismómetros son amplificados, sometidos a filtraje eléctrico y finalmente registrados en un papel fotográfico. La figura 4 es un ejemplo trazado a manoalzada de uno de estos sismogramas. En el sismograma se indican el instante del disparo *x*, la llegada a la superficie de la primera onda directa *y* y líneas para medir el tiempo, generalmente cada 0,010 segundos. Los tiempos se pueden leer así en los sismogramas al milésimo de segundo.

La técnica de interpretación más frecuente consiste en obtener la inclinación y la profundidad de cada uno de los horizontes reflectantes.

Un horizonte reflectante tal como *mn* en figura 7, produce una onda reflejada tal como las indicadas en la figura 4. En la figura 7 se han indicado los rayos reflejados que se reciben en los sismómetros extremos O y E. Hay un rayo que se refleja volviendo exactamente por el trayecto del rayo incidente. Este es el que incide normalmente en *mn*. Debido a la diferente profundidad a que se encuentran los puntos *o* y *e* en *mn* hay una diferencia del tiempo ΔT_c entre la llegada de la onda reflejada a O y a E. El conocimiento de esta diferencia de tiempo y el tiempo de reflexión T_0 permite calcular la pendiente y la profundidad del horizonte reflectante. Previo es conocer la distribución de velocidades en el suelo. Esto se hace con una serie especial de disparos; la distribución de velocidades así obtenida se aplica a una zona más o menos extensa. Generalmente se encuentra que se puede reemplazar con bastante aproximación la distribución real de velocidades por una relación lineal de la velocidad con la profundidad.

Antes de efectuar los cálculos de interpretación es necesario corregir los tiempos por el efecto de la capa de baja velocidad. El espesor variable de esta capa y las diferentes elevaciones de los sismómetros introducen diferencias de tiempo de llegada que no se deben a la pendiente del horizonte reflectante. Esto se indica esquemáticamente en la figura 6.