

MÉTODOS GEOFÍSICOS EMPLEADOS EN GEOTECNIA

AGOSTO 1982.

ING. R. VIGNAUD C.

INDICE

- CAPITULO I : MÉTODOS GEOFÍSICOS
- CAPITULO II: MÉTODOS SÍSMICOS
- CAPITULO III: MÉTODOS ELÉCTRICOS
- CAPITULO IV : MÉTODO MICROSÍSMICO.
- CAPITULO V : CAMPO DE APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS GEO FÍSICO.
- CAPITULO VI : EJEMPLOS DE UTILIZACIÓN DE LA GEOFÍSICA.
- CAPITULO VII: COMENTARIOS SOBRE EL EMPLEO DE LA GEOFÍSICA

EMPLEADO DE LA GEOFISICA EN GEOTECNIA

AGOSTO 1982.

ING. RAYMOND VIGNAUD C.

INTRODUCCIÓN :

LA GEOFÍSICA ES UNA CIENCIA QUE TIENE ACTUALMENTE EN EL MUNDO UNO DE LOS MAYORES DESARROLLOS. Y QUE EN MÉXICO, TODAVÍA, ES POCO EMPLEADA.

HACE UN POCO MÁS DE TREINTA AÑOS, SE DESTINABA LA GEOFÍSICA AL ESTUDIO DE RECONOCIMIENTO DE MINERALES (HIERRO, PETRÓLEO, ETC), - PRÁCTICAMENTE NO SERVÍA PARA RESOLVER LOS PROBLEMAS PLANTEADOS EN INGENIERÍA CIVIL. DESDE ESTA ÉPOCA HASTA HOY, EL DESARROLLO DE LA TÉCNICA PERMITE EL EMPLEO DE LA GEOFÍSICA EN OBRAS DE INGENIERÍA. ESTO SE DEBE EN GRAN PARTE AL AVANCE TECNOLÓGICO DE DISCIPLINAS COMO LA ELECTRONICA, LA AERONÁUTICA Y LA NUCLEAR, ENTRE OTRAS. ACTUALMENTE ES UNA HERRAMIENTA DE GRAN INTERÉS PARA CONOCER EL SUBSUELO DE UNA FUTURA OBRA.

EN EFECTO, EL CONOCIMIENTO DE LAS CARACTERÍSTICAS MECANICAS ESTÁTICAS Y DINÁMICAS DE LAS ROCAS "IN SITU", ASÍ COMO DE SU COMPORTAMIENTO, HA LLEGADO A CONSTITUIR ACTUALMENTE UNA NECESIDAD INELUDIBLE PARA EL INGENIERO PROYECTISTA A FIN DE PODER DAR LOS VALORES ADECUADOS PARA CADA OBRA DE INGENIERÍA CIVIL QUE SE CONSTRUYE SOBRE ELLAS.

EL OBJETO DEL PRESENTE CURSO ES DAR A CONOCER LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS QUE SE ESTÁN EMPLEANDO PARA TAL FIN, LIMITÁNDOSE EN LOS CASOS QUE ENCUENTRAN LOS MINEROS, PETROLEROS Y CIVILES A REALIZAR SUS OBRAS, O SEA, ACCESIBILIDAD A UN FILÓN MINERAL, TRAZO DE UN GASODUCTO,

CIMENTACIONES DE OBRAS TANTO SUPERFICIALES COMO SUBTERRÁNEAS, POR EJEMPLO.

EN VISTA DE LO ANTERIOR, EL EMPLEO DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS PERMITE TENER UN MEJOR CONOCIMIENTO DEL COMPORTAMIENTO MECÁNICO DE LOS MACIZOS ROCOSOS, APOYÁNDOSE EN LA GEOLOGÍA, ENSAYES "IN SITU" Y EN LABORATORIO, A MENOR COSTO Y EN UN TIEMPO REDUCIDO.

EN FUNCIÓN DE LOS PROBLEMAS PLANTEADOS, SE VERÁ SI EL EMPLEO DE LA GEOFÍSICA PERMITE RESOLVERLOS O NO Y, EN CASO POSITIVO, SE PROCEDE A LA ELECCIÓN DE UNO O VARIOS MÉTODOS PARA LA SOLUCIÓN DEL CASO.

CADA VEZ QUE EL EMPLEO DE LA GEOFÍSICA ES NECESARIO, ES INDISPENSABLE DEFINIR EL NIVEL EN QUE SE DESEA OBTENER LOS RESULTADOS. EN EFECTO, REALIZAR UNA PROSPECCIÓN DETALLADA EN UN LUGAR EN DONDE SE NECESITA SOLAMENTE UNOS DATOS DE ORIENTACIÓN, NO CORRESPONDE AL OBJETIVO PROPUESTO Y ENCARECE EL ESTUDIO, MIENTRAS QUE LA OBTENCIÓN DE UNAS CUANTAS MEDICIONES EN EL CASO NECESARIO DE DETALLE DA UNA IMÁGEN, EN MUCHOS CASOS, DISTORSIONADA DE LA REAL Y QUE SON LA BASE DE CAMBIOS DE PROYECTOS CUYOS RESULTADOS SON GENERALMENTE UN ENCARECIMIENTO DE LAS OBRAS MUCHAS VECES INÚTIL.

ES IMPORTANTE DEFINIR CON ANTERIORIDAD SI SE TRATA DE UN PROYECTO DE FACTIBILIDAD O YA APROBADO, DE UNA CONSTRUCCIÓN, CONSERVACIÓN DE OBRA, ETC.

CAPÍTULO I :

MÉTODOS GEOFÍSICOS

UN FENÓMENO QUE SE PUEDE MEDIR DESDE LA SUPERFICIE Y QUE DEPENDE DE UNA MANERA U OTRA DE LA ESTRUCTURA SUBTERRÁNEA, PUEDE SER LA BASE DE UN MÉTODO DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICO.

LOS DIFERENTES MÉTODOS GEOFÍSICOS PUEDEN CLASIFICARSE DE LA FORMA SIGUIENTE:

<u>GRUPO A</u>	<u>GRUPO B</u>
MAGNÉTICO	SÍSMICO
GRAVIMÉTRICO	ELÉCTRICO
RADIOACTIVO	TERMOMÉTRICO

LOS MÉTODOS DEL GRUPO A SUELEN TENER GENERALMENTE Poca -- APLICACIÓN EN LA RESOLUCIÓN DE LOS PROBLEMAS GEOTÉCNICOS Y A CONTI-- NUACIÓN SE HACE UNA BREVE DESCRIPCIÓN DE ELLOS. EN CAMBIO LOS TRES DEL GRUPO B SERÁN ESTUDIADOS CON MAYOR DETALLE POR SER LOS QUE MÁS SE APLICAN.

MÉTODO MAGNÉTICO :

ES EL MÉTODO MÁS ANTIGUAMENTE USADO DE TODOS LOS PROCEDI-- MIENTOS GEOFÍSICOS. CONSISTE EN DETERMINAR EL VALOR DEL CAMPO MAGNÉ-- TICO EN DISTINTOS PUNTOS.

EXISTEN DOS TIPOS DE MEDICIONES. EL PRIMERO EMPLEA LA DE-- TERMINACIÓN DE LOS DIFERENTES ELEMENTOS EN VALOR ABSOLUTO, PERO EL -- TIEMPO DE ELABORACIÓN NECESARIO ES MUY LARGO. PARA LA MEDIDA DE LA -- DECLINACIÓN SE EMPLEAN TEODOLITOS O BRÚJULAS; PARA LA INCLINACIÓN SE EMPLEA LA BRÚJULA DE INCLINACIÓN.

EN EL SEGUNDO TIPO, SE MIDEN DIRECTAMENTE LAS VARIACIONES DE ESTOS PARÁMETROS ENTRE DISTINTAS ESTACIONES (VALOR RELATIVO). PARA ELLO SE EMPLEAN APARATOS LLAMADOS VARIÓMETROS. SON LOS MÁS COMUNMENTE EMPLEADOS. NO OBSTANTE, ES NECESARIO EN EL TRANSCURSO DE UNA PROSPECCIÓN MEDIR LOS VALORES ABSOLUTOS EN CIERTA CANTIDAD DE ESTACIONES DE CALIBRACIÓN.

ESTA PROSPECCIÓN PUEDE REALIZARSE DESDE TIERRA O BIEN DESDE AVIONES. TODOS LOS APARATOS QUE INTERVIENEN SON DE MEDICIÓN ANGULAR. PARA UNA INTERPRETACIÓN CORRECTA DE LAS MEDICIONES, SE DEBE TENER EN CUENTA VARIOS FACTORES A FIN DE HACER LA CORRECCIÓN CORRESPONDIENTE, DICHS ELEMENTOS SON : LA TEMPERATURA, LA VARIACIÓN DEL FLUJO MAGNÉTICO NATURAL DIURNO Y NOCTURNO, LA VARIACIÓN PLANETARIA, LA INFLUENCIA DE MASAS MAGNETICAS, LAS ANOMALÍAS TOPOGRÁFICAS.

MÉTODO GRAVIMÉTRICO :

ESTE MÉTODO ES UTILIZADO SOBRETUDO POR LA INDUSTRIA MINERA EN LA LOCALIZACIÓN DE NUEVOS YACIMIENTOS. NECESITA GRANDES ÁREAS DE INVESTIGACIÓN.

EL PRINCIPIO DEL MÉTODO CONSISTE EN MEDIR EL VALOR DEL POTENCIAL DE GRAVEDAD EN DIFERENTES LUGARES Y SUS VARIACIONES EN LOS ALREDEDORES INMEDIATOS A ÉSTOS, TOMANDO GENERALMENTE COMO CERO EL NIVEL DEL MAR. LA IDEA DE POTENCIAL SE APOYA SOBRE LA DE TRABAJO. EL POTENCIAL EN UN PUNTO DETERMINADO SE DEFINE COMO LA ENERGÍA NECESARIA PARA CONTRA RESTAR LAS FUERZAS DE LA GRAVEDAD PARA LLEVAR LA MASA DE UN PUNTO AL INFINITO.

$$P = -G \cdot \frac{dm}{r}$$

DONDE :

P - POTENCIAL DE LA MASA.

G - CONSTANTE DE ATRACCIÓN.

DM - MASA DEL PUNTO

R - COORDENADAS DEL PUNTO.

SE ESTUDIA LA VARIACIÓN DE LA GRAVEDAD CON :

A) - LA LATITUD: UN PUNTO A LA LATITUD ESTA SOMETIDO A DOS FUERZAS QUE SE EQUILIBRAN.

- LA GRAVEDAD SUPUESTA DIRIGIDA HACIA EL CENTRO DE LA TIERRA ($w^2 r$).

- LA FUERZA CENTRIFUGA ($w^2 R$)

$$w^2 r = w^2 R \cdot \cos. \varphi$$

B) - LA ALTURA: LA INTENSIDAD DE LA GRAVEDAD DEBE VARIAR EN RAZÓN INVERSA AL CUADRADO DE LA DISTANCIA AL CENTRO DE LA TIERRA.

$$\frac{g_h}{g_0} = \frac{R^2}{(R+h)^2} \neq \frac{1}{1 + \frac{2h}{R}}$$

SE INVESTIGAN LAS ANOMALÍAS QUE APARECEN. LA INTERPRETACIÓN SE BASA EN LA COMPARACIÓN DE LOS MAPAS DE POTENCIALES CALCULADOS Y MEDIDOS CON LA GEOLOGÍA LOCAL, UNA VEZ HECHAS LAS CORRECCIONES TOPOGRÁFICAS. LA PRECISIÓN DE LAS MEDICIONES GRAVIMÉTRICAS ES INFLUENCIADA POR VARIOS FACTORES DE LOS CUALES EL MÁS IMPORTANTE ES LA VARIACIÓN DIURNA CAUSADA POR LA INTERACCIÓN Y EL EFECTO DE LA MAREA QUE RESULTA. LA EXACTITUD DE UN MAPA GRAVIMÉTRICO DEPENDE DE LA PRECISIÓN DE LA CALIBRACIÓN DE LAS BASES FIJAS FORMANDO LA RETICULA DE LA ZONA INVESTIGADA.

MÉTODO RADIOACTIVO :

DE LOS CUERPOS QUE CONSTITUYEN EL SUBSUELO ALGUNOS TIENEN LA PARTICULARIDAD DE EMITIR RADIACIONES HASTA UNA CIERTA DISTANCIA, DISIPANDOSE DESPUÉS. PRÁCTICAMENTE, TODOS LOS ELEMENTOS QUE CONSTITUYEN LA TIERRA EMITEN RADIACIONES EN MÁS O MENOS CANTIDAD. ENTRE OTROS EXISTEN TRES FAMILIAS DE CUERPOS RADIOACTIVOS CLÁSICOS.

ACTINIO - URANIO

URANIO - RADIO

THORIO.

ADEMÁS DE ESTAS TRES FAMILIAS, HOY EN DIA, SE TIENE EN CUENTA LA RADIACIÓN DEL POTASIO. AUNQUE DE INTENSIDAD DE RADIACIÓN DE BIL, EL POTASIO EXISTE EN UNA CANTIDAD APRECIABLE DENTRO DE MUCHÍSIMOS ELEMENTOS CONSTITUTIVOS DEL SUBSUELO.

LA MEDICIÓN CONSISTE EN REGISTRAR LA CANTIDAD DE "CHOQUES" QUE ACUSA LA RADIACIÓN DE LOS CUERPOS ANALIZADOS, POR MINUTO Y CENTIMETRO CUADRADO.

ESTOS MÉTODOS SE DIVIDEN EN DOS CLASES SEGÚN SI SE UTILIZA PARA MEDIR LA EMISIÓN NATURAL EXISTENTE O PARA MEDIR UNA RADIO-ACTIVIDAD ARTIFICIAL (TRAZADORES NUCLEARES).

CAPITULO II

7

METODO SISMICO

Cuando se provoca artificialmente una oscilación en un punto del suelo, el movimiento inicial se transmite al medio alrededor en forma de vibraciones llamadas sísmicas o sismo-elásticas.

II-1) Breve recuerdo físico:

Prácticamente las leyes de la propagación sísmica siguen -- las mismas de la propagación óptica. Muy raras veces se tiene que aplicar la teoría de la propagación de las ondas elásticas.

II-1-a) Principio de Huygens (1)

El principio de Huygens dice: "Todo punto de una onda puede considerarse como centro de excitación de nuevas ondas. La superficie envolvente común de estas ondas elementales representa la onda real o principal".

De este principio se pueden deducir fácilmente las leyes de la reflexión y de la refracción, según se indica más adelante.

Sea un haz de rayos paralelos $A B$ (ver fig. 1-II) que incide sobre el plano $E E'$, formando un ángulo de incidencia α con relación a la normal al plano.

En el punto A' , de la onda plana $A' B'$, se origina una onda elemental, y así sucesivamente en todos los puntos del segmento $A' B'$. Finalmente, cuando B' llega al punto B'' , tenemos como onda principal $A'' B''$. Puesto que $A' A''$ es perpendicular a $A'' B''$ y $A' B'$ es perpendicular a $B' B''$, resulta que $A' A'' = B' B''$, y por lo tanto $\alpha = \beta$; con lo cual la ley de reflexión aparece como consecuencia de la teoría ondulatoria.

La ley de la refracción puede obtenerse de la siguiente manera:

Sea $A B$ (ver fig. 2-II) la superficie de separación de dos medios refringentes. Sea V_1 la velocidad de la onda en el superior y V_2 en el inferior. Supongamos que $V_1 > V_2$.

(1) - Curso de sismología aplicada - V. A. OLHOVICH-REVERTE S. A. - México 1959.

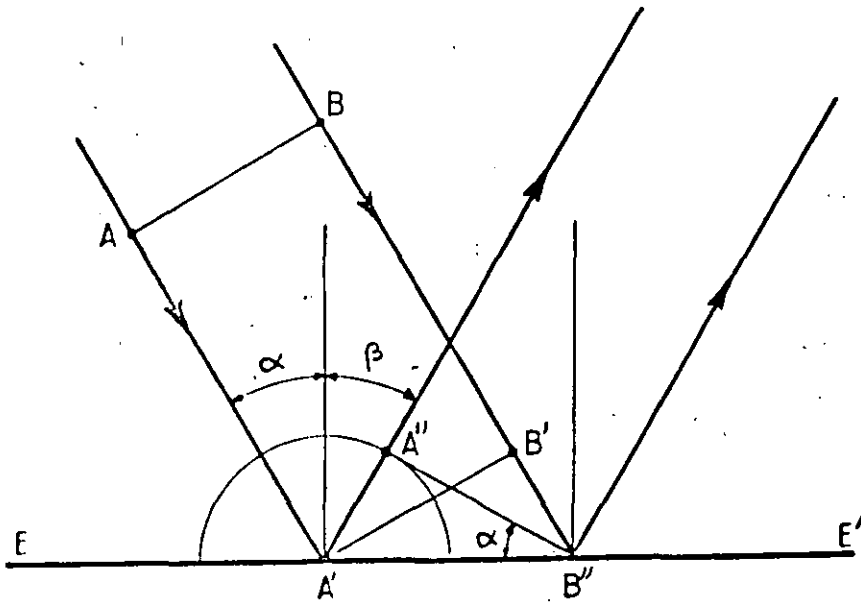


FIG. 1-II

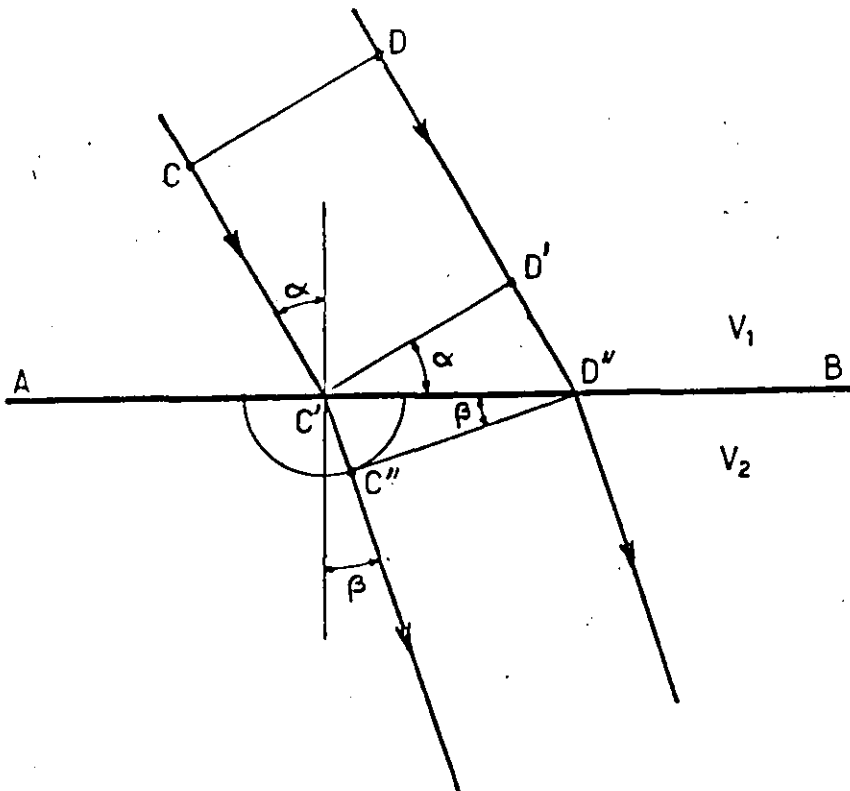


FIG. 2-II

Quando la onda plana CD llega a C', se origina aquí una onda elemental en el medio inferior cuya velocidad de propagación es V₂. Lo mismo acontece sucesivamente en los demás puntos del segmento C'D". Mientras llega C a C", D viene al punto D"; por lo tanto, la nueva onda es C"D" y se tiene:

$$\begin{aligned} C'D'' \cdot \text{Sen} \alpha &= D'D'' \\ C'D'' \text{ Sen} \beta &= C'C'' \end{aligned}$$

en consecuencia:

$$\frac{D'D''}{C'C''} = \frac{\text{Sen} \alpha}{\text{Sen} \beta} = \frac{V_1}{V_2} = n \text{ (Índice de refracción)}$$

Así esta deducida la ley de la refracción, y se demuestra que el índice de refracción no es otra cosa que la relación entre las velocidades de propagación de las ondas en ambos medios.

II-1-b) Ley generalizada de refracción:

Quando se tiene una serie de capas horizontales con diferentes velocidades de propagación, como V₁, V₂, V₃, V_n, tenemos (ver fig. 3-11).

$$\frac{\text{Sen} i_1}{V_1} = \frac{\text{Sen} i_2}{V_2} = \frac{\text{Sen} i_3}{V_3} = \dots = \frac{\text{Sen} i_n}{V_n}$$

Para que el rayo sea refractado por la capa de velocidad V_n es necesario que el ángulo de refracción in sea igual a 90° de manera que:

$$\text{Sen} i_{(n-1)} = \frac{V_{(n-1)}}{V_n}$$

ésta es la ley generalizada de refracción.

II-1-C) Principio del método sísmico

Este método está basado sobre las diferencias de propagación de las ondas elásticas en medios de constitución diferente.

Generalmente los distintos minerales tienen la densidad o el peso específico muy próximo. En cambio, los módulos elásticos son muy diferentes. Así se podrá, por las medidas de propagación dependiendo sobre todo de la elasticidad, poner en evidencia las diferentes capas.

Estudiando las reflexiones o las refracciones de las ondas, se podrán deducir profundidades o bien espesores de capa.

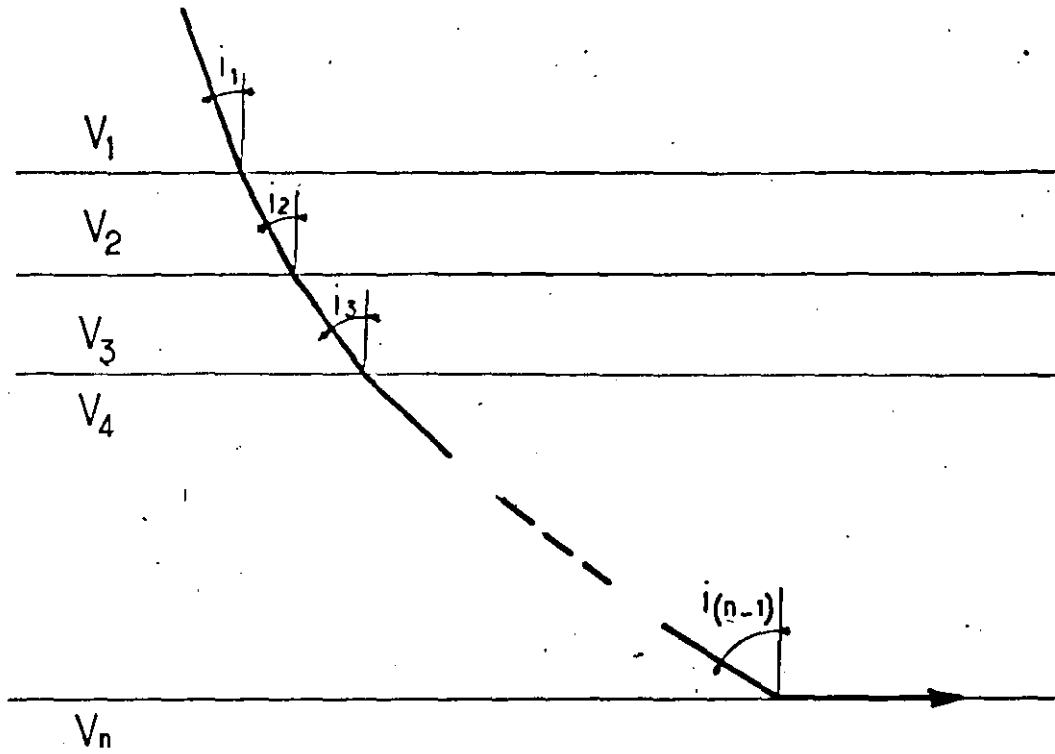


FIG. 3-II

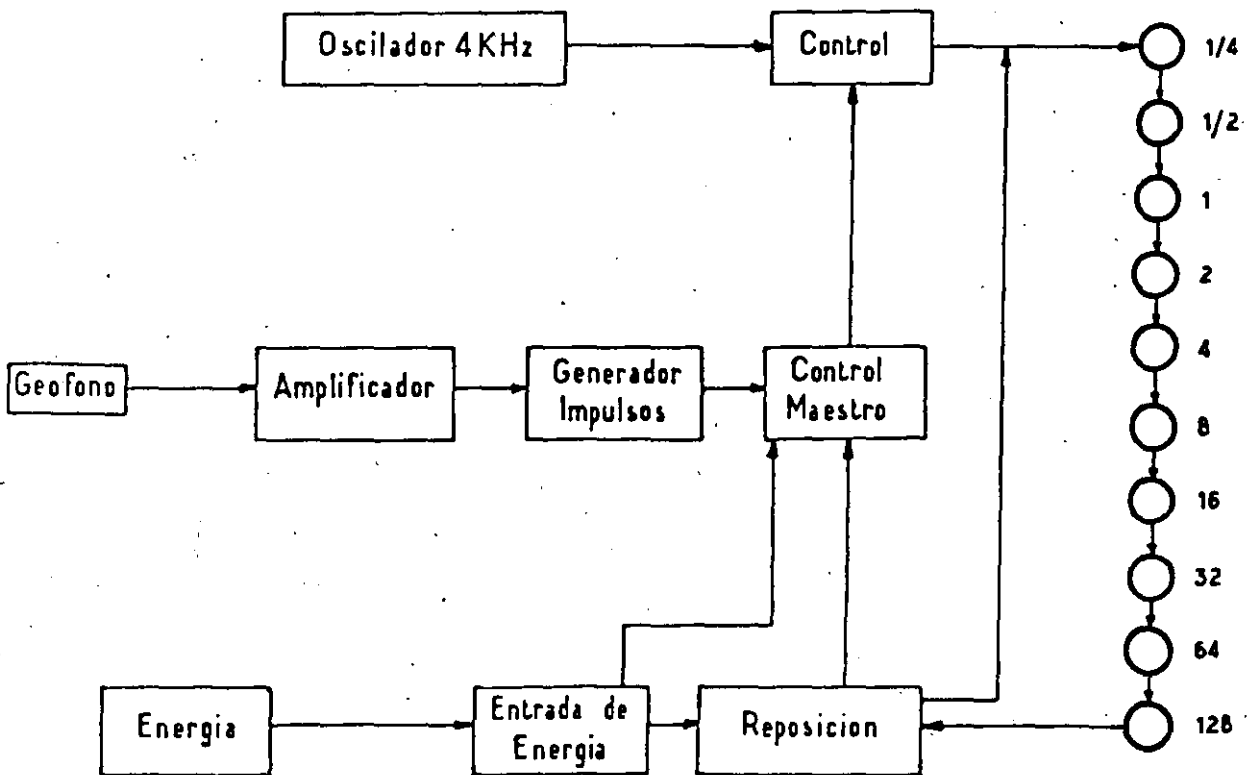


FIG. 4-II

Suponemos, ahora, un medio isotrópico y homogéneo, teniendo las mismas propiedades en todas las direcciones. Cuando se provoca una oscilación, dos tipos de ondas diferentes e independientes (en su propagación) entre ellas dan origen a:

- Ondas longitudinales que se propagan por compresiones o dilataciones sucesivas.
- Ondas transversales que se propagan sin variación de volumen, y que se denominan también ondas de distorsión o de esfuerzo cortante (en mecánica de rocas).

La velocidad de las ondas longitudinales es:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

Las ondas transversales tienen una velocidad más baja:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

La relación entre α y β es:

$$\frac{\alpha}{\beta} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}} = \sqrt{3} \approx 1,73$$

La significación de lo anterior es lo siguiente:

E es el módulo de Young, coeficiente de elongación. Es la proporción entre la tracción por unidad de sección y la elongación por unidad de longitud.

Si P = peso
L = longitud

S = sección
 ΔL = elongación

$$E = \frac{\frac{P}{S}}{\frac{\Delta L}{L}}$$

El módulo de Coulomb (μ) es un coeficiente de torsión. Para llevar a un ángulo α (por torsión) una barra cilíndrica de sección circular, de radio r y de longitud l, hace falta ejercer una fuerza C tal que:

$$C = \mu \cdot \frac{\pi \cdot r^4}{2 l} \cdot \alpha$$

entre E y μ existe la relacion.

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$$

Esta expresi3n hace intervenir el coeficiente λ y para comodidad de los c3lculos y de la interpretacion, se introduce el coeficiente de Poisson.

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

tenemos:

$$\lambda = \frac{\sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \cdot E$$

$$\mu = \frac{1}{2} \cdot \frac{E}{1 + \sigma}$$

aplicando estos valores a las expresiones de las velocidades α y β .

$$\alpha = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}}$$

$$\beta = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1 + \sigma)}}$$

En las aplicaciones de la sismologia a la prospecci3n, se provoca una oscilaci3n artificial o explosi3n por ejemplo. Se conoce el lugar donde se hace la explosi3n asi como el movimiento de la explosi3n misma.

Para establecer un diagrama, basta colocar a distancia variable un aparato sensible capaz de inscribir los movimientos (sismografos o geofonos). Esta curva ser3 diferente segun la naturaleza del medio explorado. Como, en general, se opera a distancia corta, la velocidad se supone constante y la curva es una recta. Los rayos de propagacion son rectos.

Nota: No es el caso de los terremotos o temblores naturales, ya que el movimiento ondulatorio penetra al interior de la tierra, donde la densidad y la elasticidad varían con la profundidad. La velocidad sísmica aumenta y los rayos de propagación son curvos, y la convexidad orientada hacia el centro de la tierra.

II-2) Sísmica Reflexión:

Es muy parecido al reconocimiento de los fondos marítimos por el método ultrasónico. Se mide el tiempo que invierte una onda en hacer el trayecto entre el punto origen de las oscilaciones y el receptor (sismógrafo) después de reflexionarse sobre una superficie de contacto entre dos terrenos de naturaleza distinta. Este procedimiento, muy sencillo en teoría, necesita una maquinaria bastante complicada y además da buenos resultados a condición de que el punto origen de vibraciones se ubique a una cierta profundidad. Generalmente para reconocimiento de grandes profundidades, este punto se encuentra entre unos 10 y 30 metros bajo la superficie del suelo. La complejidad de los aparatos empleados se debe a la necesidad de poder determinar con seguridad la onda de regreso cuando todavía la superficie del suelo está en movimiento. El procedimiento empleado consiste en colocar varios sismógrafos y registrar sobre una misma banda de papel las oscilaciones de los receptores.

Cuando existe una reflexión (cuando la onda de regreso llega a los aparatos), constatamos un desplazamiento simultáneo de todos los geófonos que viene a superponerse a los movimientos anárquicos precedentes. En este caso podemos definir con precisión el tiempo (t) de ida y vuelta de la onda y así obtener la profundidad (h) en función del tiempo, de la distancia (x) entre la emisión y la recepción de la onda y de la velocidad de la capa superior, por la relación:

$$t = \frac{2}{v_1} \sqrt{h^2 + \frac{x^2}{4}}$$

La prospección por sísmica reflexión es una de las que da un resultado de lo más preciso. Es por eso que su uso es general para los reconocimientos petrolíferos. Infelizmente su empleo a poca profundidad es difícil y es rara vez empleada para resolver problemas de Ingeniería Civil.

II-2-a) Caso de Capas paralelas a la superficie:

En la superficie del suelo se encuentran la explosión E y el receptor S (sismógrafo). La distancia separando ambos es pequeña en comparación de la profundidad del horizonte geológico sobre la que las ondas van a reflexionarse.

Se había supuesto anteriormente que el medio superior era homogéneo. En la realidad es todo lo contrario, porque este medio está constituido por una serie de capas donde la velocidad varía más o menos alrededor de una velocidad media V_m .

El primer problema va a consistir en determinar esta velocidad. En lo que sigue, se supone que las capas son horizontales. En la práctica se consideran paralelas a la superficie cuando dichas capas no sobrepasen un ángulo de 6 grados.

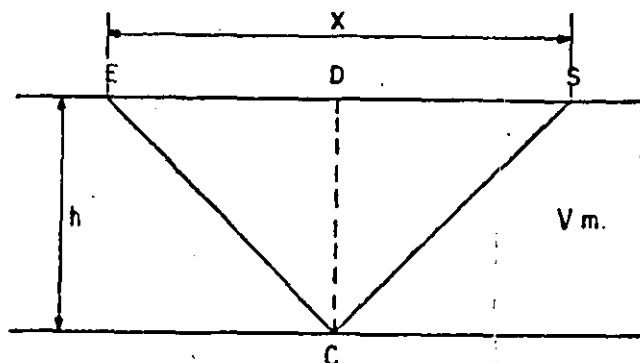
Observación sobre el espesor de la capa que se va a calcular:

Para que haya determinación de capas por reflexión - hace falta que la capa que se va a determinar sea de un espesor superior a 9 - 10 metros. Dicho espesor tiene que ser mayor a la mitad de la longitud de onda. Así el sismograma obtenido tiene una llegada franca. La frecuencia de la onda reflectada es influenciada por el espesor de la capa.

II-2-b) Determinación de la velocidad media V_m :

Se presentan dos casos:

- 1) Si existen, en el vecindaje, unos pozos. En este caso, basta colocar los sismógrafos en el pozo y disparar en la superficie.
- 2) Si no existen pozos, se hace una campaña de sísmica refracción y se determina la velocidad media.



El punto C cae en la vertical de la mitad del espacio ES, en D.

Se ve que:

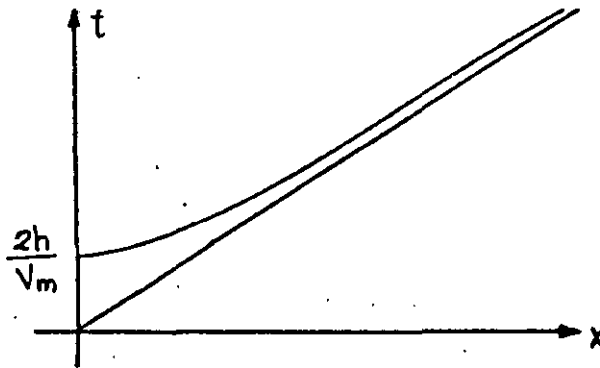
$$\overline{DC}^2 = \overline{SC}^2 - \overline{DS}^2$$

$$DC = h \quad DS = \frac{x}{2}$$

$$h = \sqrt{\frac{V_m^2 \cdot t^2}{4} - \frac{x^2}{4}} = \frac{1}{2} \sqrt{V_m^2 \cdot t^2 - x^2}$$

t es el tiempo total del trayecto de la onda.

Para un valor dado y constante de h, la ecuación anterior representa una hipérbola simétrica, centrada en las ordenadas y tiene su cumbre sobre el eje de los tiempos, en la ordenada $\frac{2h}{V_m}$.

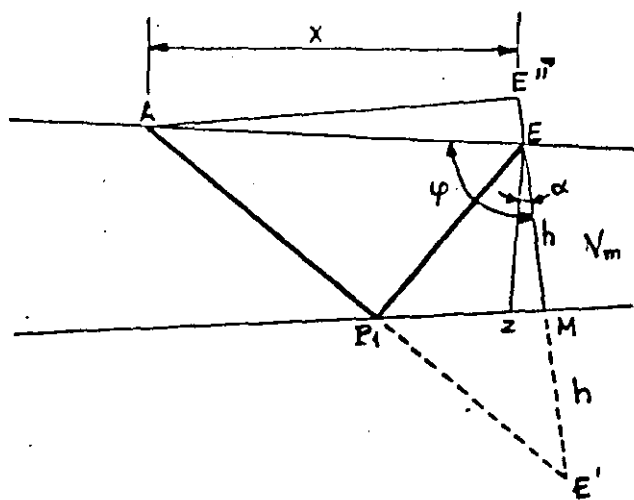


Se puede escribir la ecuación de la forma siguiente:

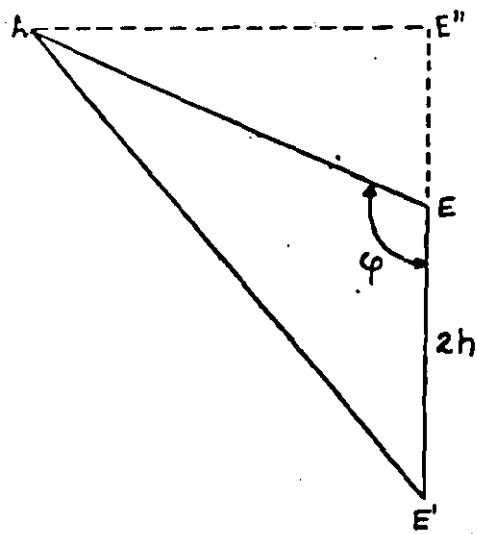
$$t = \frac{2}{V_m} \sqrt{h^2 + \frac{x^2}{4}}$$

II-2-c) Caso de capas inclinadas:

Quando la capa donde se reflexionan las ondas sísmicas se encuentra inclinada, se pueden determinar la velocidad media V_m , la profundidad h y el ángulo de inclinación o buzamiento α por el mismo método.



16



$$\overline{E'A}^2 = \overline{AE''}^2 + \overline{E'E''}^2$$

$$\overline{E'A}^2 = \overline{AE}^2 - \overline{EE''}^2 + (\overline{EE'} + \overline{EE''})^2$$

ponemos $\overline{EE''} = EA \cdot \cos(\pi - \varphi) = -EA \cdot \cos \varphi$.
ejecutando el cálculo, tenemos:

$$\overline{E'A}^2 = \overline{EA}^2 + \overline{EE'}^2 - 2 \overline{EE'} \cdot EA \cdot \cos \varphi$$

$$y \quad \varphi = \alpha + \frac{\pi}{2}$$

pués:

$$E'A = V_m \cdot t ; \quad EA = x ; \quad EE' = 2EM = 2h$$

tenemos:

$$V_m^2 \cdot t^2 = x^2 + 4h^2 - 4x \cdot h \cdot \cos \varphi$$

$$\cos \varphi = \frac{x^2 + 4h^2 - V_m^2 \cdot t^2}{4h \cdot x}$$

Como

$$\varphi = \alpha + \frac{\pi}{2}$$

sacamos el valor de α .

En el caso en que la explosión este ubicada al revés, todo sigue igual, solamente la relación entre α y φ es diferente.

$$\varphi = \frac{\pi}{2} - \alpha$$

II-2-d) Correcciones que intervienen:

Son de cuatro tipos:

1o) Corrección de desarrollo:

Consiste en reducir el tiempo de propagación de la energía elástica a lo largo de una V en un tiempo de propagación a lo largo de una trayectoria vertical. Los receptores se quedan en línea recta con el punto de disparo.

El tiempo medio es dado por:

$$t = \frac{1}{V_m} \cdot \sqrt{4h^2 + x^2}$$

Hacer la corrección de desarrollo es anular x en la ecuación, es decir, reducir el tiempo a una trayectoria vertical. Eso se realiza por medio de "nomogramas" o "ábacos".

2o) Corrección de altitud:

Consiste en considerar la medida de tiempo a un nivel de referencia adecuada en la zona de prospección. Este nivel está elegido de tal manera que sea cerca de la altitud media de la zona disminuida del espesor medio de la alteración.

3o.) Corrección de la zona de alteración superficial (una de las más importantes)

Un estudio por refracción da el dato de profundidad necesario.

4o) Corrección de anisotropía:

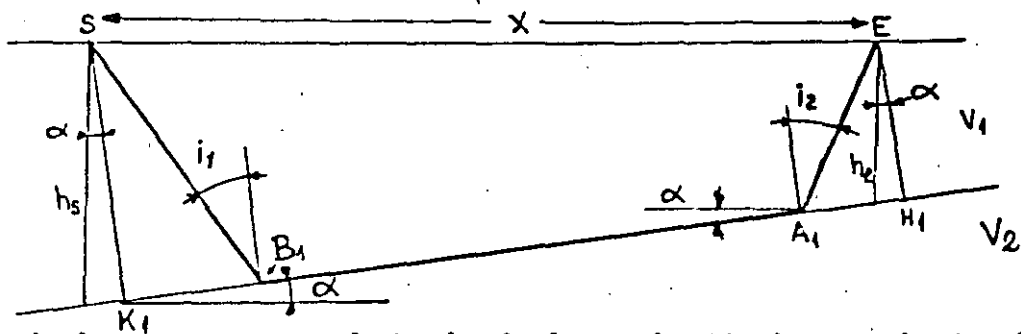
En las rocas estratificadas, la velocidad de propagación es superior en el sentido de los estratos que normal a los estratos. - Resulta una diferencia entre sismogramas correspondientes a desarrollos distintos.

II-3) Sísmica Refracción:

Consideramos un perfil sísmico sobre el cual se coloca una explosión y a unas distancias crecientes se ubican los sismógrafos.

Se realiza la explosión y se obtiene el registro (sismograma) correspondiente a cada sismografo. En coordenadas rectangulares, se llevan, en abscisas las distancias y en ordenadas los -- tiempos. En la vertical de cada sismógrafo se coloca el tiempo correspondiente y se van uniendo todos los tiempos sucesivos desde el origen de tiempo (explosión) - (ver figura 5 - II)

II-3-a) Reconocimiento sobre una capa subyacente.



(Caso de la capa que va bajando de la explosión hacia el sismógrafo).

Consideramos un trayecto EA₁ B₁ S tal que:

$$t_i = \frac{EA_1}{V_1} + \frac{A_1 B_1}{V_2} + \frac{B_1 S}{V_1}$$

llamamos i_1 e i_2 los ángulos de incidencia de los rayos -- SB₁ y A₁ E.

Tenemos:

$$B_1 S = \frac{h_s \cdot \cos \alpha}{\cos i_1}$$

$$EA_1 = \frac{h_e \cdot \cos \alpha}{\cos i_2}$$

$$A_1 B_1 = ES \cdot \cos \alpha - A_1 H_1 - B_1 K_1$$

$$t_i = \frac{h_s \cdot \cos \alpha}{V_1 \cdot \cos i_1} + \frac{h_e \cdot \cos \alpha}{V_1 \cdot \cos i_2} + \frac{X \cdot \cos \alpha}{V_2} - \frac{h_e \cdot \cos \alpha \cdot \text{Sen } i_2}{V_2 \cdot \cos i_2} - \frac{h_s \cdot \cos \alpha \cdot \text{Sen } i_1}{V_2 \cdot \cos i_1}$$

$$t_1 = \frac{h_s \cdot \cos \alpha}{\cos i_1} \left(\frac{1}{V_1} - \frac{\sin i_1}{V_2} \right) + \frac{h_e \cdot \cos \alpha}{\cos i_2} \left(\frac{1}{V_1} - \frac{\sin i_2}{V_2} \right) + \frac{x \cdot \cos \alpha}{V_2}$$

Como:

$$h_s - h_e = x \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

$$t_{iM} = \frac{1}{V_1} \left(2h_{sm} \cdot \cos i \cdot \cos \alpha + x \cdot \sin(i - \alpha) \right)$$

$$t_{im} = \frac{1}{V_1} \left(2h_{sm} \cdot \cos i \cdot \cos \alpha + x \cdot \sin(i + \alpha) \right)$$

II-3-b) Velocidad aparente de propagación:

La velocidad aparente de propagación es $\frac{dx}{dt}$. En los dos casos anteriores tendremos respectivamente:

$$V_{2M} = \frac{V_1}{\sin(i - \alpha)}$$

$$V_{2m} = \frac{V_1}{\sin(i + \alpha)}$$

Conociendo: t_{iM} , t_{im} , x , V_1 , V_{2M} , V_{2m} podemos obtener: \hat{i} , $\hat{\alpha}$, h_s , h_e .

II-3-c) Caso particular: Capa Horizontal:

En este caso $\hat{\alpha} = 0$

$$V_{2M} = V_{2m} = V_2$$

$$t_i = \frac{1}{V_1} (2h \cdot \cos i + x \cdot \sin i) = \frac{2h \cdot \cos i}{V_1} + \frac{x}{V_2}$$

por otra parte, el trayecto superficial es:

$$t = \frac{x}{V_1}$$

Vemos que las dos expresiones representan unas rectas y estas tienen respectivamente como coeficiente angular:

$$\frac{1}{V_1} \quad \text{y} \quad \frac{1}{V_2}$$

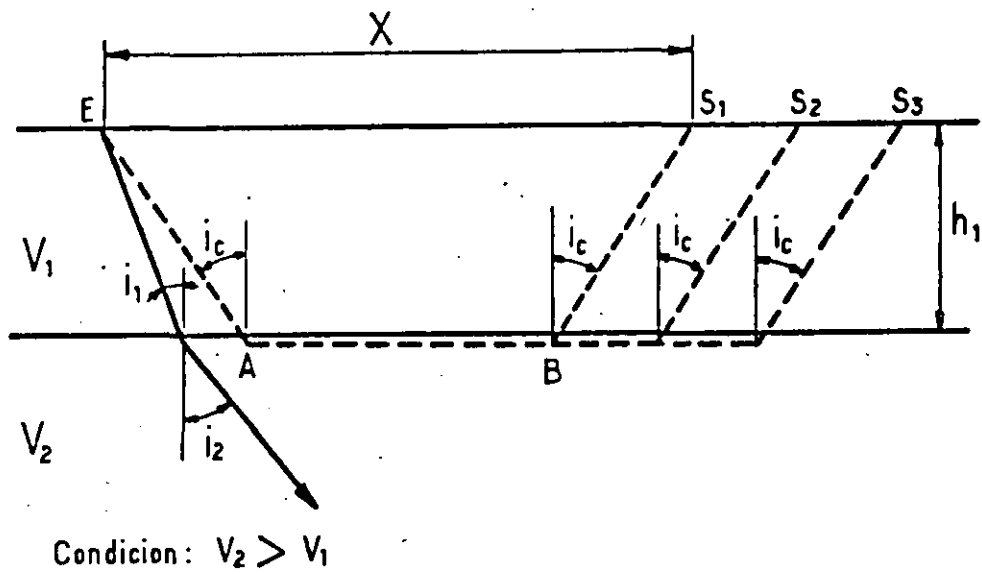
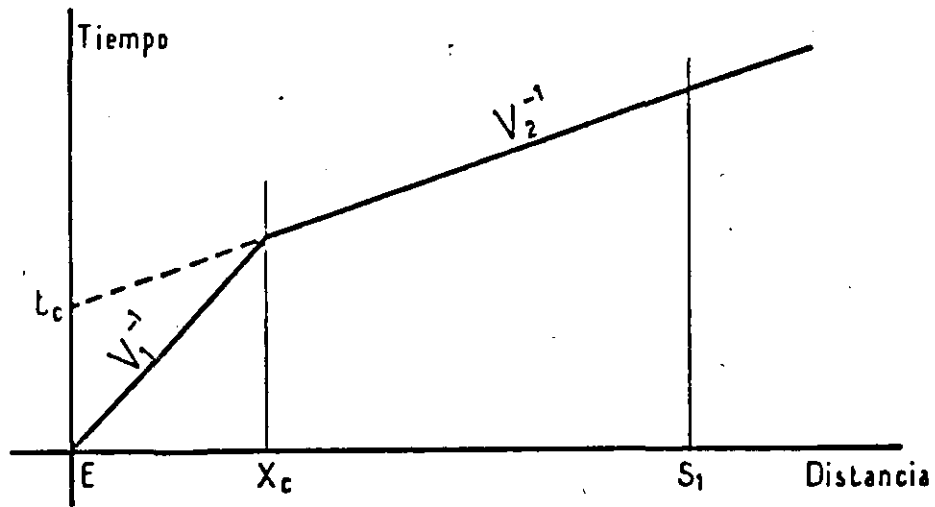


FIG. 5-II

Estas velocidades son conocidas.

El punto de encuentro de estas dos rectas es tal que:

$$t_i = t$$

Cálculo de la profundidad h por las distancias o los tiempos

$$\frac{x}{V_1} = \frac{x}{V_2} + \frac{2h \cdot \cos i}{V_1}$$

$$\cos i = \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}$$

tenemos:

$$h = \frac{x}{2} \left(1 - \frac{V_1}{V_2}\right) \cdot \frac{1}{\sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}}$$

$$h = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

también h puede ser calculado según el tiempo:

$$t_i = \frac{2h \cdot \cos i}{V_1} + \frac{x}{V_2}$$

$$\Delta t = \frac{2h \cdot \cos i}{V_1} = 2h \cdot \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}}$$

$$h = \frac{\Delta t}{2} \cdot \frac{V_1 \cdot V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

En el caso de 3 capas tenemos:

$$h_2 = \left(\Delta t_2 - 2h_1 \cdot \frac{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3 \cdot V_1} \right) \cdot \frac{V_3 \cdot V_2}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}}$$

para n capas tenemos:

$$h_{(n-1)} = \frac{V_n \cdot V_{(n-1)}}{2\sqrt{V_n^2 - V_{(n-1)}^2}} \cdot \left(\Delta t_{(n-1)} - 2h_1 \frac{\sqrt{V_n^2 - V_1^2}}{V_n \cdot V_1} \dots - 2h_{(n-2)} \cdot \frac{\sqrt{V_n^2 - V_{(n-2)}^2}}{V_n \cdot V_{(n-2)}} \right)$$

II-3-d) Caso de capas inclinadas:

En este caso tenemos:

$$\frac{1}{V_1} \text{ y } \frac{1}{V_{2M}} = \frac{\text{sen } (i - \alpha)}{V_1}$$

Hemos regresado al caso general cambiando V_2 por V_{2M} . Pero las condiciones varían con el ángulo α .

Acabamos de ver el caso de $\alpha = 0$.

Cuando $\alpha = i$, tenemos $V_{2M} = \infty$, la segunda recta es una horizontal.

Cuando $\alpha > i$; V_{2M} es negativo; el coeficiente angular de la recta es negativo y la segunda recta está inclinada hacia los x - positivos.

En el último caso: $i = 0$; $\alpha = 90^\circ$; $V_{2M} = -V_1$ es el valor límite.

Vimos que V_{2M} puede variar desde ∞ hasta $-V_1$.

Para poder discutir los valores de V_{2M} , observamos que la fórmula es válida únicamente para $i + \alpha < 90^\circ$.

A medida que $(i + \alpha)$ crece, el rayo de la explosión - se acerca a una paralela a la superficie. El límite se alcanza cuando $(i + \alpha) = 90^\circ$.

$$V_{2M} \text{ varía desde } \frac{V_1}{\text{sen } i} \text{ hasta } V_1.$$

II-3-e) Caso de un sísmógrafo en un punto donde aflora la 2a. capa:

En este caso $h_s = 0$ y la fórmula se reduce a:

$$t_{im} = \frac{x}{V_1} \cdot \text{sen } (i + \alpha)$$

la onda directa da: $t = \frac{x}{V_1}$

tenemos la desigualdad $t_{im} < t$

No tenemos la llegada de V_1 al sísmógrafo; la condición $(i + \alpha) < 90^\circ$ debe ser realizada.

a) Vemos que en todas las medidas, el conocimiento preciso de α es necesario para fijar bien la profundidad.

Para calcular α , basta realizar disparos directos e inversos y tenemos:

$$\frac{V_{2M}}{V_{2m}} = \frac{\text{Sen}(i+\alpha)}{\text{Sen}(i-\alpha)} = \frac{1 + \frac{\text{tg } \alpha}{\text{tg } i}}{1 - \frac{\text{tg } \alpha}{\text{tg } i}}$$

$$\text{tg } \alpha = \text{tg } i \cdot \frac{V_{2M} - V_{2m}}{V_{2M} + V_{2m}}$$

Como en el caso de una capa horizontal, se obtiene la profundidad h_s por:

$$h_{sM} = \frac{\Delta t_M}{2} \cdot \frac{V_1}{\text{Cos } i \cdot \text{Cos } \alpha}$$

$$h_{sm} = \frac{\Delta t_m}{2} \cdot \frac{V_1}{\text{Cos } i \cdot \text{Cos } \alpha}$$

b) Para que todo lo anterior sea válido, es necesario que la velocidad de cada estrato sea siempre mayor que la del que tiene encima.

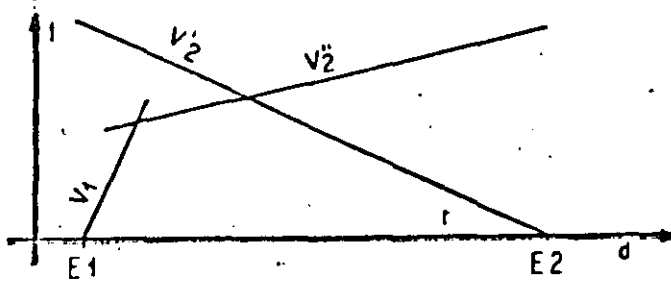
c) La técnica de aplicación de la teoría consiste en colocar en una misma dirección, unos sismógrafos y provocar una perturbación inicial por medio de una explosión de dinamita, por ejemplo, en la misma dirección.

Se registra por medio de aparatos el origen de las oscilaciones así como las ondas recibidas por cada sismógrafo. El aparato registrador tiene su base de tiempo interna. Sobre cada sismograma (1) obtenido, se mide el tiempo transcurrido entre el punto de disparo y la recepción al sismógrafo. Este diagrama, llamado dromo crónica, es la base de los cálculos de profundidad, (ver fig. 5-II).

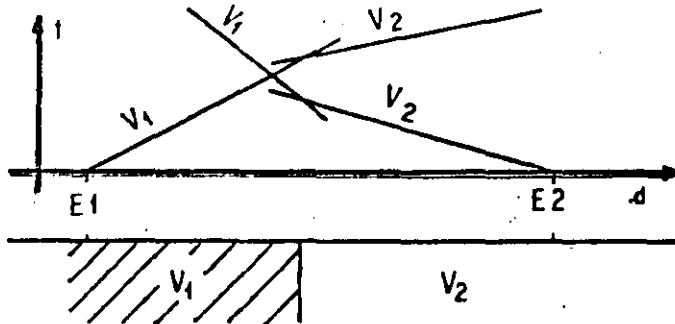
En la práctica, los diagramas no son siempre sencillos de interpretación. Los puntos no se alinean según una recta. Muchas veces, la celeridad de propagación no es constante por un mismo medio. En este caso, la interpretación es bastante delicada.

(1) Un sismograma es el registro de las ondas que llegan a un sismógrafo.

Caso de afloramiento:

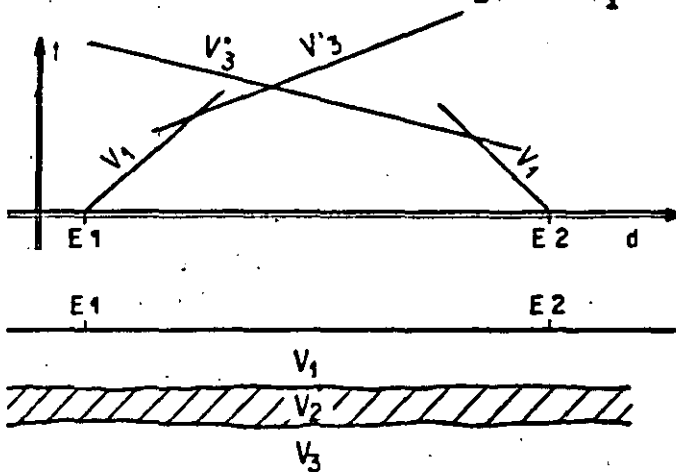


Caso de un contacto vertical:



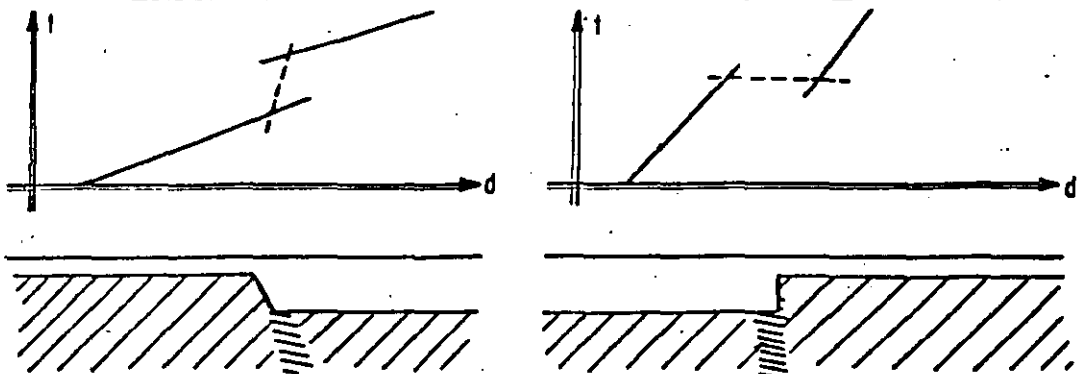
Caso de 3 capas de velocidad v_1, v_2 y v_3 .

Donde la condición es: $v_2 < v_1 < v_3$

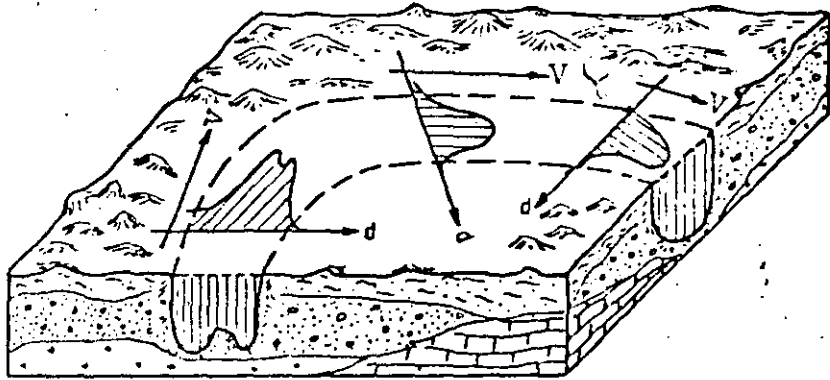


En la dromocrónica, la velocidad v_2 de la segunda capa no aparece.

Caso de un terreno con fracturas o fallas.



Sirven sobre todo para detectar antiguos cauces.



II-4) Sismógrafos o geófonos:

Los aparatos que permiten hacer el registro de los movimientos sísmicos se denominan sismógrafos o geófonos. Dichos geófonos, generalmente son de 2 tipos: Sismógrafos a inercia o bien extensómetros. Los primeros emplean los desplazamientos absolutos de una masa en función de su sistema de referencia. Los segundos utilizan los desplazamientos relativos entre 2 puntos del mismo medio sometido a la oscilación. En el caso de sísmica refracción o reflexión se emplean los captores a inercia.

Estos aparatos son generalmente a inducción constante, tienen la ventaja de ser poco frágiles y tener una buena fidelidad. Además, el fenómeno de resonancia del aparato interviene solamente después de un cierto tiempo. Tiene en su centro un imán permanente. En su alrededor tiene una bobina móvil. El movimiento mecánico, da nacimiento en dicha bobina a una variación del flujo magnético, obteniéndose así una diferencia de potencial a la salida del aparato.

II-5) Tipos de aparatos registradores:

Existen practicamente 3 tipos de aparatos.

- a galvanómetros
- a tubos oscilográficos
- a tubos contadores.

II-5-a) Aparatos a galvanómetros: (Ver fig. 6-II)

La onda, llegando al sismógrafo se transforma en tensión. Por medio de una unión, esta tensión llega en el cuadro del galvanómetro B, haciendo desviar un espejo fijo al cuadro.

Por medio de unos espejos fijos A y a través del espejo B móvil, la luz emitida por la lámpara D llega a exponer un papel sensible.

El tiempo es obtenido a partir de un electro-imán F, accionando un interruptor E cada 10 milisegundos en general.

Este aparato da buenos resultados cuando se trata únicamente de medir la refracción, a una cierta distancia. Tiene el inconveniente de poseer una inercia debido al empleo de galvanómetros a espejos.

II-5-b) Aparatos a tubos oscilográficos M. F. Bollo:

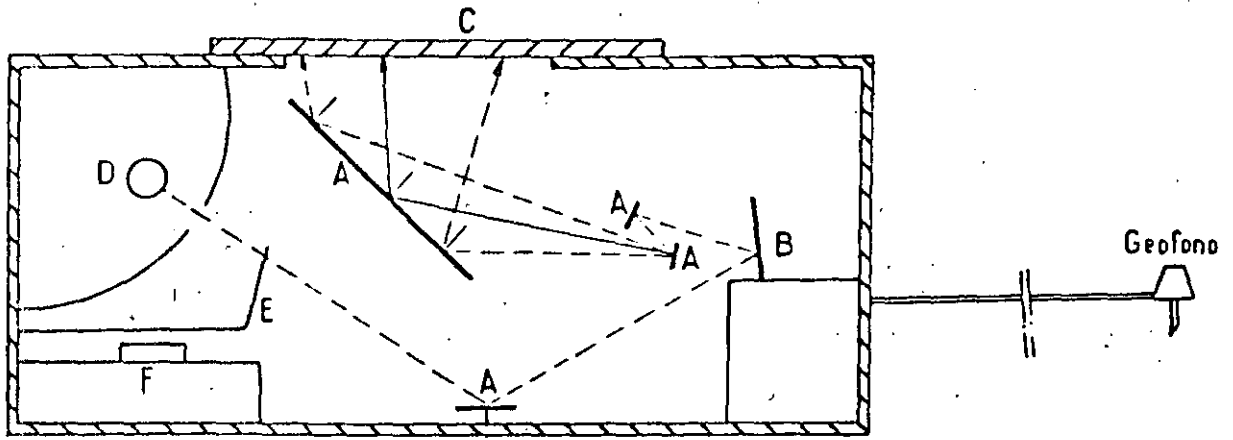
La tensión obtenida al sismógrafo, se inyecta a un amplificador electrónico a través, a veces, de un pre-amplificador. El conjunto amplificación llega a obtener una ganancia, del orden de 100 a 120 decibels, plana entre las frecuencias 5 y 1000 Hertz.

La tensión amplificada es aplicada a las placas de desviación de un tubo oscilográfico. La pantalla de este tubo se encuentra en frente de una cámara cinematográfica. Basta sincronizar el funcionamiento de la cámara con el disparo para registrar el fenómeno de oscilación. En este tipo de aparato, el tiempo es obtenido a partir de un diapason piloto estabilizado a 10^{-6} seg. Por este procedimiento tenemos el milisegundo como unidad de tiempo. Teniendo un multiplicador o divisor de tiempo, podemos obtener de 10 a 0,10 milisegundo con una precisión de 10^{-2} milisegundo.

Este aparato tiene una ventaja sobre el anterior en el aspecto que, además de poder registrar la refracción, registra también la frecuencia y la amplitud del movimiento registrado prácticamente sin inercia, debido a sus circuitos electrónicos.

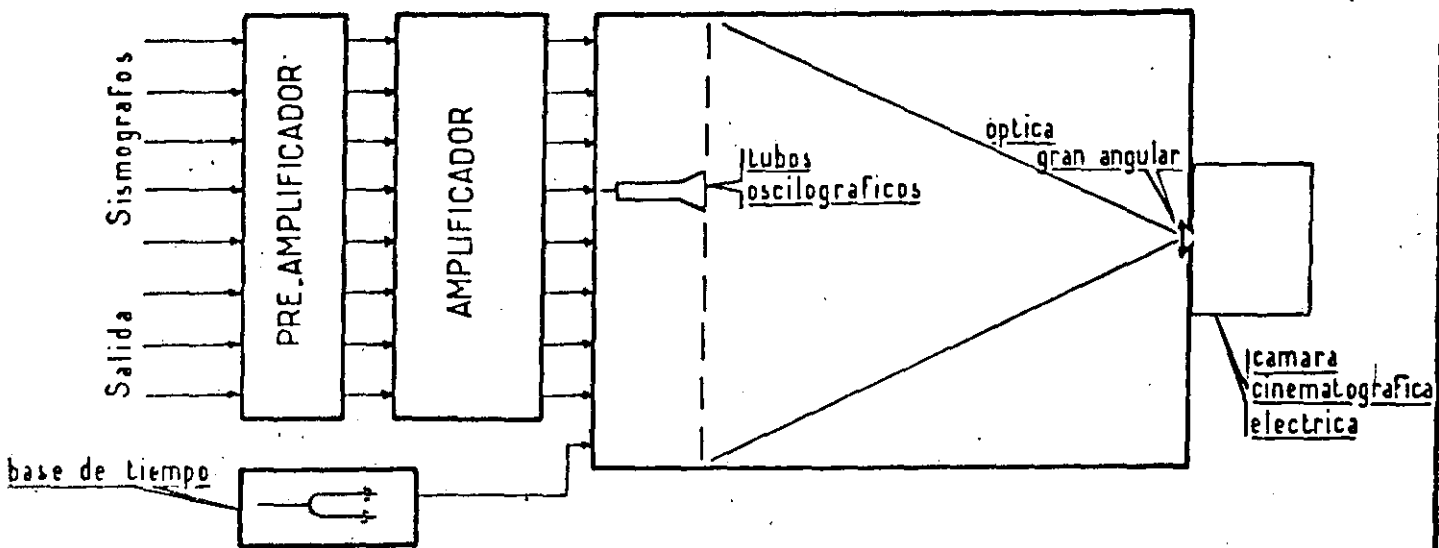
II-5-c) Aparatos a tubos Contadores:(2) (Ver fig. 4-II)

Un oscilador de 4 KHz de frecuencia es la base de medida de tiempo. Las señales son alimentadas al contador electrónico mediante un circuito de control de entrada. Al momento del impacto y debido a éste, se cierra el interruptor con el cual el control de entrada activa el contador electrónico. Al llegar la energía del impacto al geófono, la señal originada en éste, amplificada, opera el control de entrada que suspende el conteo.



ESQUEMA DEL APARATO A GALVANOMETRO

FIG. 6-II



ESQUEMA DEL APARATO A TUBOS OSCILOGRAFICOS M.F. BOLLO

FIG. 7-II

El tiempo puede entonces leerse en sistema binario frente a los indicadores que han quedado encendidos, hasta un máximo de 250 milisegundos. Todo el sistema electrónico es transistorizado, lo que permite alojarlo en pequeño espacio y poco peso. La desventaja de este sistema de conteo está en que una vez abierto el circuito contador puede cerrarse por cualquier señal eventual, o "ruido" que puede accionar el geófono antes de llegar la energía del impacto. Al contrario si la señal que proviene del geófono es débil, puede acontecer que el conteo se prolongue hasta que un evento posterior de la onda lo suspenda.

Este tipo de aparato alcanza muy poca profundidad, u nas decenas de metros.

CAPITULO IIIMETODO ELECTRICOIII-1) Noción de Conductividad: (1)

Existen dos modos para que la corriente eléctrica pueda seguir a lo largo de un conductor. En el primero (conductividad electrónica o metálica) hay transportación de electrones y la materia del conductor no participa en el escurrimiento del fluido. En el segundo (conductividad iónica o electrolítica), la corriente se propaga únicamente por el agua absorbida por las rocas, o mejor dicho, por los iones existentes en el agua. En este caso, a mayor conductividad corresponde mayor contenido de agua o a mayor mineralización.

III-2) Conductividad de las rocas:

Para una roca, la conductividad depende de cuatro factores:

- el volumen de los poros
- la ubicación de los poros
- el volumen de poros llenos de agua
- la Conductividad del agua de imbibición.

La Conductividad σ_r de la roca es obtenida por:

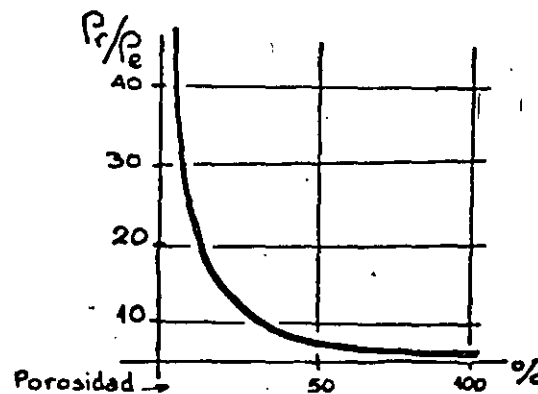
$$\sigma_r = \frac{V_e \cdot \sigma_e}{C}$$

donde: V_e es el volumen de los poros llenos de agua
 σ_e es la conductividad del agua rellenando los poros
 C es una constante para una disposición dada de los poros.

La curva de variación de la resistividad (2) P_r en función de la porosidad tiene el aspecto siguiente:

donde:

P_r = Resistividad de la roca
 P_e = Resistividad de agua de imbibición.



(1) Conductividad: es la propiedad que tiene un cuerpo para dejar pasar la corriente eléctrica

(2) La resistividad es la inversa de la conductividad: $P = 1/\sigma$

Helland dió algunos valores de ρ_r/ρ_e en función de la porosidad para algunas rocas.

	Porosidad %	ρ_r/ρ_e
rocas ígneas y metamórficas:	0.5 - 2	100
calizas y areniscas compactas:	3 - 4	50 - 100
Arcilla y arenas en general	8 - 15	20 - 40
Arcilla porosa, arenas, areniscas, } calizas porosas, dolomias	15-40	3 - 20
Margas, arcillas superficiales,		
Suelo arenoso	40-75	1,5 - 4
Turba	80-90	1 - 1,5

III-3) Principios fundamentales:

III-3-1) Campo eléctrico práctico:

Se colocan 2 electrodos A y B (fig. 1-III) en la superficie del terreno ligados ambos a una fuente de alimentación. La diferencia de potencial estaría expresada por la relación:

$$V_A - V_B > 0$$

si la corriente va de A hacia B.

La caída de potencial se manifiesta a lo largo de la distancia A B. Pero es fácil comprender que un punto, cuando más apartado esté de A y B, tendrá menor potencial.

Cuando unos puntos conservan un mismo valor de potencial, definen una superficie equipotencial, la intersección de ésta con la superficie del terreno forma una curva equipotencial.

Considerando el caso anterior, el potencial en un punto P viene dado por la expresión:

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{a'} \right)$$

(a y a') son las distancias del Punto P a los electrodos A y B)

En esta expresión 2π corresponde a la semiesfera práctica del terreno ya que la otra ocupa el aire libre y su resistencia es casi infinita.

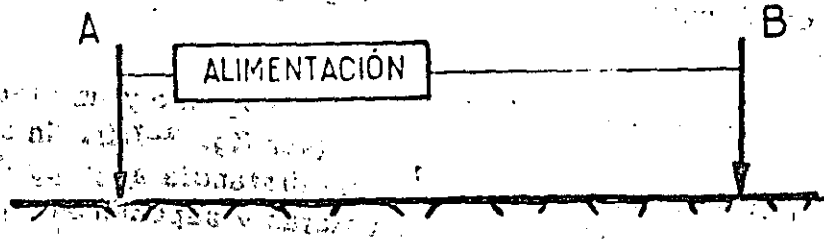


FIG. 1_III

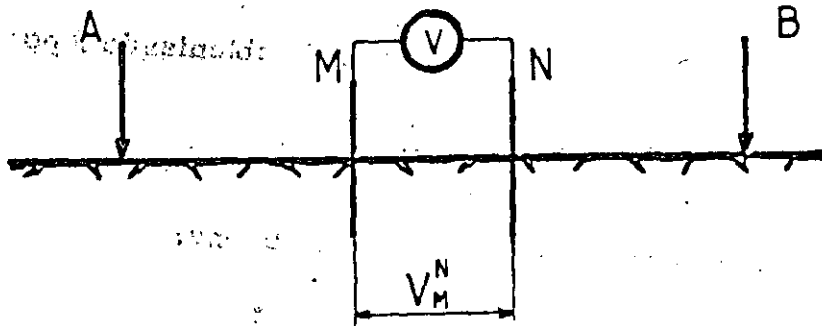


FIG. 2_III

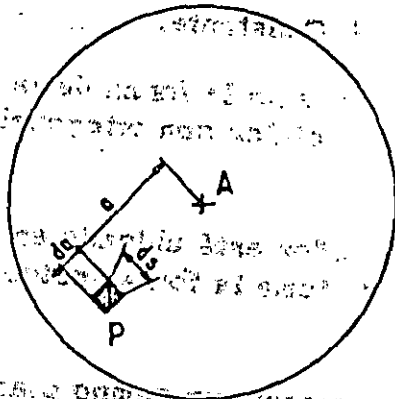


FIG. 3_III

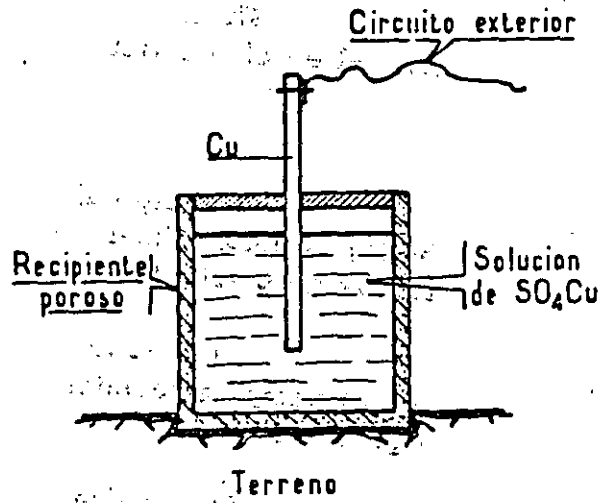


FIG. 4_III

La obtención de la expresión anterior se deduce de la forma siguiente:

Se supone un medio isotrópico, homogéneo y un electrodo A conduciendo la corriente en este medio (ver fig. 3-III). En un punto P, se tiene un elemento del medio ds a una distancia a y da del punto A. Con a y $(a + da)$ se trazan dos esferas y suponemos ρ la resistividad del elemento del medio ds .

La caída de potencial en el elemento ds es:

$$-d u = \rho \cdot \frac{da}{ds} \cdot I$$

porque se emplea la ley de Ohm: $V = R I$, obteniendo R por la relación:

$$R = \rho \cdot \frac{l}{S}$$

Para la esfera de radio a , se obtiene:

$$-d u = \rho \cdot \frac{da}{4\pi \cdot a^2} \cdot I$$

$$V = \rho \cdot \frac{I}{4\pi \cdot a} + \text{Constante}$$

Como es solamente la semiesfera la que nos interesa, el potencial en el punto A es:

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi \cdot a} + \text{Constante.}$$

El campo eléctrico práctico presenta la forma de la figura 5-III, adjunta, donde las líneas equipotenciales son ortogonales a las líneas de corriente.

Cuando uno de los dos electrodos está ubicado en el infinito, el campo alrededor del otro electrodo toma la forma indicada en la figura 6-III.

El caso de la figura 7-III representa un campo plano. Para ello se colocan varios electrodos $A_1, A_2, A_3 \dots$ conectados entre sí, así como varios electrodos $B_1, B_2, B_3 \dots$

A

B

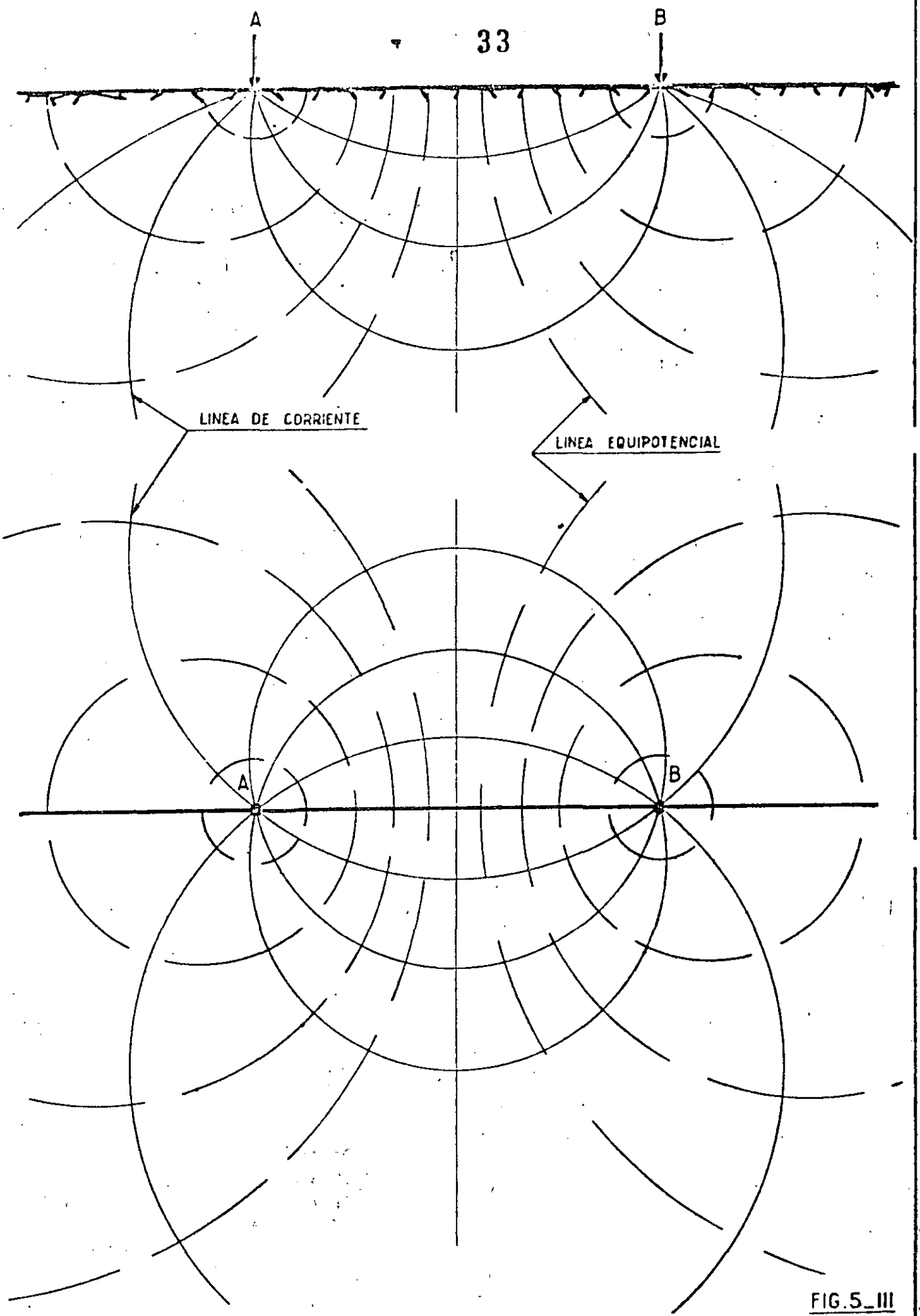
LINEA DE CORRIENTE

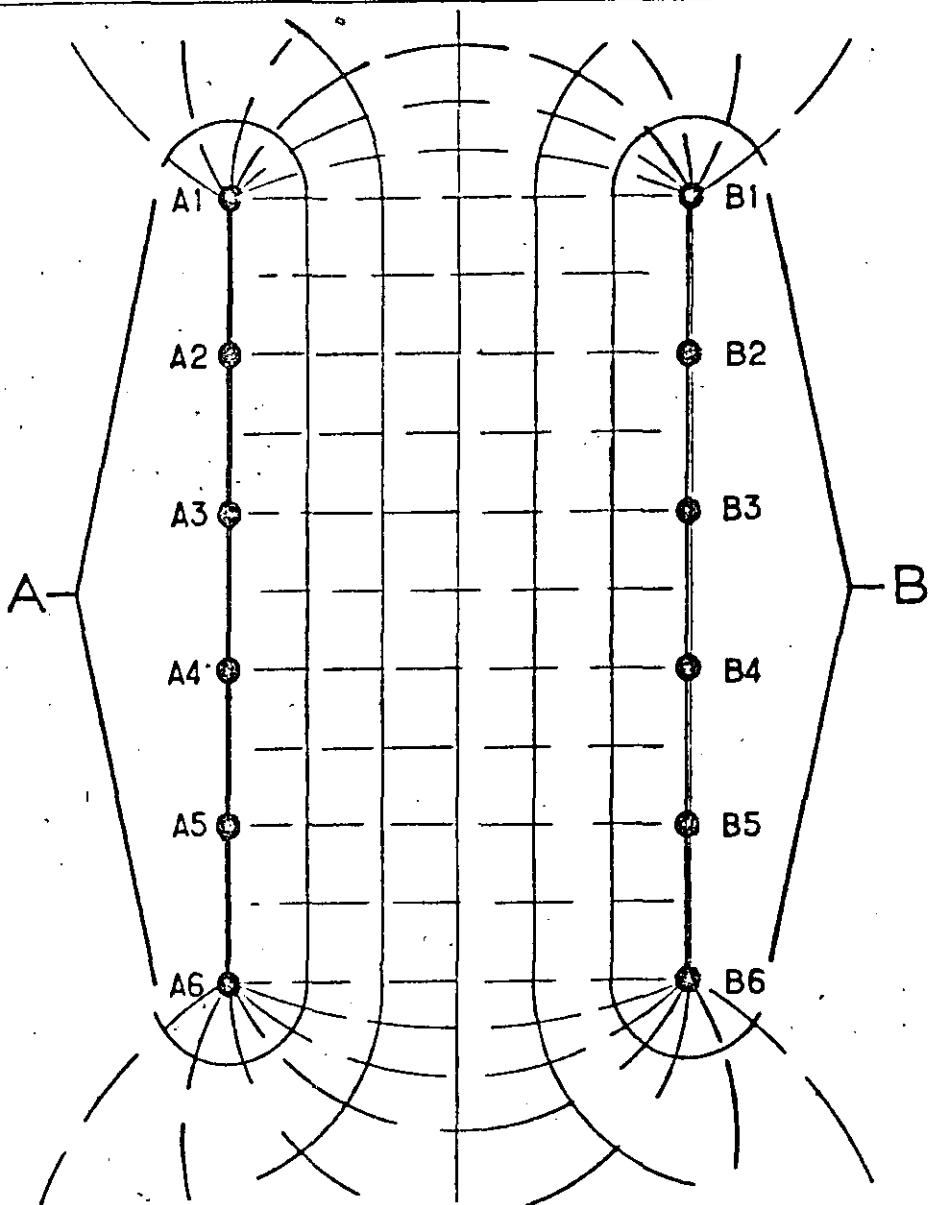
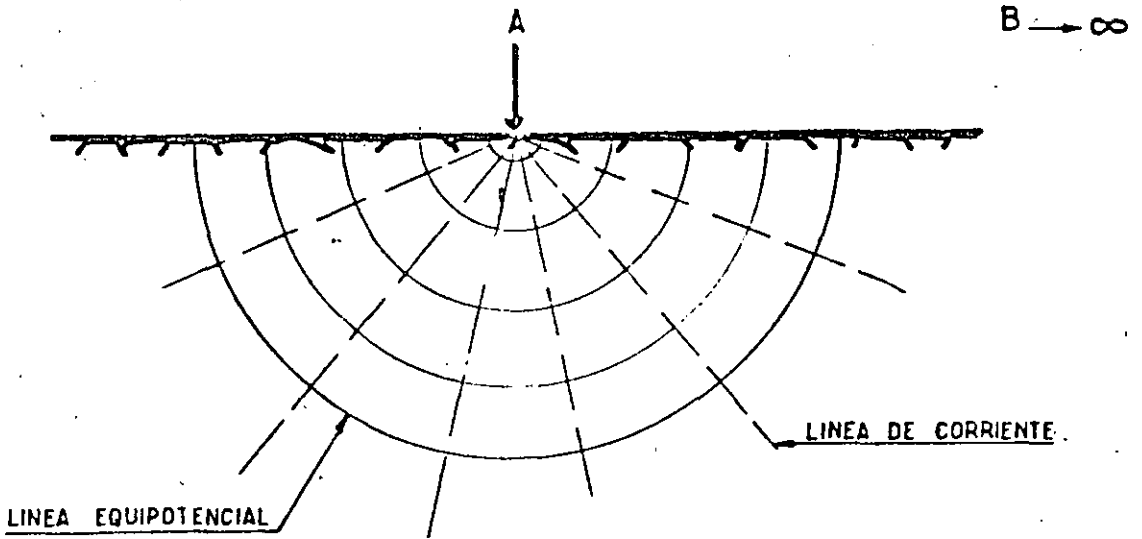
LINEA EQUIPOTENCIAL

A

B

FIG. 5_III





En el interior del espacio AB, las líneas de corriente son paralelas entre sí y ocurre lo mismo para las líneas equipotenciales.

III-32) - Medidas de tensión:

a) Diferencia de potencial:

Consideramos dos electrodos A y B de envío de corriente. Hemos visto que a lo largo de AB existe una caída de potencial.

Coloquemos dos electrodos M y N en el espacio entre A y B (fig 2-III). La diferencia de potencial entre M y N es V_M^N . A este valor hay que añadir la tensión natural que existe en el suelo antes del paso de la corriente así como las tensiones que aparecieron al contacto de los electrodos M y N con el terreno. En realidad la diferencia de potencial entre M y N es:

$$V_M^N \text{ Total} = V_M^N + V_m + V_n + \sigma \text{ natural}$$

V_m y V_n son iguales y normalmente se equilibran. Su diferencia, pequeña, se anula con la tensión natural entre M y N.

Si se quiere medir la diferencia de potencial natural entre M y N, es necesario utilizar electrodos impolarizables, es decir tener:

$$V_m = V_n \text{ exactamente.}$$

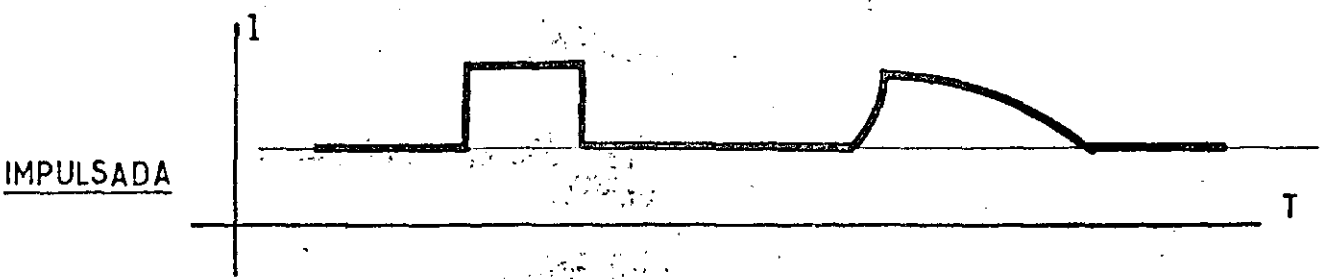
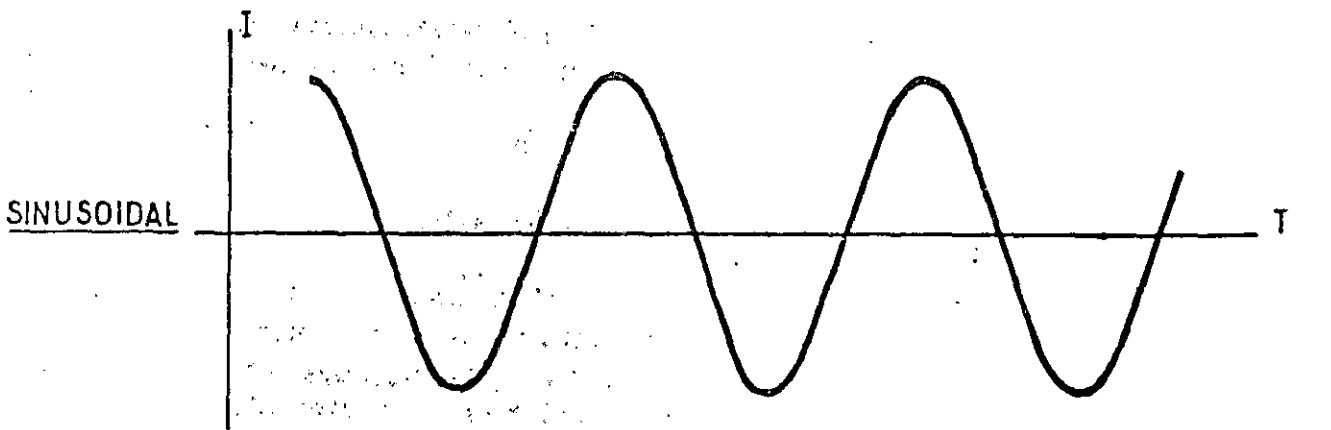
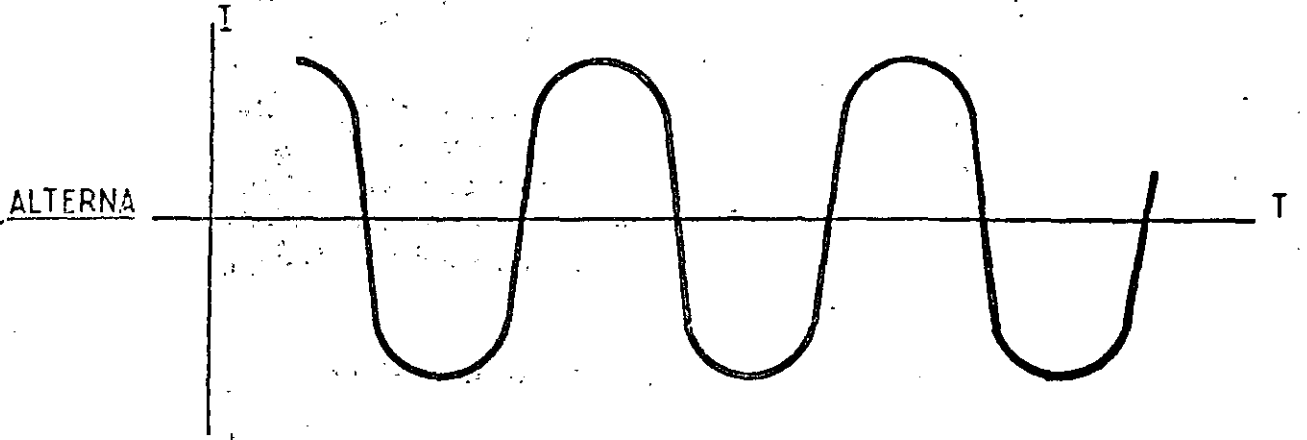
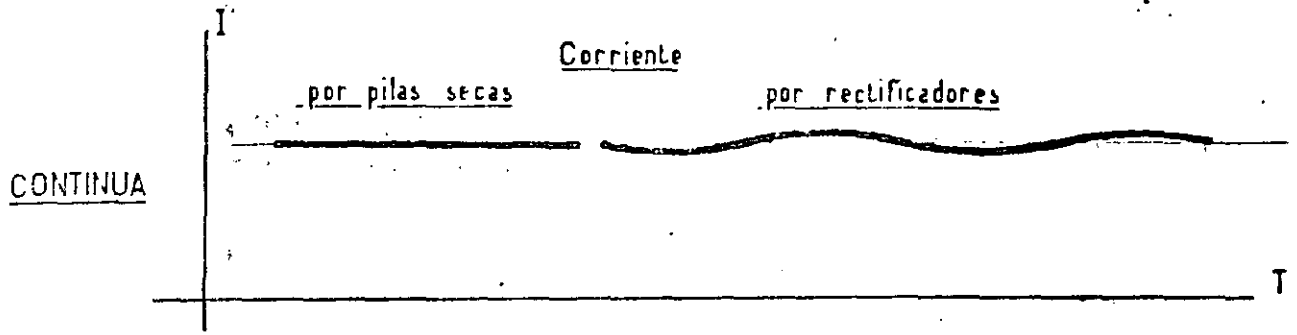
b) Electrodos impolarizables: (ver fig 4-III)

Son unos recipientes porosos. El electrodo central, de cobre, está conectado en una extremidad al circuito exterior y la otra se encuentra en contacto con una solución de sulfato de cobre, cuya solución es la misma para M y N. Solamente la parte exterior del recipiente está en contacto con el terreno.

III-3-3) - Corrientes de alimentación:
(ver fig. 8-III)

Para poder medir en el suelo una diferencia de potencial, hace falta inyectar una corriente que la produzca.

Existen distintos tipos de corriente..



TIPOS DE CORRIENTES EMPLEADAS EN ELECTRICA

FIG. 8_III

a) Corriente continua:

Sigue la ley de Ohm. Tiene polaridad (positivo y negativo). Se requiere un conexionado cuidadoso del aparato medidor. La intensidad se emite por medio de pilas secas, acumuladores o rectificadores.

Cuanto mejor es la calidad de un aparato tanto más sensible es a la mala calidad de la corriente medida.

b) Corriente alterna:

No sigue la ley de Ohm. La finalidad de usar este tipo de corriente es poder compensar automáticamente la polarización y las tensiones naturales. Tiene la particularidad de penetrar poco en profundidad a causa del efecto pelicular (skin effect).

Es conocido que la corriente alterna tiene tendencia a pasar solamente a la superficie de los conductores y penetrar muy poco en el interior de éstos. Cuanto más alta es la frecuencia empleada menos penetración tiene. Generalmente se incluye en el "Skin effect" toda modificación que impida el paso normal de la corriente en el subsuelo.

Actualmente, existe la tendencia de abandonar la prospección en corriente alterna para sustituirla por corriente continua para grandes profundidades.

Aunque presente muchas ventajas para la corrección automática de polarización, la consecuencia del "Skin Effect" reduce, más de lo que se supone, la profundidad de investigación.

c) Corriente sinusoidal:

Es una forma particular de la corriente alterna, sin deformación de onda. Se suele trabajar entre 25 y 400 Hertz. La teoría del campo eléctrico es idéntica a la de la corriente alterna con sus limitaciones en profundidad. Cuando se trabaja en alta frecuencia, la constante dieléctrica tiene importancia; eso obliga a aislar los circuitos de una manera especial (blindaje).

Si la corriente continua sigue fielmente la ley:

$$U = R.I$$

la corriente alterna o sinusoidal no tiene la misma variación porque en este caso la resistencia se cambia en impedencia y la ley de Ohm se expresaría:

$$U = Z \cdot I$$

con: $Z = \sqrt{R^2 + \left(2\pi fL - \frac{1}{2\pi fc}\right)^2}$

donde

- R = Resistencia pura del circuito
- f = frecuencia
- L = Coeficiente de self-inducción
- C = Capacidad del circuito.

d) Corriente impulsada:

A cambio de enviar una alternancia completa, sinusoidal o no, se emite una impulsión rectangular o más bien triangular en el terreno. La frecuencia de inyección es muy baja, pudiendo ser de 2 a 20 impulsiones por segundo por ejemplo.

III-4) Profundidad de penetración de la corriente alterna:

Si J_0 es la corriente alterna inyectada en el terreno e J_p la intensidad de la corriente en la profundidad P, tenemos:

$$J_p = J_0 \cdot e^{-x} \cdot \text{Sen } \theta$$

donde:

$$x = -\frac{2\pi P}{c} \sqrt{\frac{\mu \cdot f}{\rho}}$$

$$\theta = \left(2\pi \cdot t - \frac{2\pi \cdot P}{c} \sqrt{\frac{\mu \cdot f}{\rho}}\right)$$

- con:
- P = profundidad
 - c = velocidad de la luz
 - f = frecuencia
 - ρ = resistividad
 - μ = permeabilidad.

Se llama profundidad de penetración de la corriente la profundidad donde la corriente alcanza el valor $\frac{1}{e}$

$$J_p = \frac{J}{e}$$

En este caso la profundidad P es igual a:

$$P = \frac{C}{2\pi} \cdot \sqrt{\frac{\rho}{f}}$$

III-5) Empleo de la corriente alterna en prospección.

El empleo de la corriente alterna parece bastante seductor a -- primera vista. En efecto, elimina la acción de diferentes corrientes parásitas que circulan en el suelo como:

- Corrientes telúricas
- Corriente debida a la polarización espontánea.
- Corrientes vagabundos (líneas-transporte)

La corriente alterna suprime igualmente los efectos de la polarización de los electrodos. Se puede medir diferencia de potencial muy pequeña y amplificarla.

Sin embargo, el uso de la corriente alterna tiene dos condiciones restrictivas:

- a) La densidad de la corriente decrece muy rapidamente con la profundidad.
- b) Los fenómenos de polarización no son rectos (elipse de polarización).

III-6) Efecto de pantalla electromagnética: (-Skin effect-)

En el interior de un circuito supra-conductor, el flujo, y en consecuencia la inducción en cada punto, no varía cuando se acerca o se aleja un imán a dicho circuito. Ningún campo magnético puede penetrar al interior de un circuito supra-conductor.

Consideramos un bloque metálico supra conductor. Acerquémosle un imán. la resistividad del bloque siendo nula y las corrientes de ---

Foucault (1) no pudiendo tomar un valor infinito, es necesario que dichas corrientes se opongan ellas mismas enteramente a la variación de flujo que tiende a producir en el bloque.

La experiencia enseña, en efecto, que ningún campo magnético puede penetrar en el interior de un supra-conductor.

Cuando a un supra-conductor se le acerca un imán, dicho supra-conductor se envuelve en una capa muy delgada de corrientes, manteniendo el campo en el interior rigurosamente nulo.

El supra-conductor frente a un campo magnético realiza una -- pantalla electromagnética perfecta. Fenómenos similares aparecen en los conductores ordinarios, cuando el campo magnético varía lo bastante aprisa para que los efectos de la resistividad sean nulos. Un campo magnético alterno no puede penetrar en un bloque de cobre o de hierro y aún menos cuanto más elevada es la frecuencia.

Cuando la capa de corrientes inducidas (capa explicando el efecto de pantalla) es, un supra conductor, infinitamente delgada (del orden de las dimensiones atómicas, igual que la capa de electricidad en los cuerpos electrizados), en los conductores corrientes, tiene un espesor determinado, tanto mas chico cuanto que:

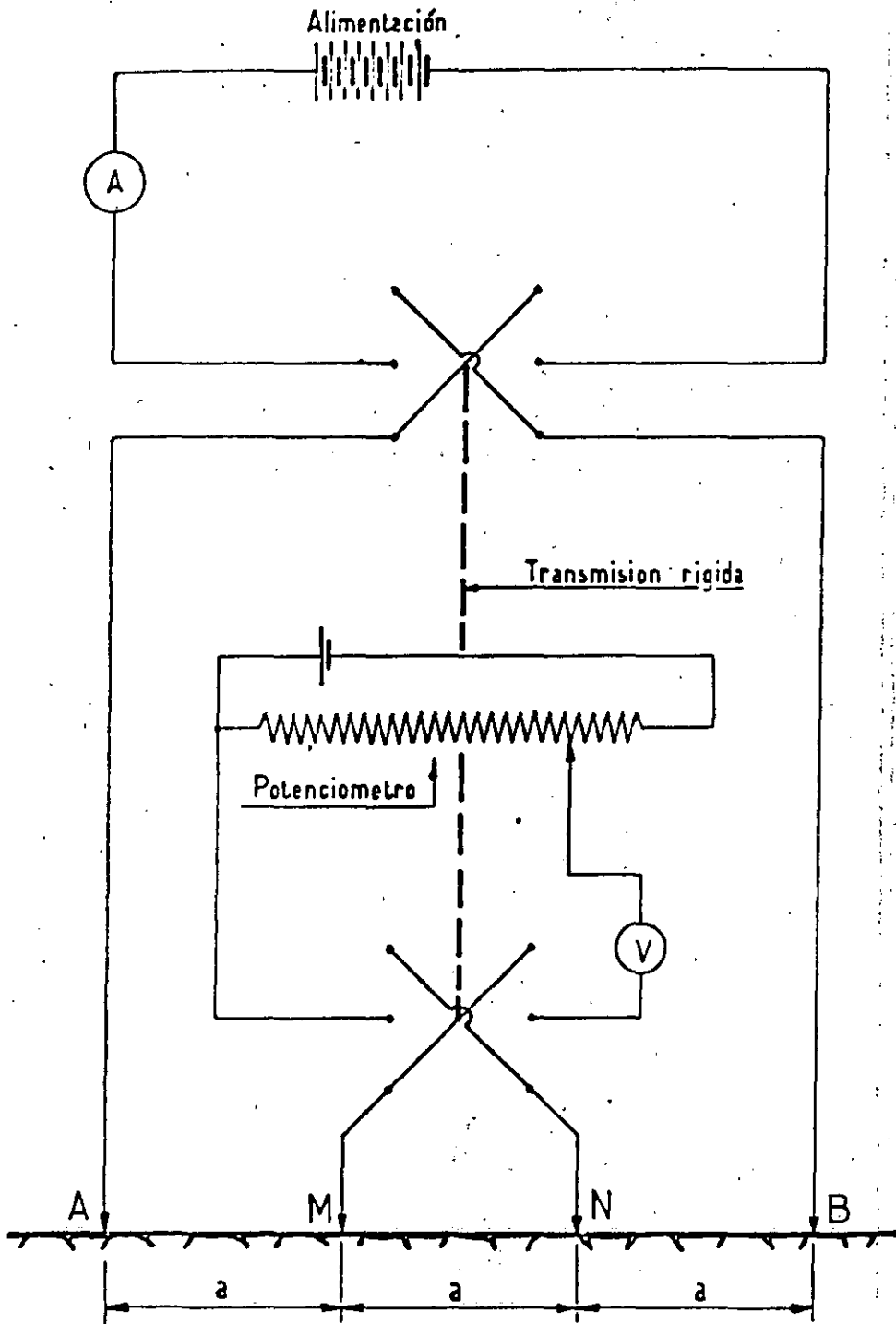
- La resistividad es más pequeña.
- La frecuencia es más grande.

Esta organización en capa superficial de las corrientes de Foucault inducidas en las masas conductoras sometidas a unos campos variables es llamada efecto de piel o efecto pelicular. Evidentemente, a medida que la corriente penetra en el conductor, ésta y el campo magnético van decreciendo. Se demuestra que decrecen según una ley exponencial.

III-7) Aparatos empleados:

En prospección eléctrica, existen dos grupos de aparatos: los de corriente continua y los de corriente alterna

(1) Sobre las corrientes de Foucault; Ley de Lentz: La fuerza electro-motriz que nace en un circuito cerrado tiende a oponerse a la variación de flujo que la produce como consecuencia a la causa de esta variación.



APARATO de GISH y ROONEY

III-7-1) Aparatos para corriente continua:

Son generalmente del tipo potenciométrico o puente. El esquema de principio está representado en la fig. 10-III.

El circuito de intensidad comprende dos electrodos A y B, una serie de pilas secas (o un rectificador), un miliamperímetro y un interruptor de paso de la corriente.

El circuito de tensión es en realidad doble. El primero, colocado en serie únicamente con el galvanómetro (fig. 11 a -III) está destinado a eliminar la influencia de la polarización del terreno a fin de dejar la zona de medida eléctricamente neutra. El segundo (fig. 11 b-III) sirve para equilibrar la diferencia de potencial existente entre M y N por medio del circuito $R_2 - r_2$, una vez establecida la corriente en el suelo entre los electrodos A y B. Como la polarización es variable, es indispensable volver a repetir varias veces la corrección de polarización a fin de tener la seguridad de medir realmente la diferencia de potencial existente entre M y N.

Todos los aparatos medidores en corriente continua tienen más o menos el mismo proceso de medida. Unos usan el aparato potenciométrico como Schlumberger, otros usan el puente tipo electrómetro como M.F. Bollo, entre otros.

III-7-2) Aparatos para corriente alterna: (ver fig. 12-III)

Como en el caso anterior, existen dos circuitos. En el circuito de envío de corriente (A B) se encuentran un miliamperímetro A, una self-inducción I variable, un transformador T que produce al potenciómetro una tensión de referencia.

En el circuito medidor de diferencia de potencial se encuentran un milivolúmetro V, una resistencia calibrada S y un galvanómetro (o altavoz u osciloscopio) como corrector de cero.

Obsérvese que como la polarización tiene una corrección automática, el circuito de la fig 11 a - III no existe en este tipo de aparato.

III-7-3) Aparato Gish y Rooney. (ver fig 9-III)

Fué en 1925 cuando Gish y Rooney usaron este tipo de aparato(1)

(1) Ver Le Courant continu por P. LASFARGES - PARIS 1957

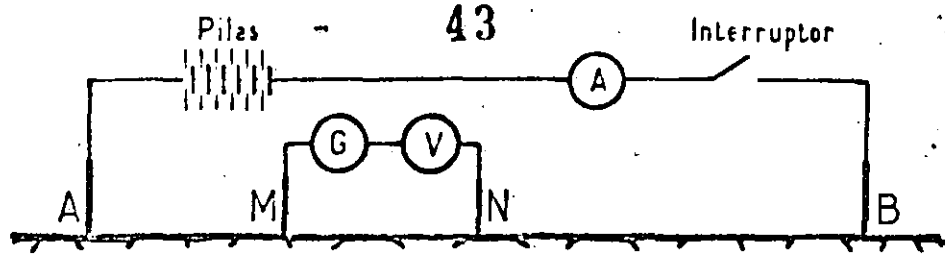


FIG. 10_III

ESQUEMA DE PRINCIPIO

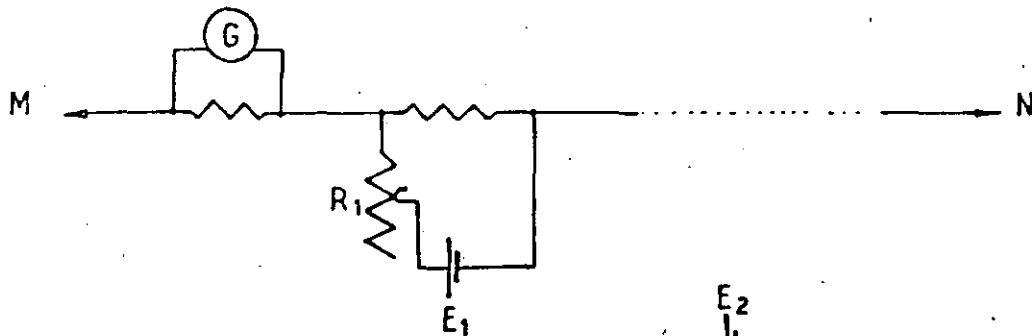


FIG. 11a_III

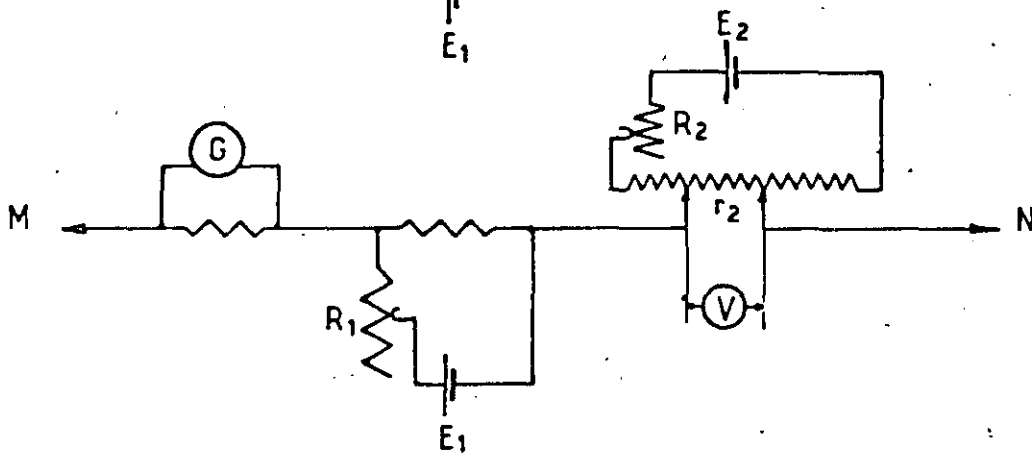


FIG. 11b_III

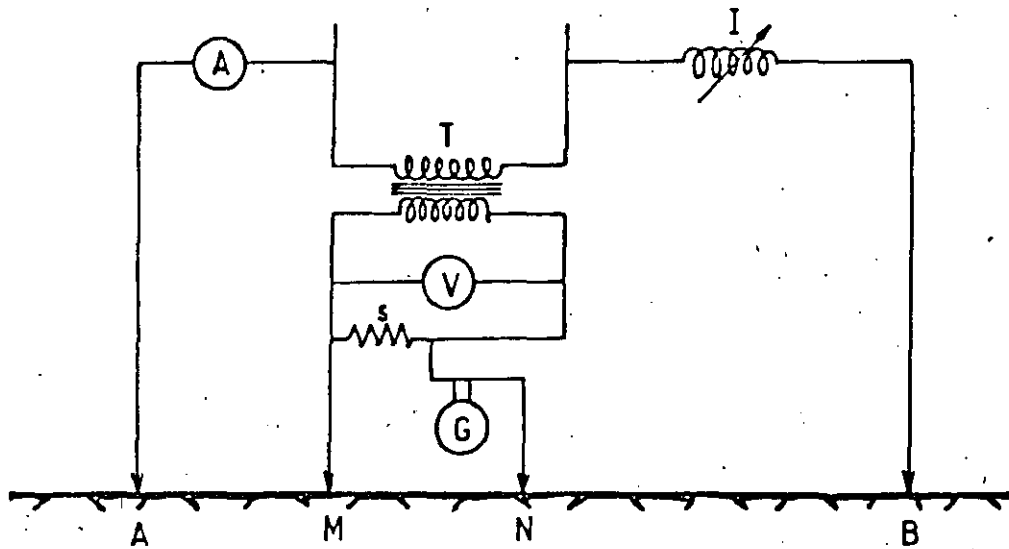


FIG. 12_III

para unos estudios sobre la electricidad terrestre en el Cornegie Institute de Washington y fué en esta época cuando pudieron mostrar los resultados obtenidos sobre la relación entre el espaciamento de los -- electrodos y la profundidad de penetración de la corriente.

Este aparato tiene la particularidad de emplear corriente continua y funcionar como aparato de corriente alterna, desde el punto de vista de la polarización. A través de la transmisión rígida se hacía una inversión de la polaridad del circuito de 30 a 40 veces por segundo. De esta manera no tenfa que corregir la polarización.

III-8) Efecto del electrodo sobre las medidas.

Ollendorf, para un electrodo circular de sección πa^2 y una longitud ℓ , da la fórmula siguiente:

$$U = I \cdot \frac{\rho \cdot \log_e \frac{2\ell}{a}}{2 \pi \cdot \ell}$$

donde la resistencia de contacto terreno-electrodo es:

$$R = \frac{\rho \cdot \log_e \frac{2\ell}{a}}{2 \pi \ell}$$

para un electrodo de $\ell = 0,50$ m y $\phi = 25$ mm. tenemos:

$$R = 1,2 \times \rho \ (\Omega)$$

como la potencia disipada es: $P = R \cdot I^2$
con $\rho = 1000 \ \Omega / \text{m}^2 / \text{m}$
 $I = 1$ Amperio.

tenemos $R = 1,200 \ \Omega$

y $P = 1,200$ watts

Esta potencia calienta el suelo inmediato a la toma de tierra y hay riesgo de tener una cierta evaporación del agua del suelo alrededor del electrodo y en consecuencia viene el aumento de resistividad.

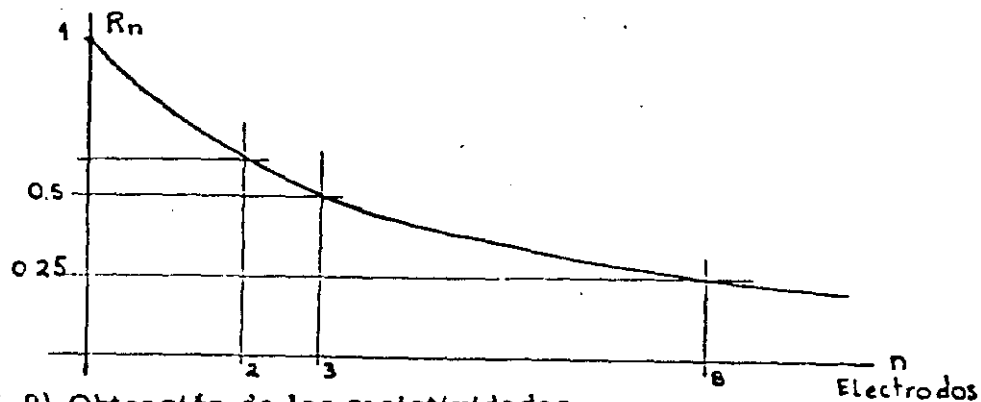
Para disminuir este efecto de potencia perdida, se puede influir según dos maneras:

a) Disminuir la resistividad alrededor del electrodo:

Para ello, es necesario alcanzar la capa húmeda (zonas templadas) o clavar los electrodos hasta pasar la capa aislante superficial (zonas desérticas). También, hacer una solución de cloruro de Sodio o bien -- de sulfato de cobre.

b) Multiplicar las tomas de tierra:

Multiplicando los electrodos, la resistencia varía en función inversa a la cantidad de electrodos



III-9) Obtención de las resistividades.

Se vió que el potencial en el punto P es dado por la relación:

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2 \pi} \cdot \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{a'} \right)$$

Como indicado en el párrafo III-3-1 . Se considera un tetrapolo como el de la figura 10-III. Se denomina a_1 el espacio entre los electrodos A y M; a_2 entre M y N; a_3 entre N y B. El coeficiente K será obtenido aplicando la relación anterior (ver fig. 13-III)

$$\frac{1}{k} = \frac{1}{a_1} + \frac{1}{a_3} - \left(\frac{1}{a_1 + a_2} + \frac{1}{a_2 + a_3} \right)$$

La expresión general para la obtención de la resistividad es:

$$\rho = 2 \pi \cdot k \cdot \frac{V}{I}$$

Existen varios casos particulares para la colocación del cuadrípulo AM NB .

Dispositivo Wenner:

En este dispositivo, los cuatro electrodos se colocan equidistantes, de manera que se obtenga $a_1 = a_2 = a_3 = a$. En este caso la resistividad es:

$$\rho = 2 \pi \cdot a \cdot \frac{V}{I}$$

Dispositivo Mallet:

Quando uno de los dos electrodos de envío de corriente está ubicado en el infinito, la resistividad se obtiene por:

$$\rho = 4 \pi \cdot a \cdot \frac{V}{I}$$

Dispositivo Schlumberger:

En este caso las distancias a_1 y a_3 son iguales y muy grandes en comparación de a_2 . La resistividad viene dada por:

$$\rho = \frac{a(a+a_2)}{2a_2} \frac{V \cdot \pi}{I}$$

Dispositivo Lee:

Quando se está haciendo una prospección eléctrica donde se pretende localizar contactos verticales o subverticales, se emplea el sistema con electrodo central. Es idéntico al Wenner, pero se obtienen tres medidas de diferencia de potencial MP, PN y MN. En este caso, la resistividad en el espacio MP o PN viene dada por la expresión:

$$\rho = 4 \pi \cdot a \cdot \frac{V}{I}$$

Observaciones:

En realidad existen muchas posibilidades de colocación del tetrapolo, pero todas las variantes posibles se encuentran en los casos anteriores.

- Estando realizada una medida entre M y N a partir de A B, se vuelve a medir la diferencia de potencial entre A B, enviando la corriente a los electrodos M y N, obteniéndose la misma medida.

Es el teorema de reciprocidad.

- La resistividad " ρ " equivale a $1 \Omega \cdot m^2 \cdot m$, cuando un prisma de 1 metro de longitud y de 1 metro cuadrado de sección mide un ohmio.

- Generalmente las unidades empleadas en eléctrica se resumen de la manera siguiente:

- la diferencia de potencial en milivoltios
- la intensidad en miliamperios
- la longitud en metros.
- la resistividad en $\Omega / m^2/m$.

III - 1o) Método por Caída de potencial: (1)

Se considera el dispositivo de la fig 14 a - III, donde los electrodos de corriente son A B y los electrodos de tensión M, P y N.

La expresión básica es la misma que la empleada anteriormente.

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi r}$$

El potencial en M y P será:

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_M} - \frac{1}{\sqrt{r_M^2 + L^2}} \right)$$

$$V_P = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_P} - \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} \right)$$

De la misma manera se tendría en N:

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_N} - \frac{1}{\sqrt{r_N^2 + L^2}} \right)$$

La caída de potencial entre M y P es:

$$V_{MP} = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{r_M} - \frac{1}{r_P} - \left(\frac{1}{\sqrt{r_M^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} \right) \right]$$

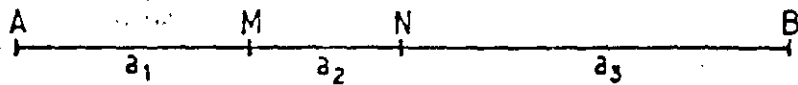
La caída de potencial entre P y N es:

$$V_{PN} = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{r_P} - \frac{1}{r_N} - \left(\frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_N^2 + L^2}} \right) \right]$$

(1) ver: Geofísica eléctrica - Ing. Alfonso de la O. Carreño - México D.F., 1957.

Dispositivo general

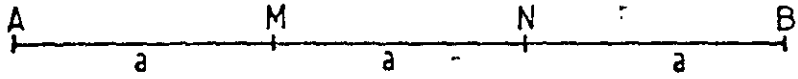
$a_1 \neq a_2 \neq a_3$



$$\frac{1}{K} = \frac{1}{a_1} + \frac{1}{a_3} - \left(\frac{1}{a_1 + a_2} + \frac{1}{a_2 + a_3} \right)$$

Dispositivo Wenner

$a = a_1 = a_2 = a_3$

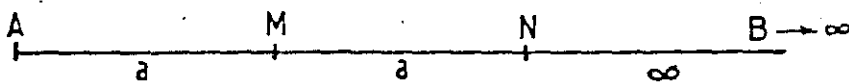


$K = a$

Dispositivo Maitlet

$a_1 = a_2 = a$

$a_3 = \infty$

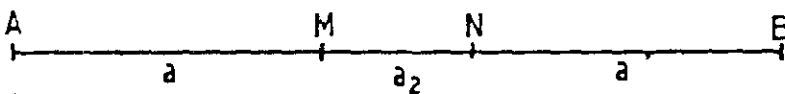


$K = 2a$

Dispositivo Schlumberger

$a_1 = a_3 = a$

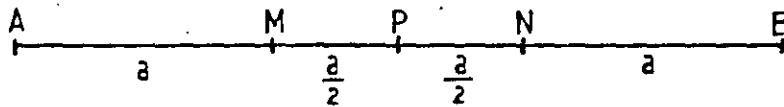
$a_2 \ll a$



$$K = \frac{a(a + a_2)}{2a_2}$$

Dispositivo Lee

$a_1 = a_2 \text{ (entre M y N)} = a_3 = a$



$K \text{ (entre MN)} = a$

$K \text{ (entre MP o PN)} = 2a$

FIG. 14a_III

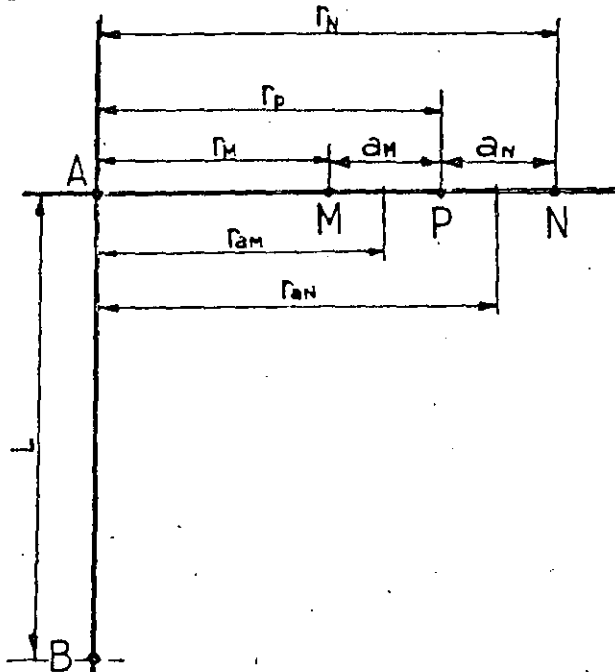
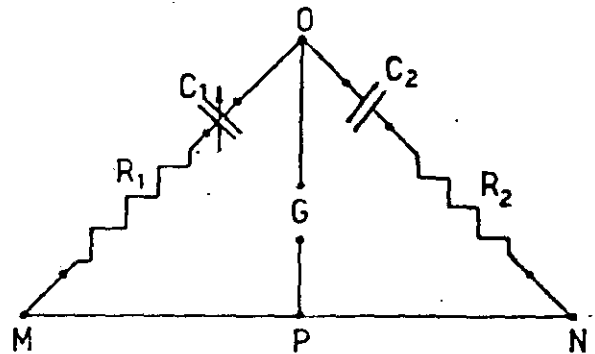


FIG. 14b_III



La relación entre V_{MP} y V_{PN} es:

$$\frac{V_{MP}}{V_{PN}} = \frac{r_N \left[r_P - r_M + r_P \cdot r_M \left(\frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_M^2 + L^2}} \right) \right]}{r_M \left[r_N - r_P + r_N \cdot r_P \left(\frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_N^2 + L^2}} \right) \right]}$$

En la práctica el electrodo B puede ser considerado al infinito, en este caso:

$$\frac{V_{MP}}{V_{PN}} = \frac{r_N (r_P - r_M)}{r_M (r_N - r_P)}$$

y la resistividad puede expresarse:

$$\rho = 2\pi \cdot \frac{r_M \cdot r_P}{r_P - r_M} \cdot \frac{V_{MP}}{I} = 2\pi \cdot \frac{r_N \cdot r_P}{r_N - r_P} \cdot \frac{V_{PN}}{I}$$

Conviene expresar la resistividad en función de las distancias entre M y P o P y N.

$$r_M = r_{aM} - \frac{a_M}{2} \quad ; \quad r_P = r_{aM} + \frac{a_M}{2}$$

$$r_N = r_{aN} + \frac{a_N}{2} \quad ; \quad r_P = r_{aN} - \frac{a_N}{2}$$

En este caso la nueva expresión de la resistividad es:

$$\rho = 2\pi \cdot a_M \left[\left(\frac{r_{aM}}{a_M} \right)^2 - \frac{1}{4} \right] \cdot \frac{V_{MP}}{I}$$

Si llamamos \underline{r} la distancia media para cualquier espacio o separación y \underline{V} la caída de potencial correspondiente, la resistividad tendrá la relación siguiente:

$$\rho = 2\pi \cdot a \cdot \left[\left(\frac{r}{a} \right)^2 - \frac{1}{4} \right] \cdot \frac{V}{I}$$

La fig. 14 b-III indica el esquema de principio del aparato correspondiente.

La ventaja de este método es dar para las formaciones verticales, sobre todo de poco espesor, indicaciones más precisas que el método de resistividad.

En condiciones favorables, poner en evidencia una relación más inmediata utilizable entre las formaciones sub-horizontales y los espesores de ellos.

Mide no diferencias de potenciales (siempre pequeñas) pero sí coeficientes de caída de potencial susceptibles de variaciones importantes.

El inconveniente mayor del método R C P está en las anomalías "parasitas" debidas a las heterogeneidades puramente locales de los conductores de superficie. Estas últimas anomalías resultan difíciles de eliminar y existe el riesgo de que bajo las mismas se enmascaren las producidas por variaciones importantes a mayor profundidad de investigación.

CAPITULO IV:INTERPRETACION DE RESULTADOS

La base sobre la que se ha de apoyar la interpretación es variable, de acuerdo con el método utilizado.

Para la obtención de mapas de potencial, se trabaja con intensidad constante y se mide la diferencia de potencial - entre dos estaciones. Se repite la operación hasta cubrir el área que se pretende estudiar. Si varía la intensidad, se -- compensa proporcionalmente la medida de potencial.

En el método de las resistividades, se mide la intensidad así como la diferencia de potencial y se calcula la resistividad.

En el método de caída de potencial (R.C.P.) se mide el - cociente de los potenciales medidos en el terreno en una dirección normal a la emisión de corriente.

En el método de polarización espontánea, se aprovecha la propiedad que tienen algunos elementos del subsuelo de emitir una corriente eléctrica en el suelo y dar una diferencia de - potencial natural que se mide.

En el método de polarización inducida, se utiliza la propiedad que tienen unos elementos del subsuelo, de restituir - algo de energía, después de haber interrumpido una corriente inyectada desde la superficie o de absorberla al establecerla. Este efecto puede ser físico (inductivo), o químico (electroquímico).

1) PROCESO DE INTERPRETACION

Después de haber realizado las medidas en el campo, se - trazan los diagramas correspondientes y se inicia un análisis bajo dos criterios:

- a) - Cualitativo
- b) - Cuantitativo

a) Método de mapas de potencial:

La interpretación de las líneas equipotenciales es casi siempre cualitativa. La geología local y la experiencia del operador son de gran importancia.

a-1) Interpretación cualitativa:

Las equipotenciales se interpretan:

- Por el estudio de sus distorsiones que permiten trazar los ejes de las zonas conductoras y dan una idea sobre la forma y disposición en planta de los conductores.
- Por el estudio de las desviaciones sistemáticas semejantes a refracciones del campo potencial que traducen la presencia de un contacto de 2 terrenos de resistividad diferente.

De una manera general este método no es adecuado para determinar la profundidad de los elementos que originan las anomalías sino su disposición en planta.

No obstante se debe hacer notar que:

- Los conductores que se encuentran cerca de la superficie dan anomalías muy acusadas pero de poca extensión.
- Los conductores que se encuentran a más profundidad -- dan anomalías menos acusadas pero de más extensión.

a-2) Perturbación del potencial en corriente continua

Masa conductora: (Fig. A)

Consideramos el caso en que existe en el subsuelo una masa más conductora que el medio que la rodea.

Las líneas de corriente que son paralelas en terreno homogéneo, tienen tendencia a concentrarse en la masa conductora. Resulta que las superficies y curvas equipotenciales tienen una deformación o distorsión característica.

Las equipotenciales tenderán a circunvalar un área que -- tendrá en líneas generales una forma envolvente, de la masa conductora sobre la superficie del suelo.

B) - Masa resistente (Fig. B)

Inversamente de lo que se ha obtenido para una masa conductora, las líneas de corriente se desvían de dicha masa y -- tienen tendencia a separarse de ella.

En este caso, las superficies o curvas equipotenciales -- presentan una distorsión según el esquema adjunto.

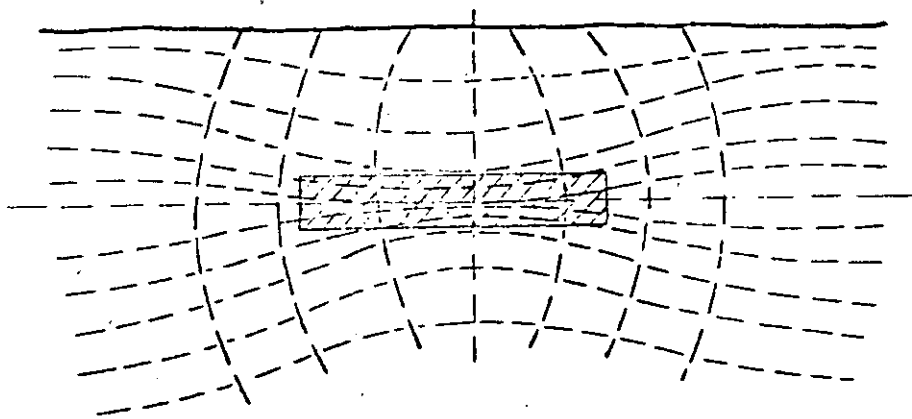


Fig. A

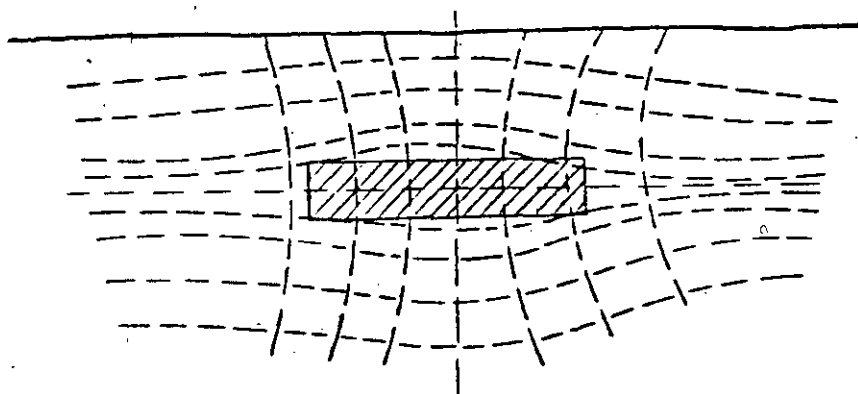


Fig. B

NOTA:

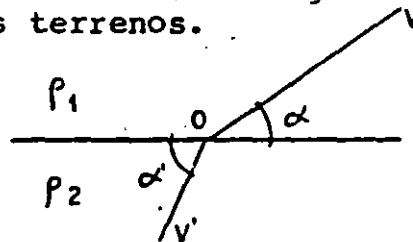
Las cavidades en rocas (por ejemplo una caliza kárstica) pueden localizarse por el método de potencial. Una cavidad de be traducirse, en eléctrica, como un cuerpo resistente si está vacía, llena de aire, mientras que puede ser conductora excepcionalmente, si está llena de arcilla o agua salada.

Contacto de dos terrenos:

Al contacto de dos terrenos de resistividades ρ_1 y ρ_2 , una curva equipotencial se desvía en un ángulo que sigue la ley:

$$\rho_1: \operatorname{tg} \alpha = \rho_2: \operatorname{tg} \alpha'$$

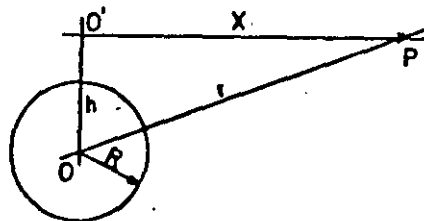
Esta desviación, aunque es un fenómeno físico totalmente distinto, recuerda en su aspecto la refracción óptica o sísmica. El valor máximo del ángulo ($\alpha' - \alpha$) se obtiene cuando la bisectriz del ángulo $\alpha + \alpha'$ forma un ángulo de 45° con el plano de contacto de los dos terrenos.



a-3) Interpretación cuantitativa:

En algunos casos, es posible efectuar una interpretación cuantitativa para conductores enterrados de forma relativamente simple.

Se tomará como ejemplo, el caso de un cuerpo conductor - polarizado, geoméricamente asimilable a una esfera.



Se supone que esta esfera de centro O y de radio R sea - atravesada por una corriente paralela al suelo en la dirección O'P. Bajo la acción de la corriente, la esfera se polariza y los efectos de la polarización pueden calcularse según la teoría de las imágenes eléctricas.

El potencial en un punto P es la suma algebraica:

- del potencial donde se deriva el campo eléctrico A sin perturbación.
- del potencial donde se deriva el campo eléctrico anormal debido a la esfera.

Distorsión de las equipotenciales:

Si la esfera no existiera, las líneas equipotenciales serían paralelas entre ellas. El potencial de una línea ubicada en X' sería -AX'.

La presencia de la esfera provoca un desplazamiento Δx de la equipotencial X' en X tal que

$$\Delta x = X' - X = C \cdot \frac{R^3 \cdot x}{r^3}$$

Δx es máximo para $x = \frac{h\sqrt{2}}{2} = 0,707 \cdot h$

Todo lo anterior se aplica a todos los cuerpos conductores esféricos o cerca de la esfera. Para los cuerpos elípticos de excentricidad $E = \frac{a}{b}$, los resultados dependen esencialmente del ángulo del eje mayor de la elipse con la dirección del campo -- sin perturbación.

Líneas equipotenciales para terrenos estratificados:

Las formaciones estratificadas, horizontales, no permiten la aplicación del método de equipotenciales. En este caso se emplean los métodos de resistividades y R.C.P.

Cuando las formaciones no son horizontales, el método potencial da indicaciones sobre la dirección y el buzamiento de las capas, debido a la anisotropía de éstas.

Un elemento es eléctricamente isótropo cuando sus propiedades eléctricas son las mismas en todas las direcciones. Prácticamente pocos terrenos son isótropos.

Un suelo constituido por capas de resistividades diferentes, tiene una conductividad máxima en el sentido de las capas; no importa la naturaleza de estas capas.

Se llama coeficiente de anisotropía la relación entre las resistividades transversales y las resistividades longitudinales de una capa.

b) - Métodos de resistividades y caída de potencial (Fig. C)

En estos dos métodos se puede emplear el mismo criterio de interpretación cuando todo se traduce a resistividades.

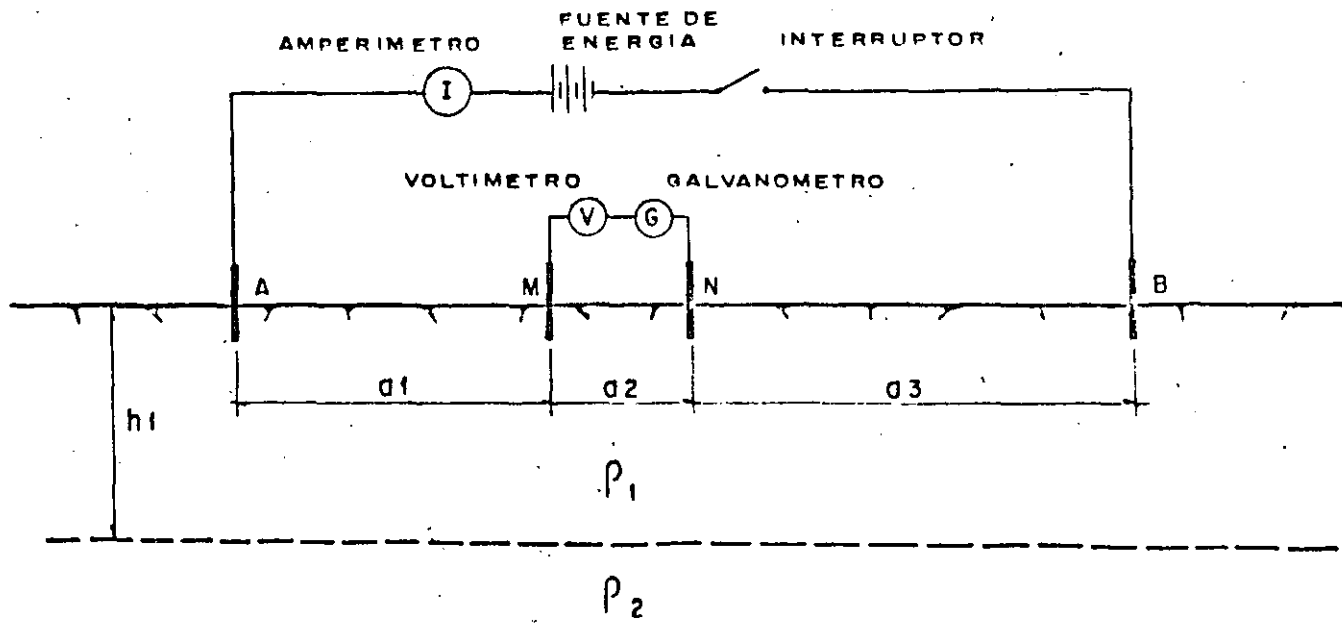


Fig.

La resistividad ρ se calcula de manera que se obtenga el valor de forma tal que si el medio fuese homogéneo e isótropo, resultaría la medida obtenida en MN. Es por esta razón que ρ se denomina generalmente Resistividad aparente.

A continuación se da una idea del empleo del método para definir un contacto entre dos medios de resistividad diferente:

1 Cuando a es inferior a h_1 , la influencia de la resistividad ρ_2 es pequeña y los resultados difieren muy poco de ρ_1 . Cuando a se acerca y pasa a ser superior a h_1 , se obtienen valores de ρ (ρ_s) intermedios entre ρ_1 y ρ_2 . Cuando a pasa a ser muy grande en comparación de h_1 , este valor intermedio se acerca asintóticamente a ρ_2 .

Valor de la resistividad aparente

La resistividad aparente en un punto M, de un terreno estratificado horizontalmente, viene dada por la expresión:

$$\rho_a = \rho_1 (1 + 2r^2 \int_0^{\infty} \theta(\lambda) \cdot J_1(\lambda r) \cdot \lambda \cdot d\lambda)$$

donde

ρ_1 = resistividad de la primera capa

r = distancia AM

λ = parámetro de integración

$J_1(\lambda)$ = función de Bessel de orden 1 y de primera especie

$\theta(\lambda)$ = es una función de λ donde intervienen las características de resistividad y espesor de las otras capas.

Estos cálculos permitieron establecer catálogos de curvas de tarado de sondeos eléctricos con 2 - 3 y más terrenos.

Un procedimiento matemático de Hummel resuelve el cálculo de ρ_s (resistividad aparente) y unos ábacos deducidos de las fórmulas de Hummel permiten una interpretación sencilla de los problemas a "dos capas".

En el caso de varias capas se puede establecer un cálculo bastante sencillo, substituyendo las capas superiores por una capa ficticia, a fin de reducir siempre el problema a dos capas. Unas fórmulas como las de Ebert permiten la construcción de ábacos para resolver estos problemas.

Para contactos muy inclinados o verticales se emplean métodos de base matemática bastante complejos.

En la práctica, se analiza un problema cualitativo por medio de resistividades e isorresistividades aparentes a fin de ver el problema en conjunto. Una vez que este mecanismo está resuelto, se analiza el mismo cuantitativamente por medio de los ábacos y se definen los diferentes contactos.

No es generalmente aconsejable trabajar sobre un sondeo eléctrico aislado y extrapolar sus resultados a otra zona -- aunque parezca semejante

Existen, aparte del método de Ebert, otros procedimientos para la determinación de dos, tres y cuatro capas (uno, dos y tres contactos): El método del catálogo, el de las resistividades acumuladas de Wenner y el de las capas de Barnes.

Método de Catálogo:

La Compagnie Generale de Geophysique en 1963, en Francia y Mooney-Orellana en 1967, en España, publicaron colecciones de varios ábacos examinando la mayoría de los casos matemáticos posibles, siempre y cuando se consideren estos contactos paralelos y separando terrenos homogéneos e isotrópicos. Basta sobreponer la curva obtenida en el campo al ábaco correspondiente y hacer coincidir lo mejor posible ambas curvas. Habrá de tenerse en cuenta siempre, la posibilidad de contactos no paralelos para la interpretación final.

Estas dos colecciones de ábacos se dividen en varios capítulos, teniendo en cuenta el número de contactos y las distintas resistividades.

Método de Ebert:

El método de Ebert substituye las dos primeras capas de un corte geoeléctrico por una sola capa ficticia. El espesor y resistividad de la capa ficticia vienen dados respectivamente por la abscisa y ordenada de un punto auxiliar denominado segunda cruz.

Método de las resistividades acumuladas de Wenner:

En este método, el diagrama es trazado en dimensión bi-logarítmica o aritmética. En el eje de las abscisas se ubican la distancia $\frac{AB}{2}$ y en el eje de las ordenadas se coloca el valor de la resistividad acumulada correspondiente:

El diagrama obtenido se interpreta de la manera siguiente: Cada recta obtenida correspondería a una formación determinada y las abscisas de los puntos de cambio de pendiente darían las profundidades de las diferentes formaciones.

En el caso de dos terrenos, generalmente este método proporciona resultados que no se apartan demasiado de la realidad. En cambio para más capas (tres y más) los resultados nunca alcanzan resultados reales, salvo casos particulares.

Método de Barnes:

Este método consiste en considerar el subsuelo como unos conductores en paralelo. El dispositivo empleado es el mismo que el anterior (Wenner)

$$\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \frac{1}{R_3} + \dots + \frac{1}{R_n}$$

La resistividad no interviene en el cálculo. Se corta el suelo arbitrariamente en capas paralelas a la superficie, de manera tal que se obtengan espesores crecientes a medida que se va profundizando la investigación.

Este método empírico se acerca más a la realidad que el anterior. Como los cálculos matemáticos son largos, teniendo un catálogo de curvas maestras, se evita el empleo sistemáticamente de tal método.

Interpretación de sondeos eléctricos en el caso de más de tres capas

Hasta tres capas, generalmente, el catálogo de ábacos es suficiente para la interpretación de los problemas corrientes.

En la mayoría de los casos, en prospección eléctrica profunda, estas curvas precalculadas no son de gran utilidad. Los parámetros, tanto de profundidad como de resistividad, intervienen de tal manera que es prácticamente imposible ver la influencia respectiva de ambos. En este caso, se hacen hipótesis sobre cada uno de estos parámetros y se construye la curva correspondiente. Al ver como la curva teórica se acerca o se aleja de la curva experimental, se modifica en consecuencia tal o cual hipótesis.

Comparación entre varios procedimientos en el método de resistividades

La sociedad de Reconocimientos Geofísicos en España (región de La Mancha - 1966), durante un trabajo de prospección, realizó varios sondeos eléctricos por los procedimientos Wenner y Schlumberger. Los resultados fueron idénticos (ver fig. D).

La Compañía Geofimex en México, realizó varios sondeos eléctricos en la Costa de Hermosillo, Son. (1968) por los procedimientos Wenner y T 66. Un ejemplo del resultado obtenido por ambos dispositivos de electrodos se aprecia en la figura E.

c) Método de polarización espontánea:

La interpretación en este método es muy semejante a la de mapa de potencial. La profundidad de unos yacimientos, rara vez, es obtenida, salvo unos casos muy particulares. Los potenciales naturales medidos se proyectan sobre una planta donde están ubicadas las estaciones de medida. Se obtienen así las equipotenciales base de la interpretación. El estudio de estas permite precisar la naturaleza, forma y condiciones del elemento conductor. En la mayoría de los casos se puede llegar a determinar si se trata de masas metálicas, grafito o electrofil tración.

d) Método por polarización inducida

En este método, la interpretación es casi siempre cualitativa y a veces cuantitativa. Para un terreno sub-horizontal, las anomalías se encuentran en la vertical del elemento donde nacen. La intensidad de estas anomalías, así como del conocimiento de la geología local, permiten generalmente establecer una idea sobre la naturaleza del elemento, origen de la anomalía.

e) Registros geofísicos en pozos:

Los registros geofísicos comunmente usados en pozos determinan las siguientes características de las formaciones atravesadas por la perforación.

- 1) El potencial espontáneo, indica la salinidad relativa entre el fluido que contiene el pozo y el agua de las formaciones.
- 2) La resistividad eléctrica de las formaciones está afectada por el tipo de formación, el contenido de sales disueltas en el agua, así como la distribución de la misma en la formación.

Fig. D

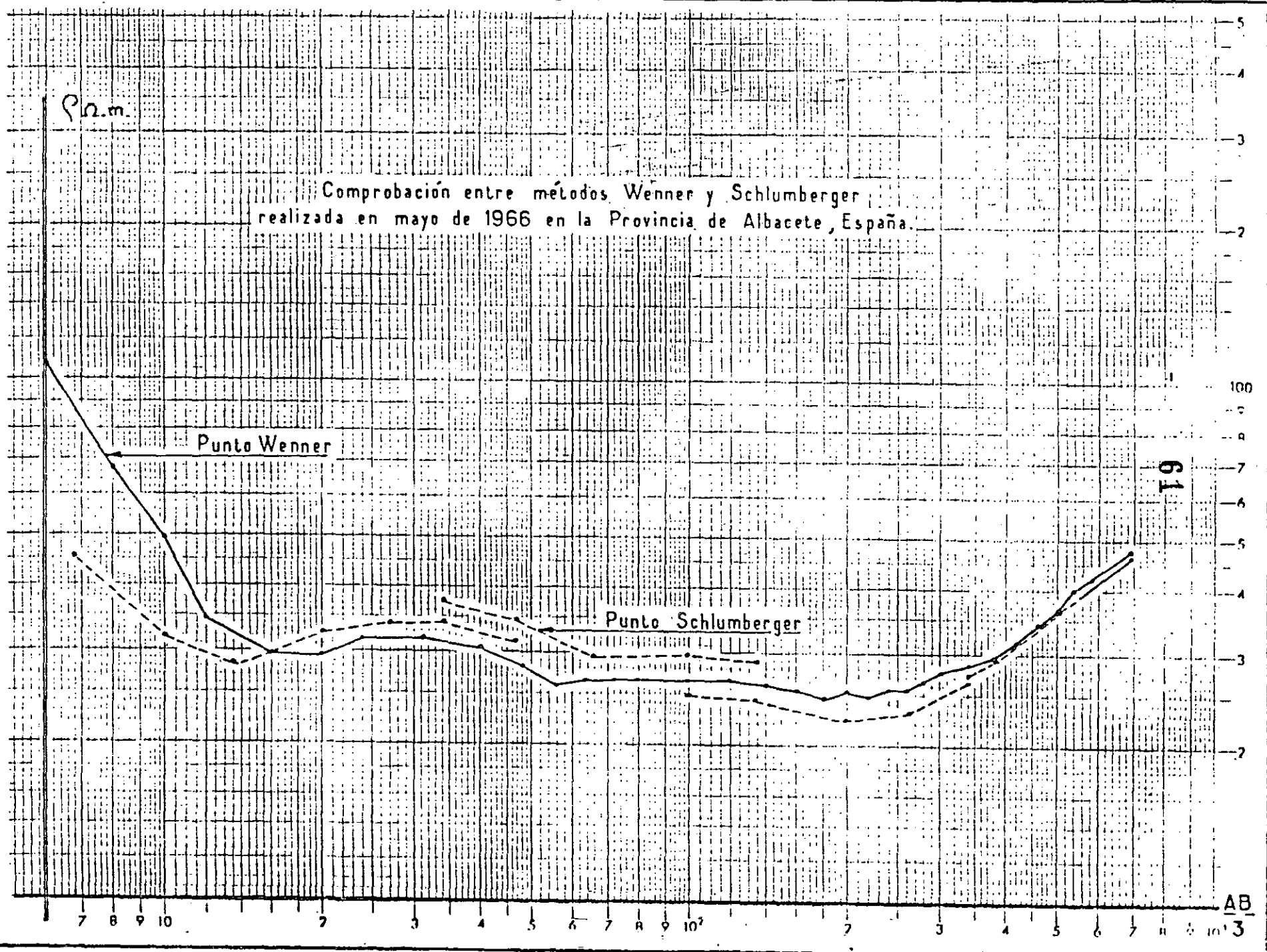
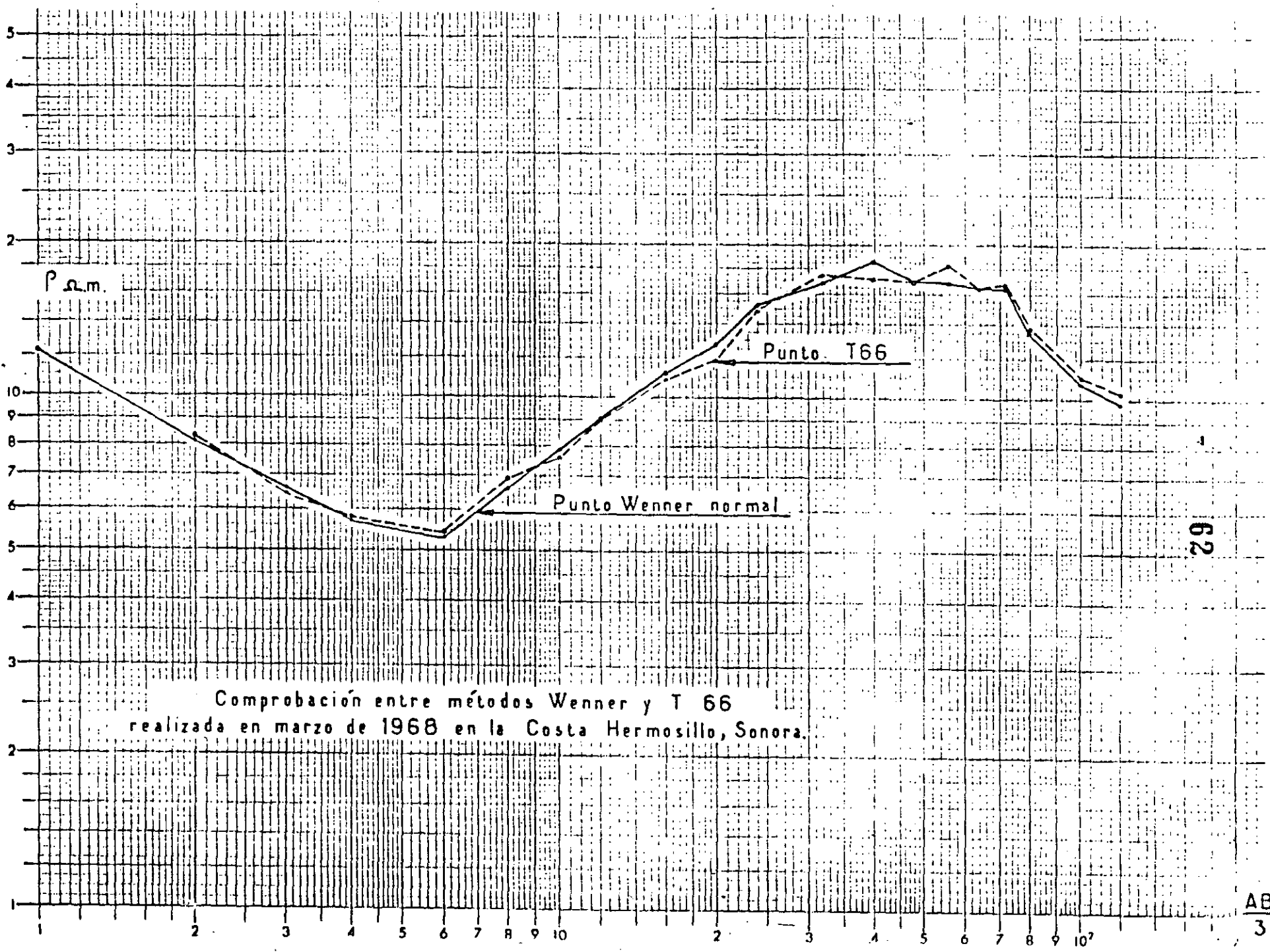


Fig. E



62

- 3) La intensidad de la radiación natural, indica el contenido de elementos radioactivos que están presentes en la formación.

Existen otros tipos de registros en pozos, pero no son muy usados en la hidrología subterránea.

Registro del potencial espontáneo

El registro de potencial espontáneo es un registro de la diferencia de potencial que existe entre un electrodo de referencia situado en la superficie y otro electrodo que se introduce en el pozo.

Esta diferencia de potencial es causada principalmente por dos factores: Uno, llamado de electrofiltración, que es función de la diferencia de carga hidráulica, que origina que el fluido fluya hacia las formaciones permeables o viceversa. El segundo, llamado potencial electroquímico, es función de las actividades iónicas del lodo o agua en el pozo, respecto a la actividad del agua en las formaciones permeables adyacentes.

El potencial causado por la filtración generalmente es menor que el originado por fuerzas electroquímicas.

Es evidente que la diferencia de potencial, llamado potencial natural existe entre formaciones adyacentes aunque no haya perforación.

De los dos tipos de potencial antes mencionados, el más importante es el causado por fuerzas electroquímicas, ya que el otro influye muy poco en la curva.

Un incremento en el diámetro del pozo reduce la amplitud de la curva del potencial. La invasión produce un efecto parecido a un aumento en el diámetro del pozo, es decir, entre más profunda sea la invasión de los lodos de perforación, hay una mayor reducción en la amplitud de la curva.

Registro de resistividad

La resistividad es determinada mediante la emisión de una corriente eléctrica en el interior del pozo y midiendo la caída de potencial causado por esta corriente. Existen dos tipos principales de dispositivos para medir resistividades. Uno consiste en medir la resistividad entre un punto situado en la superficie del terreno y otro en el interior del pozo. En un segundo método los electrodos de medida de la diferencia de potencial y los de emisión de corriente están en el interior del pozo. Con este último método es posible obtener resistividades reales en algunos casos, mientras que con el primero no.

La interpretación de los registros eléctricos se basa en los contrastes de resistividad que existen entre los distintos tipos de formaciones que atraviesa el pozo.

La resistividad de una formación depende de muchos factores, los principales son los siguientes:

- a) Del agua que la satura, entre mas salada sea esta agua, la resistividad es menor.
- b) La porosidad efectiva, la mayor o menor cantidad de poros intercomunicados para favorecer el paso de la corriente. Una roca masiva tiene una resistividad muy grande, ya que no tiene poros intercomunicados y en este caso la resistividad de la roca es del orden de varios miles de ohm. m.
- c) Generalmente las arcillas son más conductivas que las arenas, entonces el contenido de arcilla en una formación permeable, afecta el valor de su resistividad. Sin embargo, en ocasiones puede una arena ser mas conductiva que una arcilla, si esta arena está saturada con agua muy salada.

En cuanto a la perforación, los factores que afectan la curva de resistividad son: El diámetro del pozo, entre mayor sea este, la curva de resistividades tiene cambios menos notables entre las formaciones. La resistividad de los lodos de perforación, así como la invasión de estos en las formaciones, son también un factor que afecta la curva de resistividad.

Registro de rayos gamma

Las principales partículas de que está constituido el núcleo del átomo son los protones y los neutrones. Cuando el número de neutrones y protones es el mismo, se dice que el elemento está en un estado estable. Sin embargo la mayoría de los elementos son una mezcla de átomos con nucleos estables y nucleos inestables, cuando el elemento tiene un núcleo inestable se dice que es un isótopo del elemento. La radioactividad ocurre cuando un elemento inestable decae a su estado estable, este proceso puede ser natural, inherente en el núcleo o puede ser inducido por un bombardeo nuclear.

La radiación natural de los elementos inestables consiste en una emisión de rayos alfa, beta y gamma. Los únicos rayos que se pueden detectar en el pozo son los rayos gamma.

Todas las rocas contienen materiales radioactivos, los cuales emiten rayos gamma. Existe una clasificación muy general que divide los materiales en baja y alta radioactividad.

Una de las grandes ventajas que tiene este registro, es que se puede correr aunque el pozo este cementado o ademado, en este caso solo se reduce un poco la cantidad de rayos gamma, Pero generalmente no tiene un efecto apreciable en la práctica.

f) Termometría:

Antes de concluir este capítulo, es interesante comentar unas ideas de este método, aunque sea empleado para reconocimientos de poca profundidad.

El principio de la prospección termométrica es la de medir diferencias de temperatura a partir de la superficie o a poca profundidad de ella (de 3 a 15 m).

La temperatura del suelo es función del calentamiento solar, de las características térmicas de las formaciones geológicas y del flujo proveniente del interior de la tierra que se debe a la radioactividad interna.

Desde el punto de vista térmico, un cuerpo se define por su calor específico y su conductibilidad térmica. Estos dos parámetros permiten definir acuíferos de poca profundidad.

Una vez en posesión de las medidas termométricas de campo, se realiza la corrección conveniente, según la profundidad donde se hizo la lectura, y se procede a su interpretación.

Para eso, se utilizan por lo menos 2 series de medidas en épocas diferentes del año y se superponen los diagramas obtenidos. La diferencia obtenida, se debe a que los acuíferos, ubicados a poca profundidad, se calientan y enfrían menos rápidamente que las formaciones impermeables, por causa de la diferencia de inercia térmica de cada uno de los elementos.

Para grandes profundidades, este método es de poco valor práctico por falta de sensibilidad en las mediciones.

CONCLUSION

La mayoría de los reconocimientos de cuencas acuíferas se realiza por métodos eléctricos. Entre esos, el resistivo es aplicado en mas de un 80% de los casos.

Las razones que conducen a este resultado son:

- El costo bajo de los reconocimientos
- La influencia del agua sobre la conductibilidad del suelo que, en los países secos, es muy fuerte.
- Una facilidad de interpretación aunque a veces solamente aparente.
- La seguridad de los aparatos empleados.

CAPITULO IV :

METODO MICROSISMICO

LAS ONDAS ELÁSTICAS PRODUCIDAS POR UNA EXICTACIÓN EN UN-MEDIO ELÁSTICO, ISÓTROPO Y SEMI-INFINITO SE PROPAGAN CON VELOCIDADES :

$$V_l = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad ; \quad V_c = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\nu)}}$$

DONDE : V_l - CORRESPONDE A LAS ONDAS LONGITUDINALES O DE COMPRESIÓN.

V_c - CORRESPONDE A LAS ONDAS TRANSVERSALES O DE ESFUERZO CORTANTE.

E - CORRESPONDE AL MODULO ELÁSTICO A LA COMPRESIÓN O MODULO DE YOUNG.

ν - CORRESPONDE AL COEFICIENTE DE POISSON DINAMICO.

ρ - CORRESPONDE AL PESO VOLUMÉTRICO DE LA MASA DEL MATERIAL CONSIDERADO.

DE ÉSTE MODO Y A PARTIR DEL CONOCIMIENTO DE LAS VELOCIDADES LONGITUDINALES Y TRANSVERSALES, CONOCIENDO EL PESO VOLUMETRICO DEL MEDIO CONSIDERADO, SE PUEDE DEFINIR EL MODULO ELASTICO A LA COMPRESIÓN Y EL COEFICIENTE DE POISSON DINAMICO.

POR LAS CONDICIONES USUALES DE ESTRATIFICACIÓN, DISCONTINUIDAD Y CONDICIONES DE FRONTERA DEL MEDIO DE PROPAGACIÓN, LA APLICACIÓN PRÁCTICA DE LA TEÓRICA DESCRITA REQUIERE LAS SIGUIENTES CORRECCIONES :

- A) DE FORMA : DEBIDO A QUE LAS EXPRESIONES ANTERIORES NO SON APLICABLES DIRECTAMENTE AL CASO DE CAMBIOS EN LA FORMA Y DIMENSIONES -

DEL MEDIO DE PROPAGACIÓN. CASOS COMUNES DAN VARIACIONES HASTA DE 50%.

- B) DE ANISOTROPÍA : EN UN MEDIO ANISÓTROPO LAS EXPRESIONES ANTERIORES NO SON APLICABLES DIRECTAMENTE, DEBIDO A QUE LA ENERGÍA CINÉTICA GENERADA EN EL MEDIO SE REPARTE, POR LA GENERACIÓN DE ONDAS DE OTRO TIPO. EN CASOS COMUNES LAS VARIACIONES ALCANZAN HASTA EL 20%.
- C) DE ESFUERZO : DEBIDO A QUE LOS VALORES DE E Y ν DEPENDEN DEL ESTADO DE ESFUERZOS Y POR TANTO, NO SON PARÁMETROS CONSTANTES DEL MEDIO.
- D) DE TIEMPO : DADO EL COMPORTAMIENTO REOLÓGICO DE LAS ROCAS, ESTAS PRESENTAN UNA RESPUESTA ESFUERZO - DEFORMACIÓN DEPENDIENTE DEL TIEMPO DE APLICACIÓN DE LOS ESFUERZOS.

DOS FENÓMENOS QUE NO DEBERÁN PASAR INADVERTIDOS Y QUE CAEN DENTRO DE LAS CORRECCIONES DE ANISOTROPÍA Y ESFUERZOS YA INDICADOS Y QUE INFLUYEN NOTABLEMENTE EN LA VARIACIÓN DE LAS VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN Y POR TANTO EN LAS DE RIGIDEZ DEL MEDIO, SON LOS CORRESPONDIENTES A LAS VARIACIONES DE LA MICROFISURACIÓN POR EL CAMBIO EN EL ESTADO DE ESFUERZO O DE LIBERACIÓN DE LOS MISMOS Y EL DEL POSIBLE EFECTO DE CIRCULACIÓN DE AGUA INTERSTICIAL DENTRO DE LA RED DE FISURACIÓN.

TENIENDO EN MENTE LOS FENÓMENOS QUE INFLUYEN EN LA MAGNITUD DE LAS VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE ONDA, A PARTIR DE LOS CUALES PODEMOS DEFINIR EN FORMA APROXIMADA LOS PARÁMETROS DE ELASTICIDAD DINÁMICA E Y ν DEL MEDIO, A CONTINUACIÓN DETERMINEMOS EN FORMA SIMPLISTA LAS CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DE LA ESTRATIFICACIÓN, PARA LAS CONDICIONES DE SIMPLE ESTRATIFICACIÓN Y DE ESTRATIFICACIÓN SUCESIVA, CON CAPAS CUYOS ESTADOS DE ESFUERZOS DE DECOMPRESIÓN REDUCEN SU ESTADO DE FISURACIÓN CON LA PROFUNDIDAD; PARA ÉLLO VALUEMOS LOS ESPESORES DE LAS CAPAS E INCLINACIÓN DE LAS MISMAS, APLICANDO LAS LEYES DE REFRACCIÓN DEFINIDAS.

PARA EL CASO DE UN ESTRATO APOYADO EN UN MEDIO SEMI INFINITO, SE DEFINE SU ESPESOR EN TERMINOS DE :

$$h_1 = \frac{d_1}{2} \cdot \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} = \frac{t_1}{2} \cdot \frac{V_1 \cdot V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

Y PARA EL CASO QUE EXISTAN DOS ESTRATOS APOYADOS EN UN ESTRATO SEMI-INFINITO, EL ESPESOR DE LA SEGUNDA CAPA SE DEFINE POR :

$$h_2 = \left(t_2 - 2h_1 \frac{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3 \cdot V_1} \right) \cdot \frac{V_3 \cdot V_2}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}}$$

FINALMENTE LAS CARACTERÍSTICAS DE ASIMETRÍA QUE PRESENTAN LAS LÍNEAS DROMOCRÓNICAS OBTENIDAS DE LA MEDICIÓN Y CONFORME A LAS EXCITACIONES DIRECTAS O INVERSAS, PERMITEN DETERMINAR LOS ESPESORES DE LOS ESTRATOS CON LÍMITES INCLINADOS.

CAPITULO V :

CAMPO DE APLICACION DE LOS METODOS GEOFISICOS

ES DEFÍCIL A LA GEOLOGÍA DE SUPERFICIE DE DEFINIR DE OTRA-MANERA QUE CON HIPÓTESIS LOS FENÓMENOS PROFUNDOS. LAS PERFORACIONES RE-PRESENTAN UN RECONOCIMIENTO LIMITADO EN EL ESPACIO, SU CANTIDAD ES DE-FINIDA MUCHAS VECES POR IMPERATIVOS ECONÓMICOS.

EN GEOTECNÍA ES INDISPENSABLE EMPLEAR LA GEOFÍSICA POR RA-ZONES TÉCNICAS Y ECONÓMICAS, CUANDO SE TRATA DE UN CIERTO ESPESOR DE -MATERIAL. LA EXPLORACIÓN DIRECTA POR PERFORACIONES, CALICATAS, ETC., -CONSTITUYE UN MÉTODO, AÚN CUANDO FACTIBLE, MUY COSTOSO Y LENTO, PROPOR-CIONANDO INFORMACIÓN PUNTUAL.

EN CAMBIO, LA GEOFÍSICA DA UNA INFORMACIÓN INTEGRADA Y LA-COMBINACIÓN DE AMBAS EXPLORACIONES PERMITE RESOLVER SATISFACTORIAMENTE LOS PROBLEMAS PLANTEADOS.

LAS MEDICIONES GEOFÍSICAS AFECTAN UN VOLUMEN DE TERRENO GE-NERALMENTE IMPORTANTE. LOS MEJORES RESULTADOS SE OBTIENEN CUANDO EXIS-TE UN CONTRASTE EN LOS VALORES DE LOS PARÁMETROS ESTUDIADOS. PERMITEN DAR UNA IMÁGEN DE LA ESTRUCTURA GEOLÓGICA O DE VALORAR PARÁMETROS FÍSI-COS COMO COEFICIENTE DE POISSON O MÓDULO ELÁSTICO. ADEMÁS, POR MEDIO DE ELLAS, SE OBTIENE DIRECTAMENTE DATOS SOBRE HETEROGENEIDADES O ANISOTRO-PÍAS DEL CONJUNTO GEOLÓGICO. BASTA TEÓRICAMENTE ANALIZAR LAS MODIFICA-CIONES LOCALES O DIRECCIONALES DE LAS MEDICIONES PARA SUBRAYAR ANOMA-LÍAS.

INDISTINTAMENTE QUE SE TRATEN DE PROYECTOS O CONSTRUCCIO-NES, LA GEOFÍSICA APORTA UNA VALIOSA AYUDA EN LOS PROBLEMAS DE :

- VIAS TERRESTRES, AEROPUERTOS, TUNELES, CORTES, BANCOS DE MATERIA -LES, ABASTECIMIENTOS DE AGUA, ETC.

- CIMENTACIONES DE PRESAS, GALERIAS A PRESIÓN, CENTRALES HIDROELÉCTRICAS (ESTRUCTURA, DECOMPRESIÓN, ZONAS DÉBILES, EFECTO DEL EXPLOSIVO SOBRE LA ROCA, ETC).
- ESTRUCTURAS EN OBRAS CIVILES (CALIDAD DE PILOTES, CIMENTACIONES DE EDIFICIOS, ZONAS KÁRSTICAS, ETC).
- AGUAS SUBTERRÁNEAS (RELLENOS, FRACTURACIÓN, ETC).
- EN LOS CASOS RELACIONADOS CON LA MINERÍA O LA INDUSTRIA PETROLERA, LOS PROBLEMAS QUE NOS INTERESAN RESOLVER SE VUELVEN DE TIPO CIVIL, ES DECIR, GEOTÉCNICO.

EN CADA UNO DE LOS GRUPOS ANTERIORES, LA FORMA DE PROCEDER Y LOS RESULTADOS A OBTENER SERÍAN DIFERENTES SI SE TRATA DE PROYECTOS, CONSTRUCCIÓN O CONSERVACIÓN DE OBRAS CIVILES.

POR EJEMPLO, PARA EL ESTUDIO DEL PROYECTO DE UN TUNEL (CARRETERAS O VÍAS FERREAS) O DE UNA GALERIA A PRESIÓN SUBTERRÁNEA (APROVECHAMIENTO HIDROELÉCTRICO), LA INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA SE ORIENTARÁ DE TAL FORMA QUE, APOYÁNDOSE EN LA GEOLOGÍA, SE OBTENGA A PARTIR DE LA SUPERFICIE LOS PRINCIPALES DATOS SIGUIENTES :

- DEFINICIÓN DE LA ESTRUCTURA DEL SUBSUELO HASTA UNA PROFUNDIDAD MAYOR QUE LA RASANTE.
- DELIMITACIÓN DE LAS ZONAS ALTERADAS, FRACTURADAS, FALLADAS, DRENADAS, ETC.
- DEFINICIÓN Y ORIENTACIÓN DE LOS ACCIDENTES GEOLÓGICOS A NIVEL DE RASANTE.
- LOCALIZACIÓN Y ORIENTACIÓN DEL TRAZO ÓPTIMO.
- DELIMITACIÓN DE LOS TRAMOS EN DONDE SE DA UNA ORIENTACIÓN SOBRE EL

GRADO DE DIFICULTAD PREVISIBLE QUE ENCONTRARÁ LA EXCAVACIÓN DE LA FUTURA OBRA.

- DELIMITACIÓN DE LOS PORTALES DE ENTRADA Y SALIDA.
- UBICACIÓN DE LOS SONDEOS MECÁNICOS NECESARIOS PARA EL CONTROL DEL ESTUDIO GEOFÍSICO Y COMPLEMENTO DE INFORMACIÓN.

COMO SEGUNDO CASO SE TIENE EN CUENTA UN ESTUDIO A REALIZAR DURANTE LA ETAPA DE CONSTRUCCIÓN, LA INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA SE ORIENTARÁ PARA DAR, ENTRE OTROS, LOS SIGUIENTES DATOS :

- COMPROBACIÓN CON EL ESTUDIO SUPERFICIAL O DE PROYECTO.
- DELIMITACIÓN DEL ESPESOR DE MATERIAL DECOMPRESIDO DEBIDO A LA EXCAVACIÓN O AL EFECTO DEL EXPLOSIVO SOBRE EL MATERIAL.
- DEFINICIÓN DE LA EVOLUCIÓN DE LA DECOMPRESIÓN DE LOS MATERIALES DE LAS PAREDES Y DEL TECHO DURANTE LA CONSTRUCCIÓN.
- DELIMITACIÓN Y VALORACIÓN DE LAS DIFERENTES ZONAS EN DONDE LAS CARACTERÍSTICAS MECÁNICAS DE LA ROCA SON DISTINTAS. ES UN PUNTO IMPORTANTE PORQUE VA INTIMAMENTE LIGADO CON EL TIPO Y GEOMETRÍA DEL REVESTIMIENTO, NECESIDAD DE ANCLAJES O COLOCACIÓN DE ADEME.
- DELIMITACIÓN DE LAS ZONAS QUE NECESITARÁN O NO DE UN TRATAMIENTO ESPECIAL POR INYECCIONES.
- CONTROL DEL EFECTO DE UN TRATAMIENTO DE TERRENO POR INYECCIONES, EN SU CASO.

EN LO REFERENTE AL ESTUDIO ORIENTADO A CONSERVACIÓN DE OBRAS CIVILES, EL ESTUDIO GEOFÍSICO TENDRÁ QUE PONER EN RELIEVE :

- LA ESTABILIDAD DE LA DECOMPRESIÓN CON EL TIEMPO.

- EL CONTROL DE LA VARIACIÓN DE LA CALIDAD DE LOS MATERIALES TANTO -
NATURALES COMO ARTIFICIALES.

EJEMPLOS DE UTILIZACION DE LA GEOFISICA

DENTRO DE LOS NUMEROSOS ESTUDIOS REALIZADOS SOBRE EL PRESENTE TEMA, SE ELIJERON EJEMPLOS POR SER, POR UNA PARTE, TÍPICOS Y - POR OTRA, COMPROBADOS. PARA UNOS LA COMPROBACIÓN SE REALIZÓ POR MEDIO DE SONDEOS MECÁNICOS Y PARA OTROS, LA PROPIA CONSTRUCCIÓN DE LA OBRA - FUSO EN VALOR LA BONDAD DE ESTE TIPO DE INVESTIGACIÓN.

1.- ESTUDIO PARA EL PROYECTO DE UN TÚNEL :

ESTA OBRA SE LOCALIZA EN EL ESTADO DE HIDALGO, PARA EL -- PROYECTO DEL NUEVO FF.CC. MÉXICO - QUERÉTARO, EN EL KILÓMETRO 117 + 300 CON ORIGEN EN BUENAVISTA, D.F.,

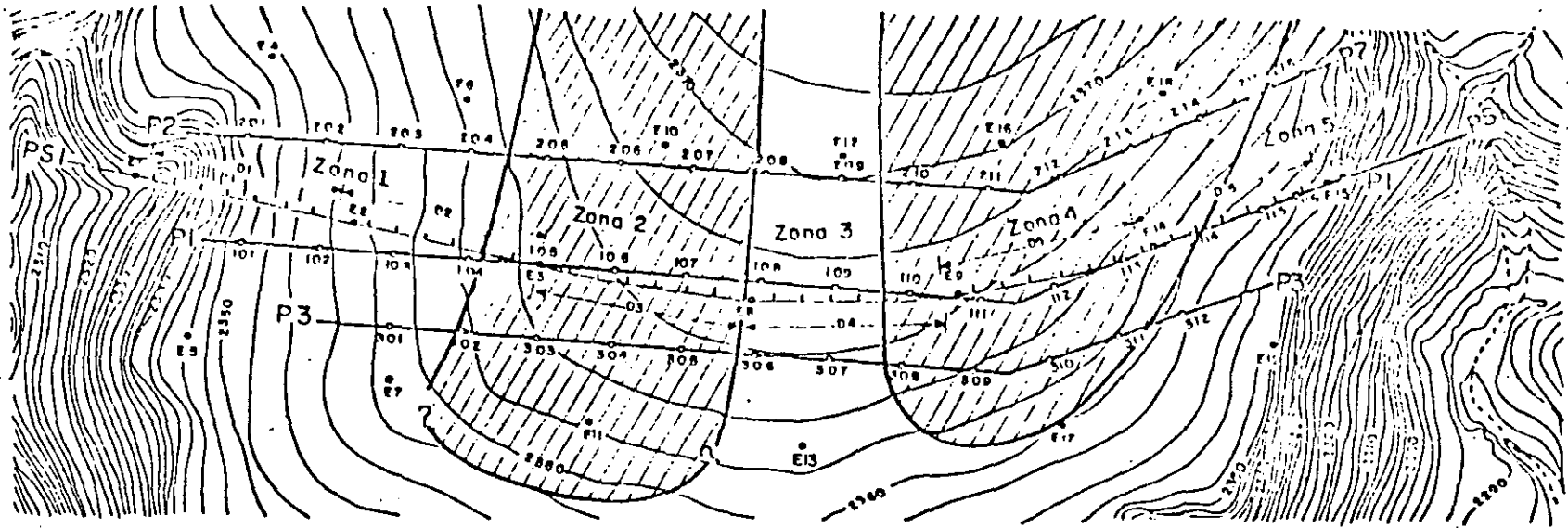
LA FINALIDAD DEL ESTUDIO ES LA DE REUNIR LA MAYOR INFORMACIÓN POSIBLE SOBRE LOS PROBLEMAS GEOTÉCNICOS QUE PUEDEN PRESENTARSE EN EL MOMENTO DE LA EJECUCIÓN DE LA FUTURA OBRA.

EL TÚNEL PREVISTO SE ENCUENTRA EN UN ÁREA CUYA ESTRUCTURA GEOLÓGICA ESTÁ CONSTITUÍDA POR COLADAS DE BASALTO ALTERNANDO CON TOBAS VOLCÁNICAS DE DIVERSOS TIPOS. ESTA FUTURA OBRA TIENE 460 METROS DE -- LARGO CON UNA SECCIÓN PREVISTA DE 15 X 10 METROS Y UNA COBERTURA MÁXIMA DE 35 METROS.

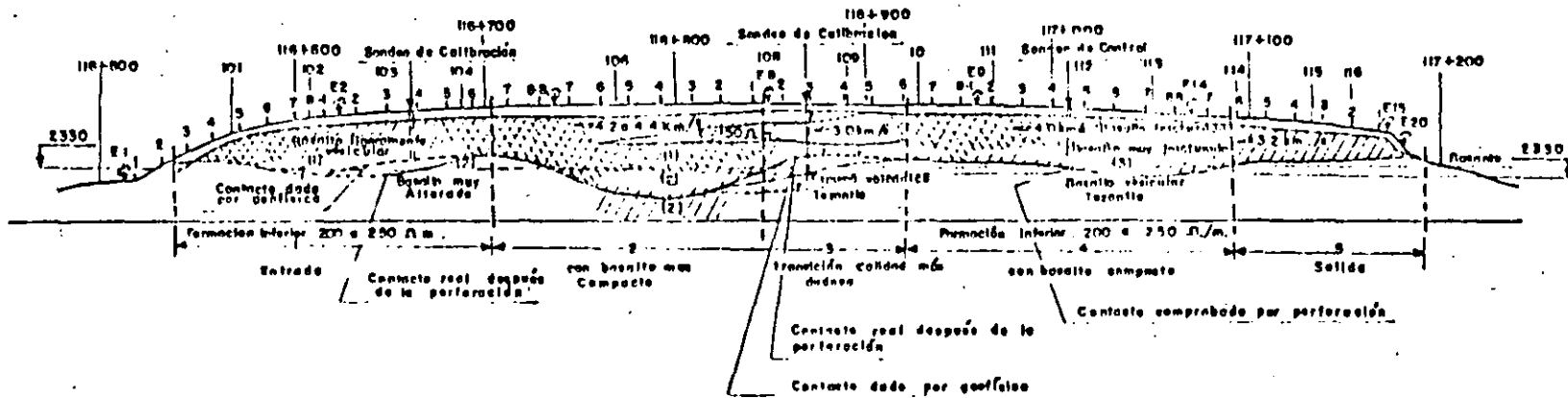
LA INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA SE REALIZÓ EMPLEANDO DOS MÉTODOS: EL SÍSMICO DE REFRACCIÓN Y EL ELÉCTRICO RESISTIVO. SUPERPUESTOS AL EJE DE VÍA SE UBICARON UN PERFIL SÍSMICO Y OTRO ELÉCTRICO. PARA COMPLETAR LATERALMENTE LA INFORMACIÓN, SE UBICÓ EN AMBOS LADOS DEL CENTRO DE LÍ-- NEA Y CON SEPARACIÓN DE 60 METROS, UN PERFIL ELÉCTRICO.

LA PROSPECCIÓN ELÉCTRICA SE EJECUTÓ, UTILIZANDO EL DISPOSITIVO WENNER, A RAZÓN DE UN SONDEO RESISTIVO A CADA 40 METROS, HASTA UNA

P L A N T A



P E R F I L D E R E S U L T A D O S



ESTUDIO GEOFISICO PARA LA CONSTRUCCION DE UN TUNEL
(ETAPA : PROYECTO)

Ejemplo :

PROFUNDIDAD TEÓRICA DE INVESTIGACIÓN DE 100 METROS. LA SÍSMICA SE DESARROLLÓ, COLOCANDO UN GEOFONO A CADA 15 METROS Y UN PUNTO DE EXPLOSIÓN A CADA 110 METROS, A LO LARGO DEL EJE. ADEMÁS SE SITUARON DISPAROS (TIRO ABANICO) EN AMBOS LADOS DEL EJE PRINCIPAL PARA ANALIZAR LA VARIACIÓN LATERAL SÍSMICA.

EL RESULTADO DEL ESTUDIO SE ILUSTRAN EN LA FIGURA CORRESPONDIENTE Y PARA PODER LLEGAR AL NIVEL DE INFORMACIÓN DESEADA, SE NECESITARON DE 900 MEDICIONES RESISTIVAS Y 280 SISMOGRAMAS.

2.- ESTUDIO EMPLEANDO DOS MÉTODOS :

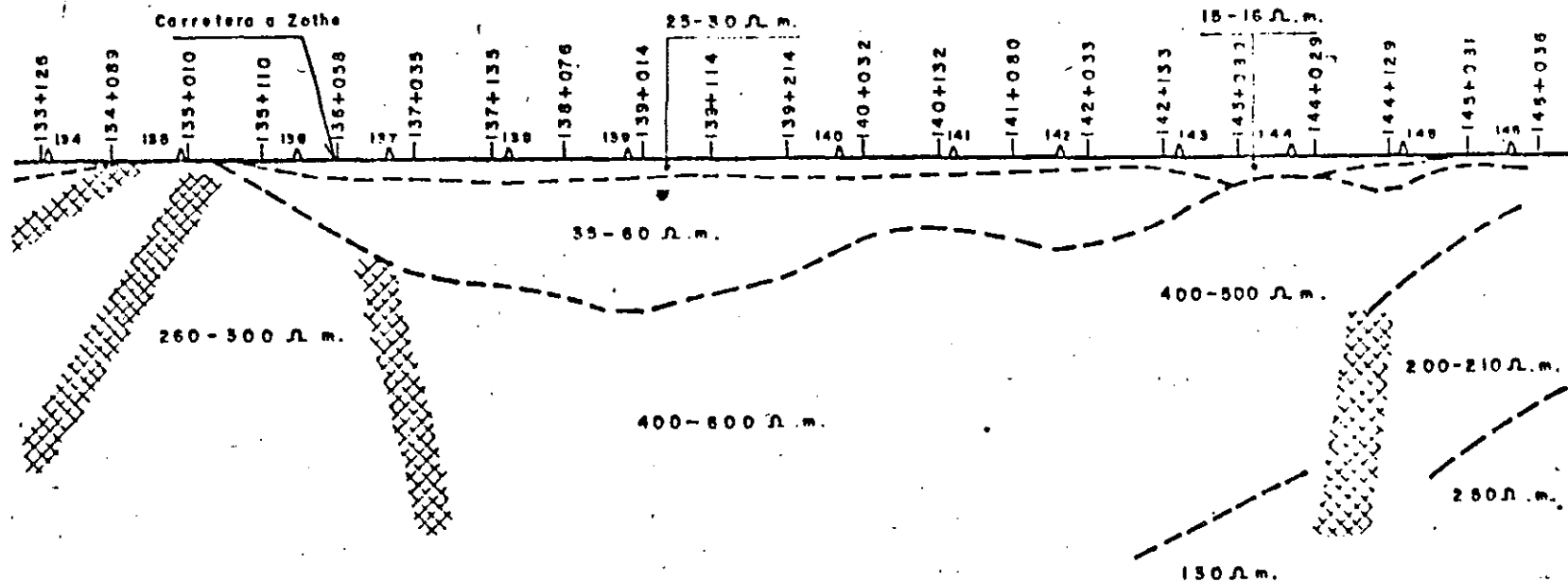
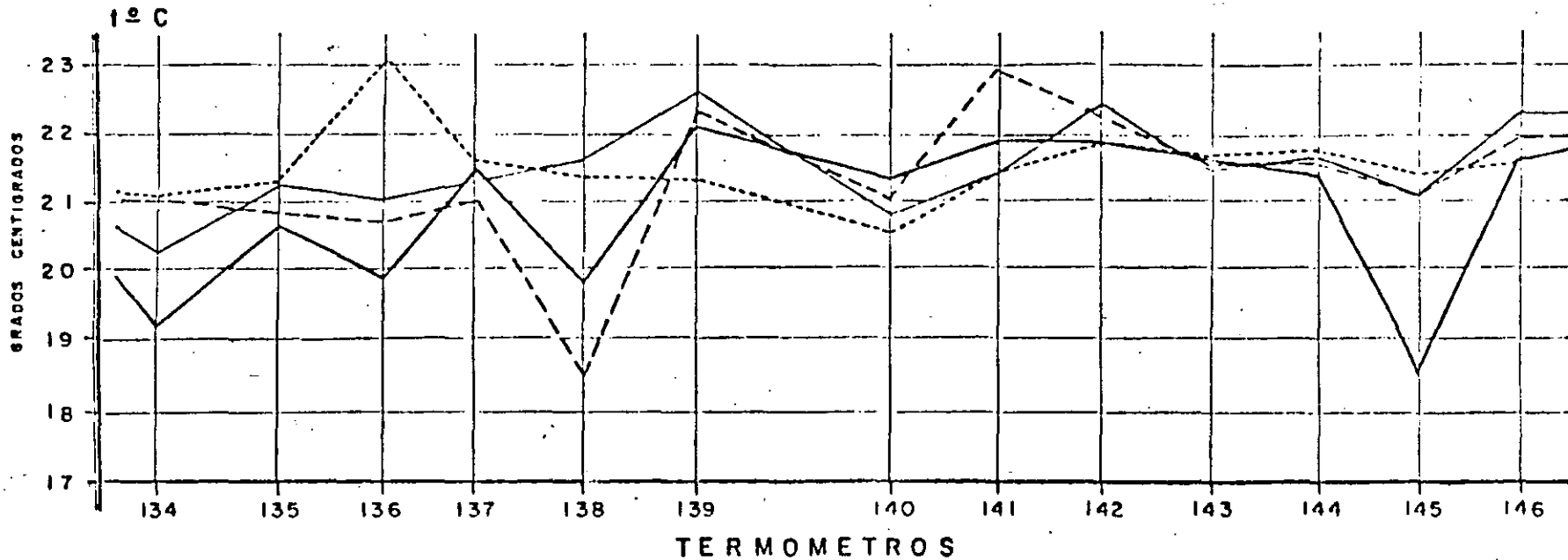
PARA RESOLVER EL PROBLEMA PLANTEADO SE UTILIZARON LOS MÉTODOS DE TERMOMETRIA Y DE RESISTIVIDAD.

EL ÁREA ESTUDIADA SE LOCALIZA EN EL ESTADO DE HIDALGO, EN LAS CERCANIAS DEL CENTRO DE POBLACIÓN DE HUICHAPAN. EN ESTE LUGAR EXISTE UN MANANTIAL Y EL OBJETO DE LA INVESTIGACIÓN ERA DE DEFINIR EL LUGAR DE PASO DEL AGUA SUBTERRÁNEA DENTRO DE UNA FORMACIÓN BASÁLTICA PRÓXIMA.

UNA VEZ EN POSESIÓN DE LA GEOLOGÍA SUPERFICIAL SE UBICÓ UN PERFIL TERMOMÉTRICO EN UNA DIRECCIÓN TRANSVERSAL A LA SUPUESTA EMPLEADA POR EL AGUA SUBTERRÁNEA. EN EL SE COLOCARON TERMÓMETROS A 4 METROS DE PROFUNDIDAD, A RAZÓN DE UNO CADA 150 METROS Y SE PROCEDIÓ A UNA PRIMERA SERIE DE LECTURAS DESPUÉS DE LA ESTABILIZACIÓN DE LOS APARATOS.

ESTA PRIMERA FASE DEL ESTUDIO PERMITIÓ DELIMITAR LAS ÁREAS EN DONDE SE DEBÍA REALIZAR LA CAMPAÑA DE SONDEOS ELÉCTRICOS. ESTOS SE EJECUTARON A CADA 100 METROS HASTA UNA PROFUNDIDAD TEÓRICA DE 200 METROS Y SE EMPLEÓ EL SISTEMA WENNER EN EL DESPLAZAMIENTO DE LOS ELECTRODOS.

A CONTINUACIÓN SE REALIZARON 4 SERIES DE MEDICIONES DE TEMPERATURAS, A INTERVALOS DE TIEMPO CONSTANTE (30 DIAS).



ESTUDIO EMPLEANDO DOS METODOS GEOFISICOS DIFERENTES
(ELECTRICA RESISTIVA Y TERMOMETRIA)

77

Ejemplo:

EN EL PLANO ADJUNTO SE INDICAN LOS RESULTADOS A QUE SE LLEGARON. EL DIAGRAMA SUPERIOR INDICA LA VARIACIÓN DE TEMPERATURA EN CADA PUNTO EN FUNCIÓN DEL TIEMPO, MIENTRAS QUE EL INFERIOR MUESTRA LA INTERPRETACIÓN GEOELÉCTRICA DEL MISMO TRAMO DE PERFIL, SE PUEDEN OBSERVAR LAS COINCIDENCIAS DE AMBOS MÉTODOS EMPLEADOS.

3.- ESTUDIO REALIZADO A POCA PROFUNDIDAD :

EL ESTUDIO SE LOCALIZA EN EL ESTADO DE NUEVO LEON, CERCA DE LA CIUDAD DE MONTERREY. SU FINALIDAD CONSISTE EN DETERMINAR LAS CARACTERÍSTICAS DE ATACABILIDAD DE LOS MATERIALES QUE DEBÍAN SER EXCAVADOS POR EL ALOJAMIENTO DE UNA TUBERÍA DE 24" DE DIAMETRO, A UNA PROFUNDIDAD 1.80 METROS. LA PRETENCION DE TAL INVESTIGACION ERA DE OBTENER LA INFORMACION NECESARIA PARA PODER EVALUAR RACIONALMENTE EL PRESUPUESTO DE DICHAS EXCAVACIONES Y PLANEAR ANTICIPADAMENTE EL EQUIPO MAS ADECUADO PARA SU EJECUCION.

EL ESTUDIO SE EFECTUÓ POR MEDIO DEL MÉTODO MICROSÍSMICO, CON EL FIN DE PODER MEDIR LAS VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS LONGITUDINALES A PARTIR DE UN IMPACTO MECÁNICO. A LO LARGO DEL EJE SE UBICÓ UNA ESTACIÓN DE INVESTIGACIÓN CADA 100 METROS EN DONDE SE REALIZARON LAS MEDICIONES MICROSÍSMICAS. ESTAS CONSISTIERON EN LA COLOCACIÓN DE UNA SERIE DE OCHO GEOFONOS ESPACIADOS 1.50 METROS ENTRE SÍ. LOS SISMOGRAMAS SE OBTUVIERON A PARTIR DE DOS IMPACTOS MECÁNICOS, SITUADOS EN AMBOS LADOS DEL TENDIDO EN EL SENTIDO DEL EJE (IMPACTO DIRECTO E INVERSO). LA FIGURA CORRESPONDIENTE INDICA LOS RESULTADOS A QUE SE LLEGARON.

4.- ESTUDIO REALIZADO EN EL INTERIOR DE UN MACIZO ROCOSO :

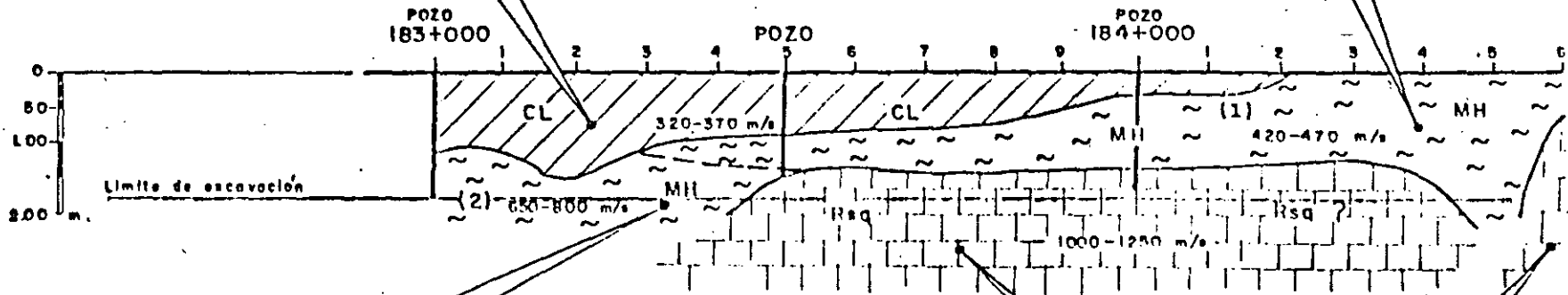
EL ESTUDIO SE LOCALIZA EN LAS GALERÍAS DE INSTRUMENTACIÓN DEL APROVECHAMIENTO HIDROELÉCTRICO DE LA ANGOSTURA, ESTADO DE CHIAPAS, SITUADA A LA ELEVACIÓN 455, EN EL MACIZO ROCOSO DE LA MARGEN DERECHA DEL RÍO GRIJALVA. ES EN ESTE LUGAR QUE SE CONSTRUYÓ LA SALA DE MAQUINAS.

LA FINALIDAD DEL ESTUDIO ERA DE MEDIR, EN AQUEL TIEMPO, LAS CARACTERISTICAS DINÁMICAS DEL MACIZO ROCOSO YA QUE LA GEOLOGÍA LOCAL PO

ESCALAS H. 1: 10.000
V. 1: 100

Arcilla poco arenosa, con 10% de arena fina, de mediana plasticidad, dura, color café oscuro y seco (CL)
Clasificación: 100-00-00
Ataque: Máquina retroexcavadora de uña con movimiento lateral e zanjadora.

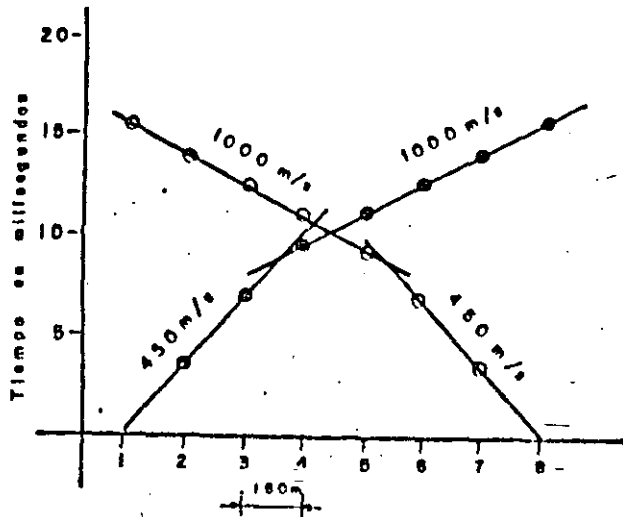
Limo poco arenoso con 10% de arena fina, grumos calizos de alta plasticidad, muy compacto, de color café claro y muy poco húmedo (MH)
Clasificación: 80-20-00
Ataque: Máquina retroexcavadora de uña con movimiento lateral o zanjadora si se emplea previamente el tractor con arado.



Limo poco arenoso con 10% de arena fina, grumos calizos de alta plasticidad, muy compacto, de color café claro y muy poco húmedo (MH)
Clasificación: 60-40-00
Ataque: Máquina retroexcavadora de uña con movimiento lateral.

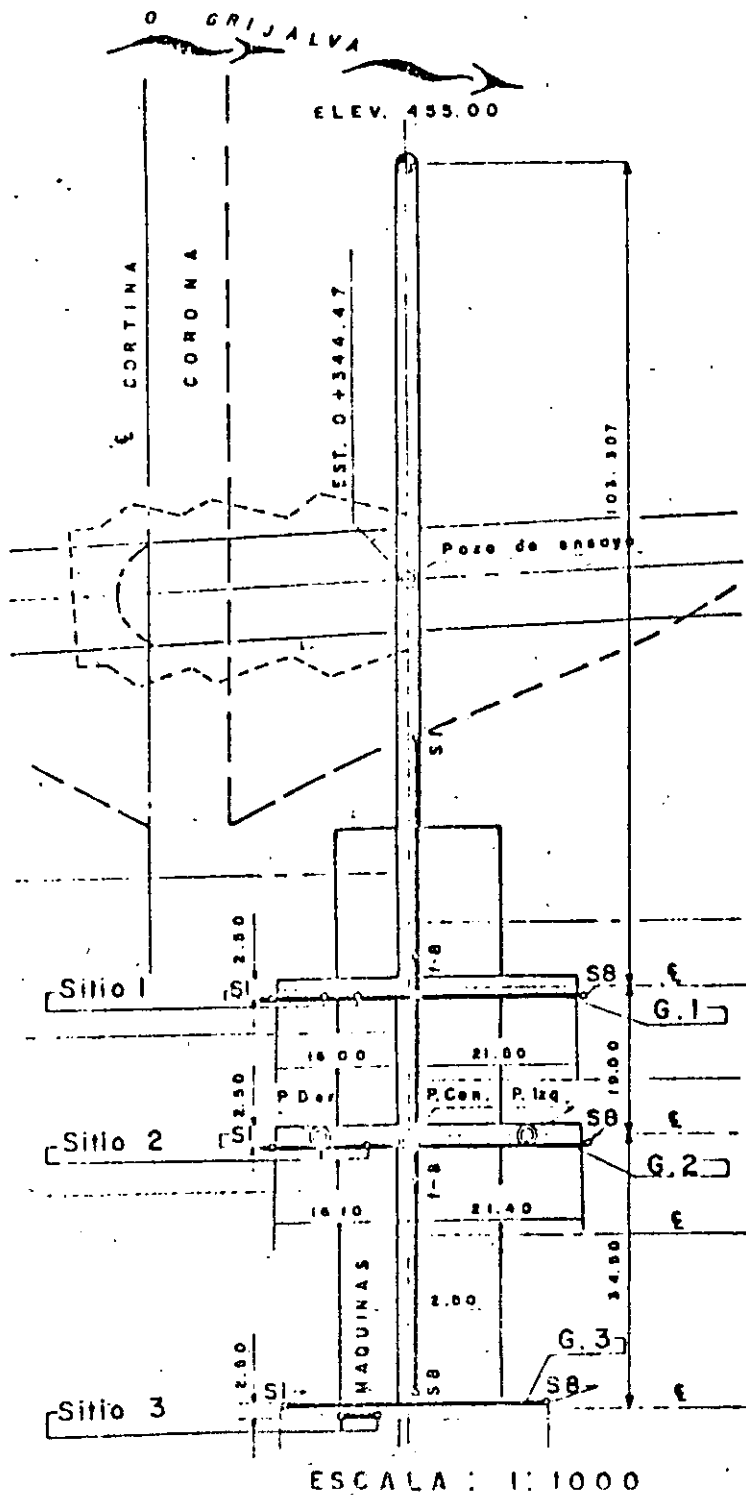
Caliza masiva, de color gris claro (Rsq)
Clasificación: 00-00-100
Ataque: Martillo neumático

Dromocronicas obtenidas en la Estación 184 + 300

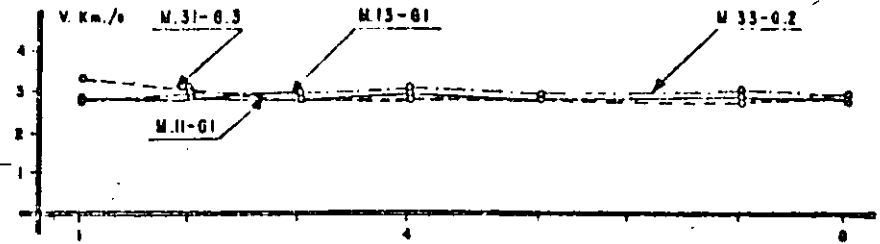


EJEMPLO DE ESTUDIO GEOFISICO
A POCA PROFUNDIDAD
(microsismico convencional)

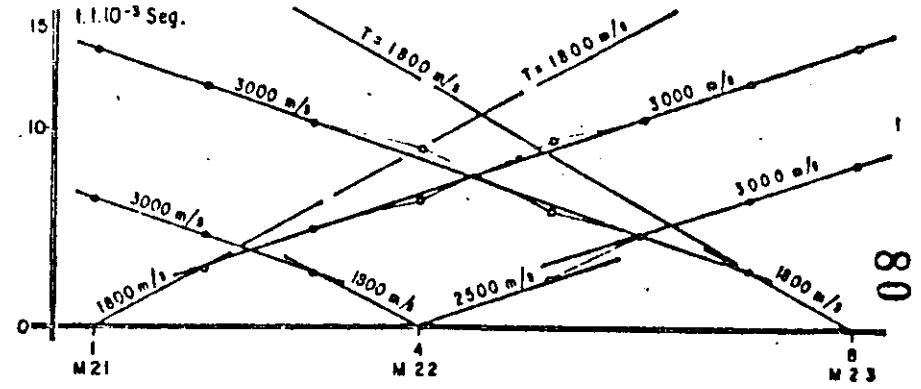
Ejemplo:



GALERIA G 2 HODOGRAMAS



DROMOCRÓNICAS



ESCALA : H. 1 : 400
V.

ESTUDIO REALIZADO EN EL INTERIOR
DE UN MACIZO ROCOSO
(microsísmica compleja)

Ejemplo :

NE DE MANIFIESTO CONDICIONES MUY ESPECIALES DE ESTABILIDAD. EN EFECTO, EL MACISO ROCOSO ESTA CONSTITUIDO POR CAPAS DE CALIZA PSEUDO - HORIZONTALES CON INTERCALACIONES ARCILLOSAS. EN CONSECUENCIA, SE REALIZÓ UNA PROSPECCIÓN MICROSÍSMICA COMPLEJA, ORIENTADA A DETERMINAR LOS PARAMETROS EN TRES DIRECCIONES : PARALELAMENTE Y PERPENDICULARMENTE AL RÍO ASÍ COMO VERTICALMENTE.

LA PARTE IZQUIERDA DE LA FIGURA CORRESPONDIENTE A ESTE EJEMPLO INDICA LA UBICACIÓN DE LAS MEDICIONES REALIZADAS Y LA DERECHA ENSEÑA UNAS DROMOCRÓNICAS OBTENIDAS EN LA GALERÍA G2. EL DIAGRAMA SITUADO EN LA PARTE SUPERIOR DE LAS DROMOCRÓNICAS CORRESPONDE A UNA TRANSMISIÓN SÍSMICA LATERAL (HODOGRAMAS) A PARTIR DE LAS GALERÍAS G1 Y G3 HACIA G2, QUE SE REALIZÓ A TRAVÉS DEL MACIZO ROCOSO (IMPACTOS EN ABANICO).

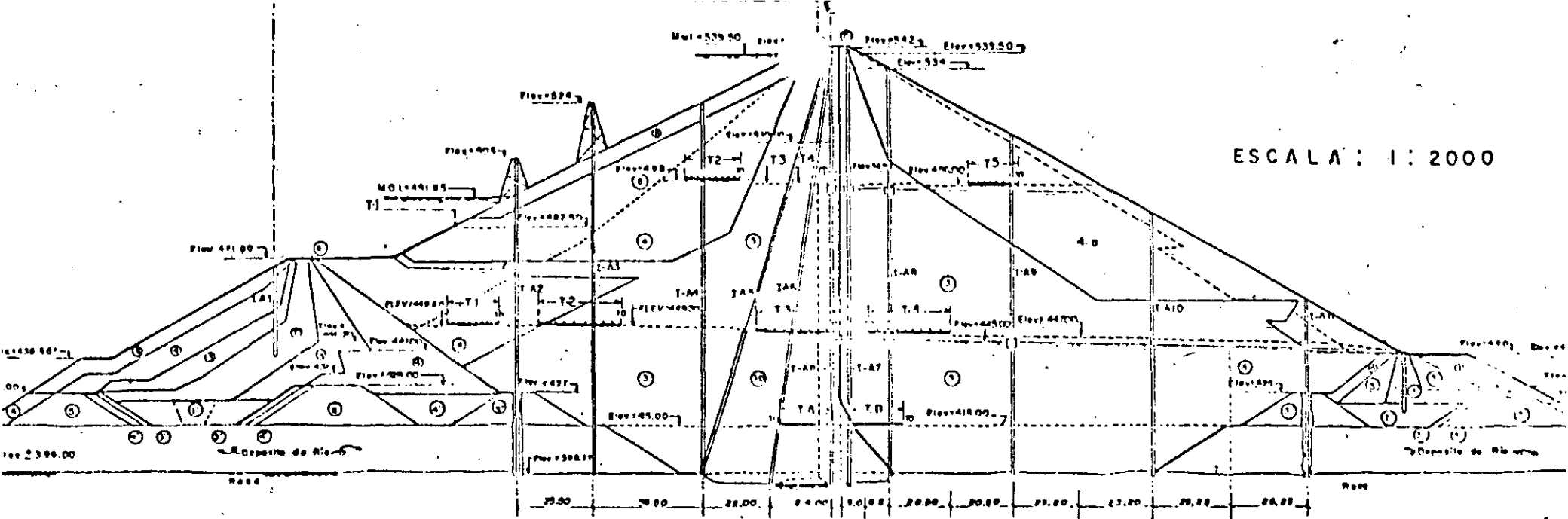
5.- ESTUDIO DE LOS MATERIALES DE UNA PRESA :

SE TRATA DEL ESTUDIO DE LOS MATERIALES DE LA CORTINA DEL PROYECTO HIDROELÉCTRICO DE LA ANGOSTURA, ESTADO DE CHIAPAS, DURANTE LA ETAPA DE CONSTRUCCIÓN.

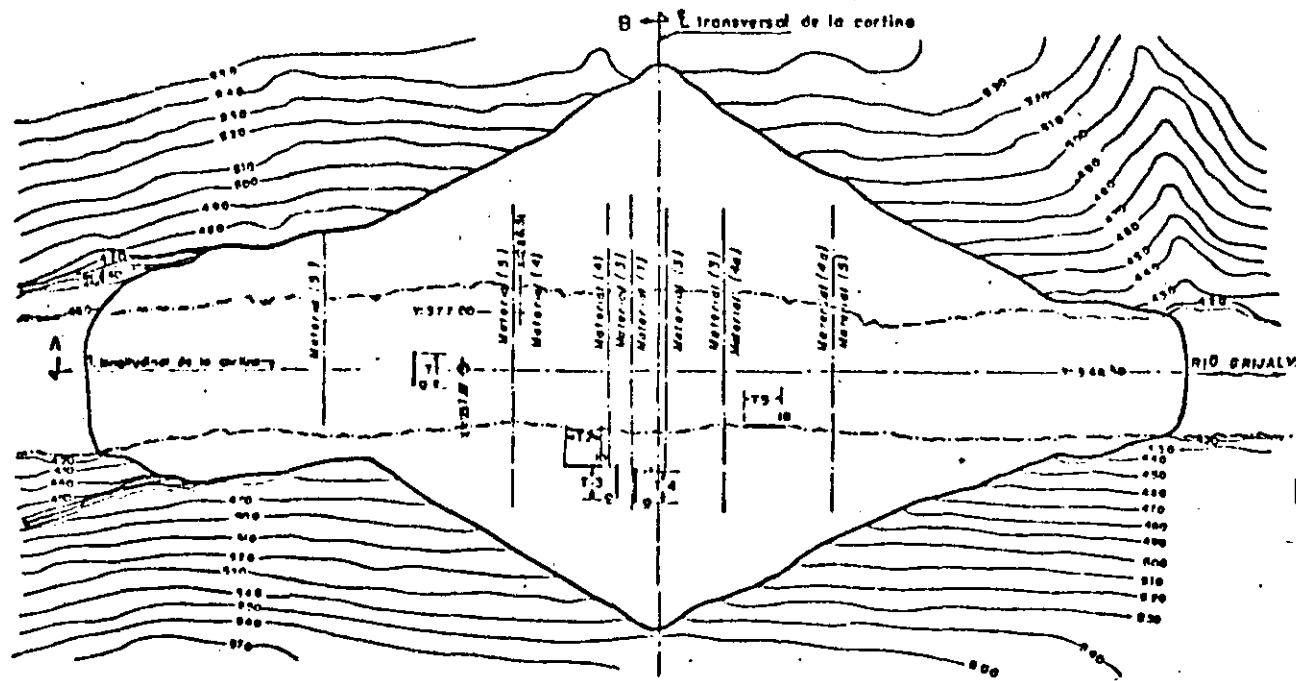
LA FINALIDAD DEL ESTUDIO ERA DE OBTENER "IN SITU" LOS PARAMETROS DINÁMICOS TALES COMO VELOCIDAD DE TRANSMISIÓN DE LAS ONDAS LONGITUDINALES Y TRANSVERSALES, RELACIÓN DE POISSON Y MÓDULO ELÁSTICO A DIFERENTES NIVELES, EN LOS MATERIALES QUE SE ESTABAN UTILIZANDO EN LA CONSTRUCCIÓN DE LA CORTINA.

EL ESTUDIO SE REALIZÓ POR MEDIO DEL MÉTODO DE REFRACCIÓN SÍSMICA A PEQUEÑA ESCALA (MICROSÍSMICA COMPLEJA). CONSISTIÓ EN COLOCAR LOS GEOFONOS A DISTANCIAS CORTAS (VARIABLES ENTRE UNO Y DOS METROS) Y DAR EN AMBOS LADOS DEL TENDIDO UNOS IMPACTOS MECÁNICOS.

LA FIGURA CORRESPONDIENTE AL PRESENTE EJEMPLO, INDICA LOS MATERIALES ESTUDIADOS Y LOS DIFERENTES NIVELES EN DONDE SE REALIZÓ LA INVESTIGACIÓN.



ESCALA: 1:2000



ESCALA: 1:4000

Tras series de mediciones niveles: 415-447-496

- 67 -

82

PRESA LA ANGOSTURA, CHIS
 ESTUDIO SISMOELASTICO. DE LO
 MATERIALES DE LA CORTINA
 (microsismica compleja)

Fiamila

6.- ESTUDIO DE LOCALIZACIÓN DE CAVERNAS NATURALES O ARTIFICIALES :

EL PRESENTE ESTUDIO CONSIDERA EL CASO DE UNA COLONIA DE LA DELEGACIÓN ALVARO OBREGÓN, D.F. EL ESTUDIO FUE ORIENTADO A DEFINIR LA POSIBLE EXISTENCIA DE OQUEDADES O CHIMENEAS EN PROCESO DE DESPRENDIMIENTO QUE PODIAN PRODUCIR HUNDIMIENTOS DEL TERRENO CON RIESGOS PARA UNA FUTURA URBANIZACIÓN.

PARA LLEVAR A CABO ESTA INVESTIGACIÓN, SE EMPLEÓ EL MÉTODO ELÉCTRICO RESISTIVO SCHLUMBERGER, CON EL TIPO DE ARREGLO DE ELECTRODOS MULTIPLES. ESTE MÉTODO CONSISTE EN COLOCAR UNA SERIE DE ELECTRODOS DE TOMA DE TENSION Y MEDIR, EN CADA INTERVALO, UNA DIFERENCIA DE POTENCIAL A PARTIR DE DOS ELECTRODOS DE ENVÍO DE CORRIENTE, SE ESTABLECE ASÍ UNA VERDADERA RED DE PUNTOS DE MEDICIÓN, CON UN ESPACIAMIENTO FIJO Y CONSTANTE ENTRE CADA DETERMINACIÓN DE RESISTIVIDAD, TANTO EN EL PLANO VERTICAL COMO HORIZONTAL.

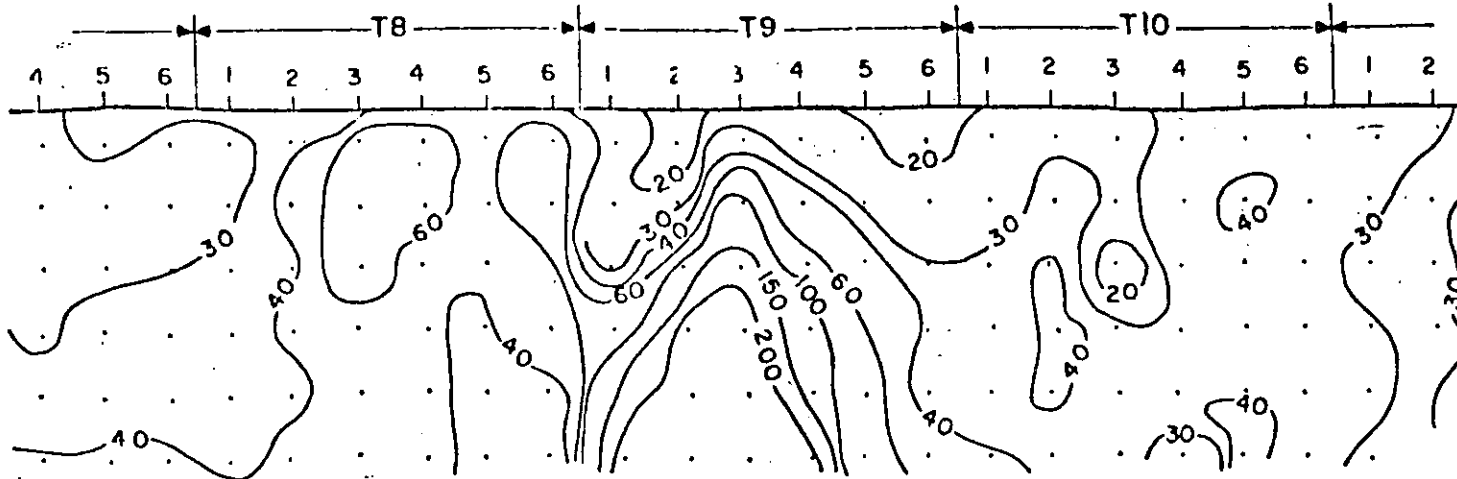
LOS RESULTADOS OBTENIDOS SE EXPONEN EN LA FIGURA CORRESPONDIENTE.

7.- ESTUDIO SISMOELÁSTICO^{CO} PARA CIMENTACIÓN DE PUENTE:

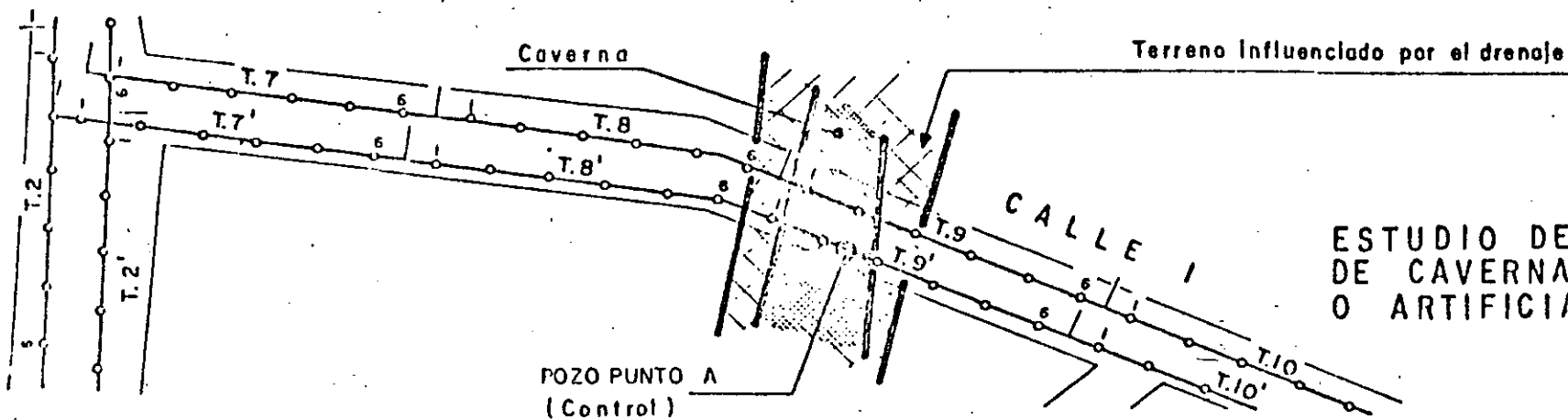
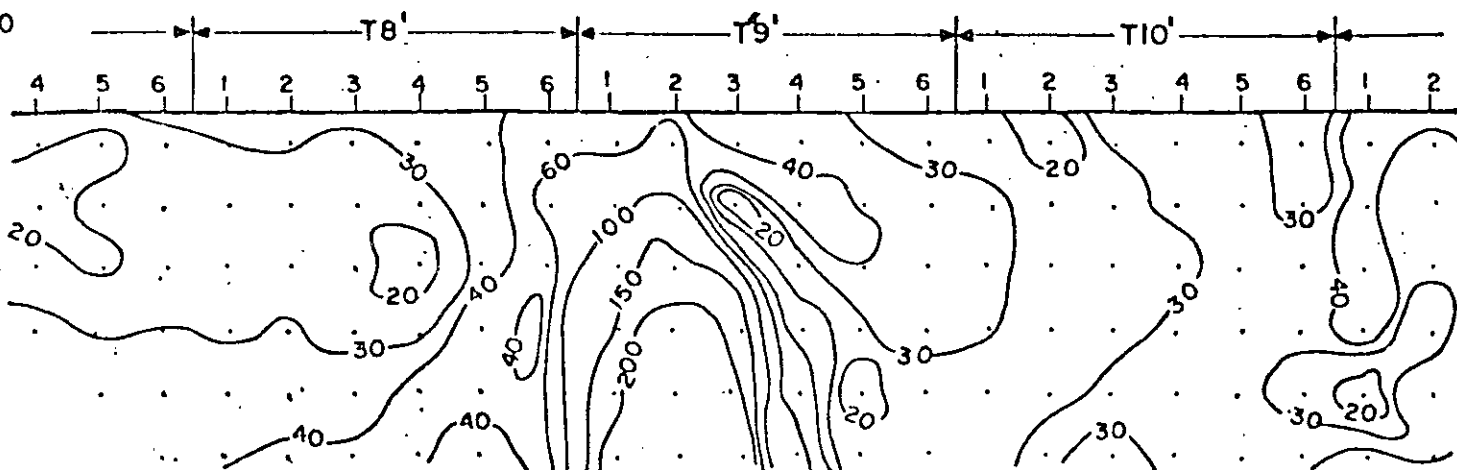
EN ESTE EJEMPLO SE TRATA DEL ESTUDIO REALIZADO PARA EL CONTROL DE LA CIMENTACIÓN DEL PUENTE XALOSTOC, D.F., EN EL CRUCE DE LA VÍA DE FERROCARRIL CON LA CARRETERA MÉXICO - PACHUCA.

CUANDO SE PROYECTÓ LA AMPLIACIÓN DE LA CAPACIDAD DEL PUENTE, ERA INDISPENSABLE CONOCER EL COMPORTAMIENTO DE LA CIMENTACIÓN DE LA PILA CENTRAL. PARA PODER LOGRAR EL OBJETIVO, FUE NECESARIO CONOCER CON BASTANTE SEGURIDAD LA LONGITUD DE LOS PILOTES DE CIMENTACIÓN.

EL MÉTODO EMPLEADO CONSISTIÓ EN ENVIAR IMPULSOS A LOS PILOTES. AL IR VARIANDO LA FRECUENCIA DE LA SEÑAL, SE ALCANZÓ UNA FRECUENCIA TAL QUE SE SUMAN EN FASE LOS IMPULSOS EMITIDOS Y REFLEJADOS EN EL EXTREMO OPUESTO DE LOS PILOTES. EN ESTE MOMENTO SE PRODUCE LA RESONANCIA TANTO MÁS GRANDE CUANTO MENOR ES LA ABSORCIÓN DE ENERGÍA POR VISCOSIDAD

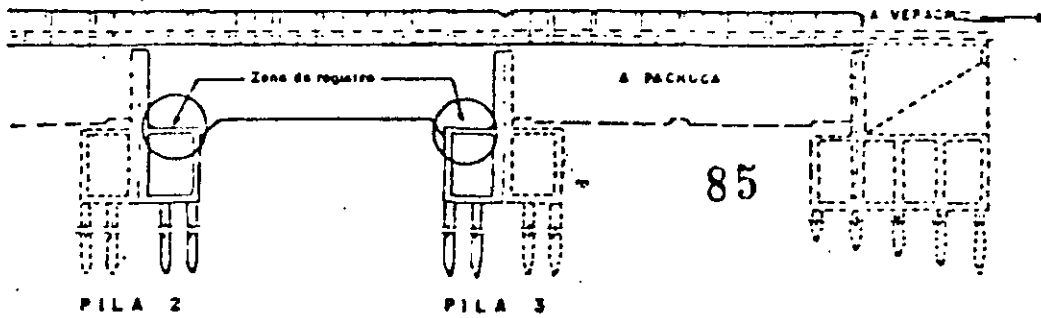


ESCALAS: H. 1:500
V.

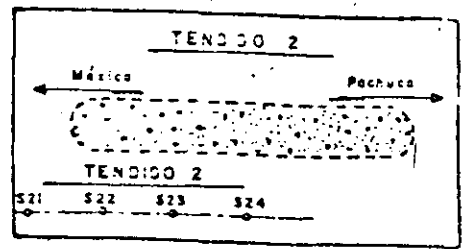
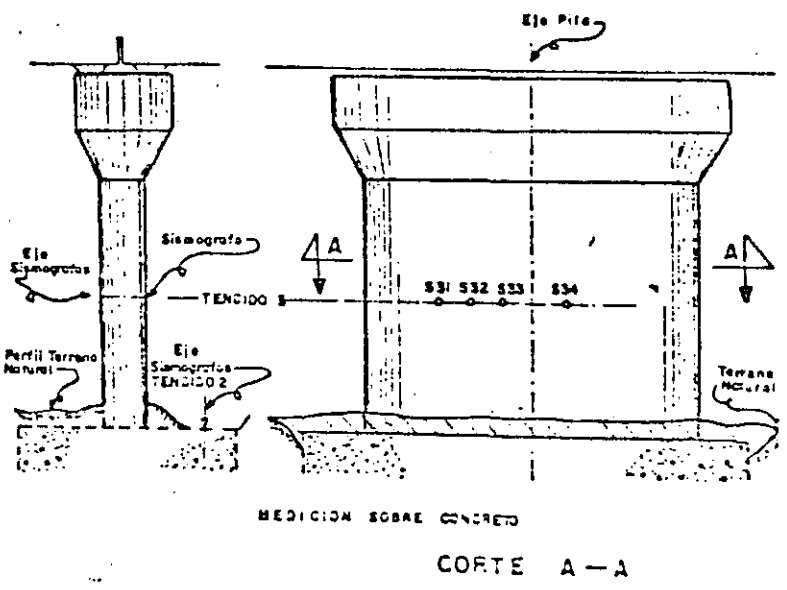
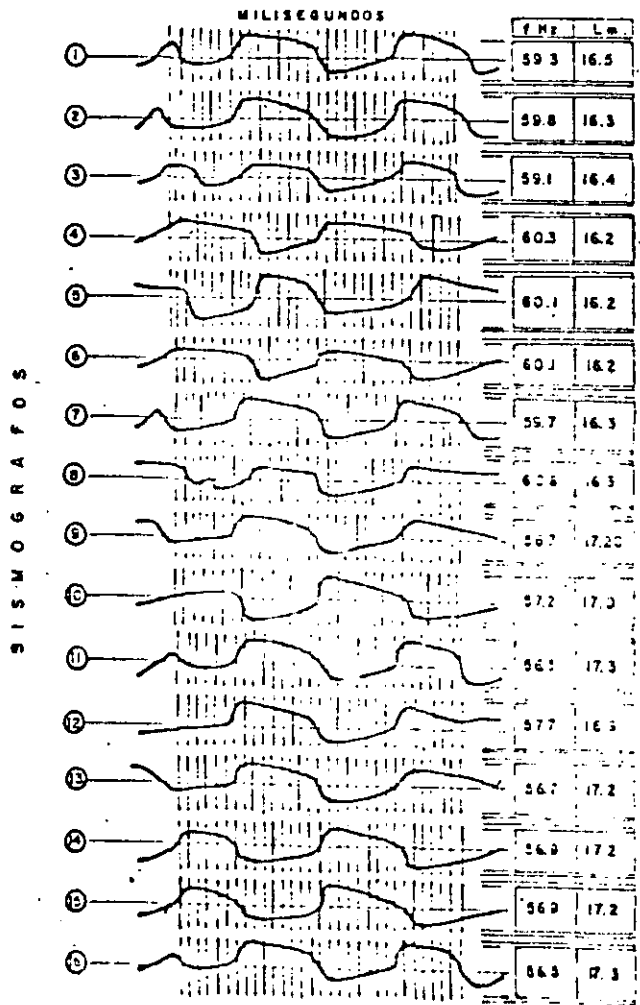
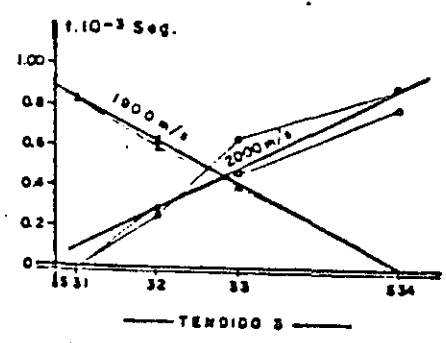
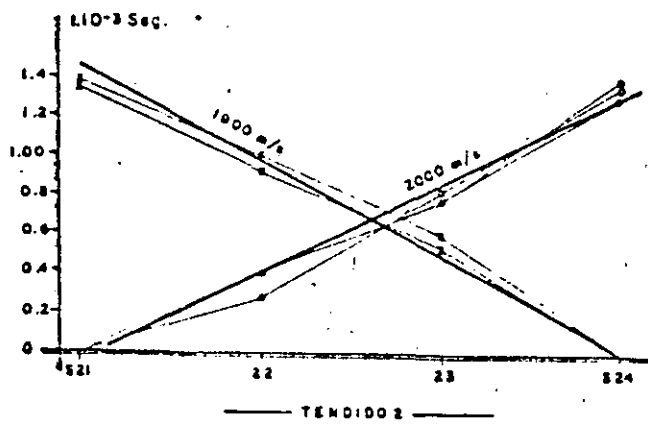


ESTUDIO DE LOCALIZACION
DE CAVERNAS NATURALES
O ARTIFICIALES

Ejemplo



**PILA CENTRAL
PUENTE XALOSTOC**
Velocidad concreto: 1850 m/s
ESCALA: 1/40



INTERNA O DINÁMICA DEL MATERIAL.

EL DIAGRAMA OBTENIDO DEPENDE DE TRES PUNTOS : DEL SISTEMA DE EXCITACIÓN, DEL SISTEMA DE RECEPCIÓN ASÍ COMO DE SU LIGA CON LA ESTRUCTURA Y DE LA ESTRUCTURA A IDENTIFICAR (FORMA, DIMENSIONES, CALIDAD DEL MATERIAL). PARA UN MODO OPERATORIO DEFINIDO Y UN RECEPTOR DADO, EL DIAGRAMA OBTENIDO A TRAVÉS DEL SISMOGRAMA SERÁ FUNCIÓN DE LA ESTRUCTURA Y DE ELLA SOLA. CONOCIENDO LA FRECUENCIA DE RESONANCIA DEL PILOTE Y LA VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS DEL MATERIAL CONSTITUTIVO, ES FÁCIL OBTENER SU LONGITUD.

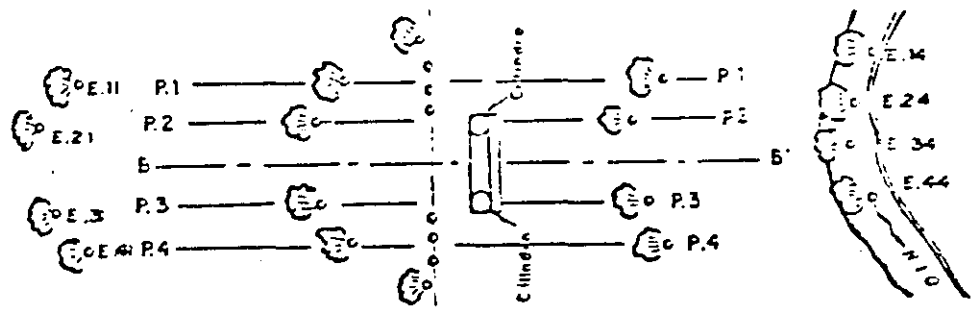
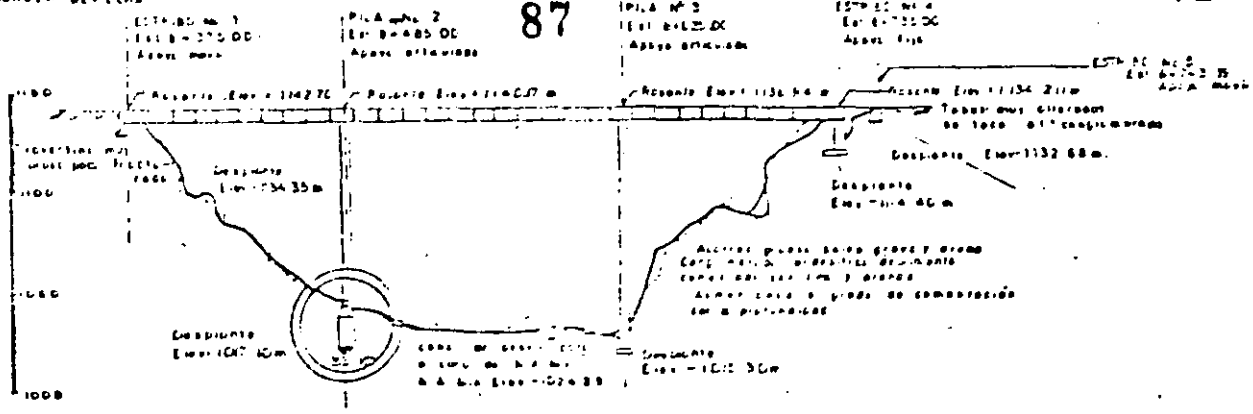
EN EL EJEMPLO CORRESPONDIENTE A ESTE CASO, SE EXPONEN LOS RESULTADOS OBTENIDOS.

8.- ESTUDIO DE CONSOLIDACIÓN DE TERRENO :

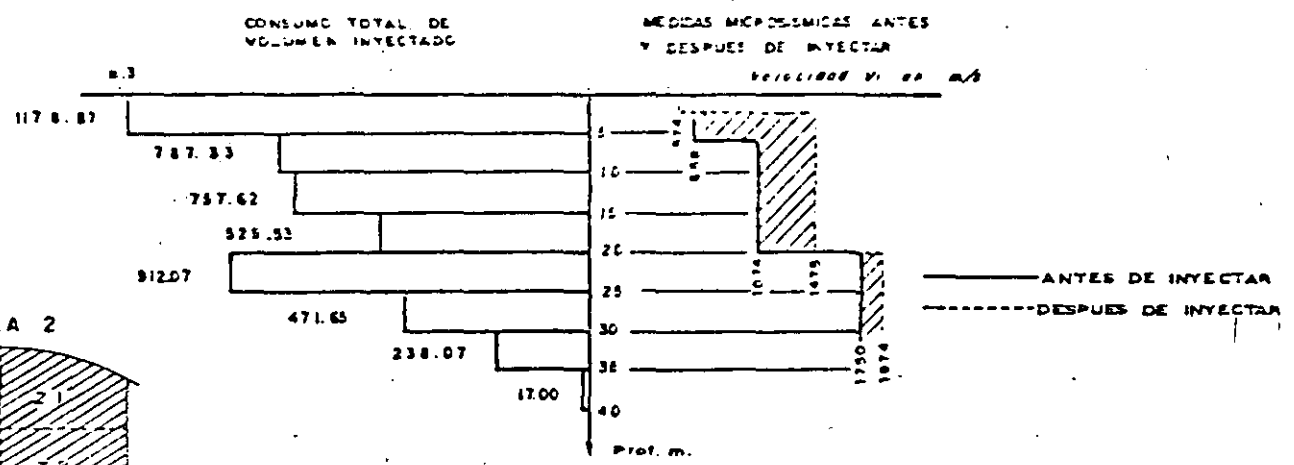
EL PUENTE MARIANO GARCÍA SELA, CONSTRUIDO PARA LA AUTOPISTA ORIZABA - CORDOBA, ESTADO DE VERACRUZ, PRESENTÓ, EN SU CRUCE SOBRE LA BARRANCA METLAC, PROBLEMAS EN SU CIMENTACIÓN POR LA ELEVADA KARSTICIDAD DE LA FORMACIÓN GEOLÓGICA EXISTENTE EN LAS LADERAS. EL ASEGURAR LA ESTABILIDAD CONTRA DESLIZAMIENTOS DE LOS TALUDES EN LA ZONA KÁRSTICA Y DE LA CIMENTACIÓN DEL PUENTE ANTE CARGAS Y MOVIMIENTOS HORIZONTALES, EN ESPECIAL EN LA PILA No.2, OBLIGÓ A EFECTUAR INYECCIONES DEL TIPO CEMENTO-PUZOLANA Y A VERIFICAR EL GRADO DE EFECTIVIDAD DE DICHA INYECCIÓN EN LA CONSOLIDACIÓN, SELLADO Y RIGIDEZ DE LA ROCA, PARA LO CUAL SE UTILIZÓ EL MÉTODO MICROSÍSMICO ENTRE OTROS.

LA TÉCNICA UTILIZADA PARA DEFINIR LAS CARACTERÍSTICAS DE KARSTICIDAD, DE DISCONTINUIDAD Y DE RÍGIDEZ EN LA FORMACIÓN ROCOSA, TANTO ANTES COMO DESPUÉS DEL INYECTADO, FUE PLANEADA Y EJECUTADA, COLOCANDO TENDIDOS SÍSMICOS DENTRO Y FUERA DE LOS CILINDROS DE CIMENTACIÓN CORRESPONDIENTES A LA PILA No.2, CUYAS CARACTERÍSTICAS SE ENSEÑAN EN LAS FIGURAS CORRESPONDIENTES.

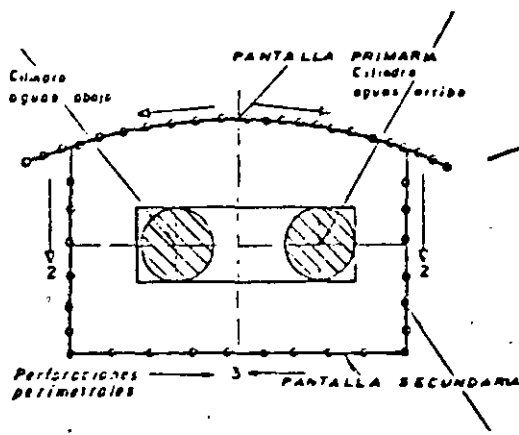
EN ESTAS MISMAS FIGURAS, SE PUEDE APRECIAR LA FORMA DE PROCEDER PARA EL INYECTADO Y LOS RESULTADOS A QUE SE LLEGARON.



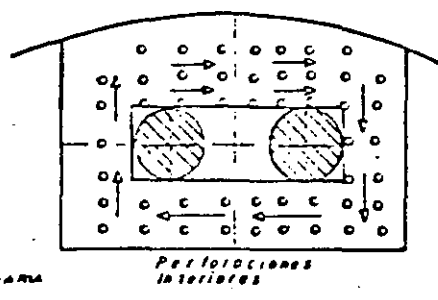
DISPOSICION DE LOS TENDIDOS DENTRO DE LA ZONA DE LA PILA 2



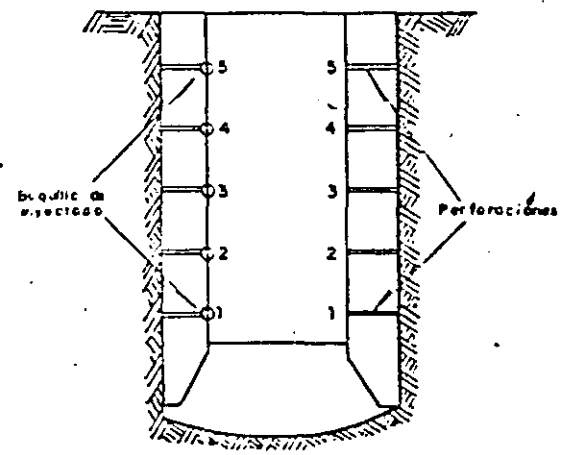
CONSUMO TOTAL DE INYECCION CON LECHADA CEMENTO-PUZOCANA



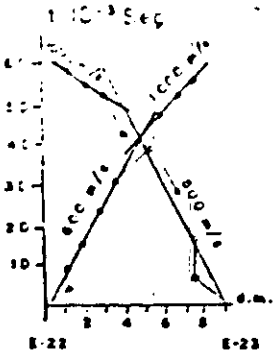
(a) PETAPA EXTERIOR



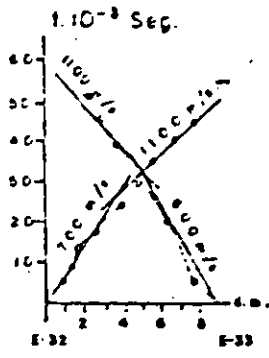
(b) 2ª ETAPA



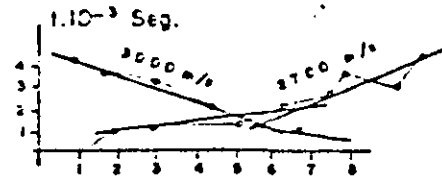
(c) 3ª ETAPA INTERIOR



Tendido P2

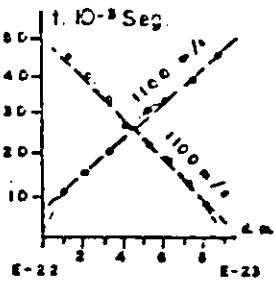


Tendido P3

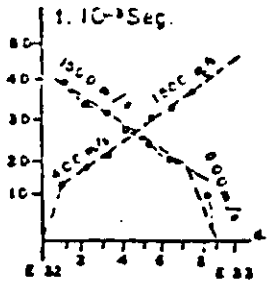


Tendido eje Long.
del Cilindro

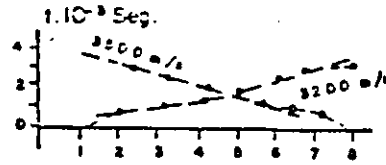
DROMOCRONICAS ANTES DE LA INYECCION



Tendido P2

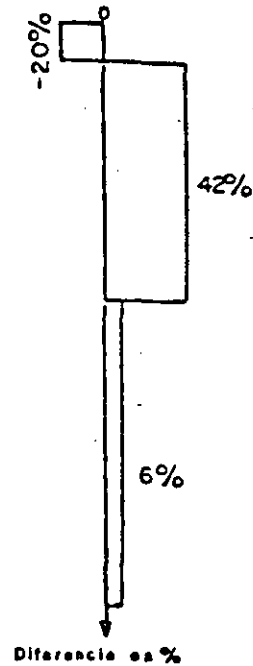
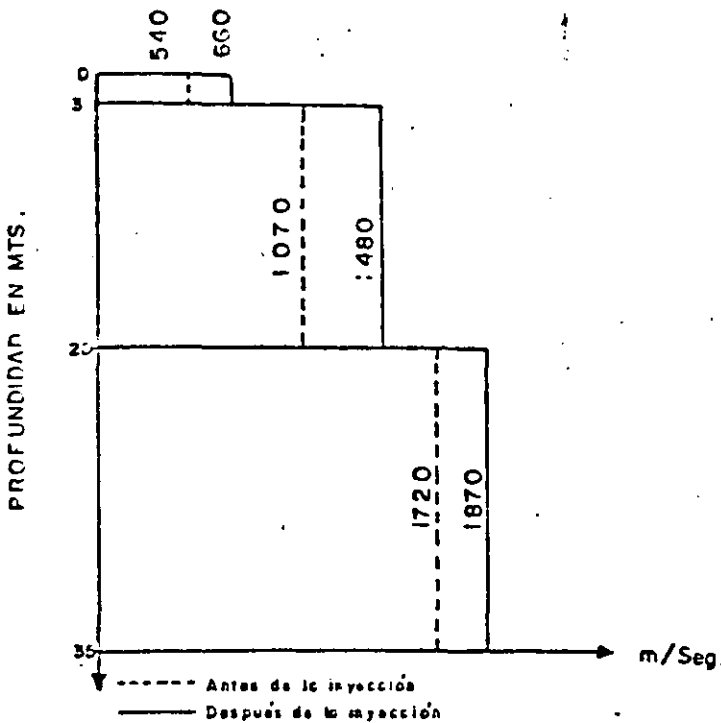


Tendido P3



Tendido eje Long.
del Cilindro

DROMOCRONICAS DESPUES DE LA INYECCION



VARIACION DE LAS VELOCIDADES DE PROPAGACION
CON LA PROFUNDIDAD.

CAPITULO VII :

COMENTARIOS SOBRE EL EMPLEO DE LA GEOFISICA

LA GEOFÍSICA APLICADA ES UN VALIOSO AUXILIAR PARA LOS ESTUDIOS DE CAMPO, EN CUANTO QUE ABASTECE DE INFORMACIÓN SOBRE LAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LOS MATERIALES QUE COMPONEN EL SUBSUELO. ES, ENTONCES, UNA APLICACIÓN DE CIENCIAS BÁSICAS, COMO SON LA FÍSICA, LA QUÍMICA O LAS MATEMÁTICAS, YA QUE LOS PRINCIPIOS EN QUE LA PROSPECCIÓN CIMENTA SU APLICACIÓN PROVIENEN DE CONCEPTOS BÁSICOS.

LOS CONCEPTOS TEÓRICOS QUE SE MANEJAN, EN GENERAL, CONSIDERAN CIERTAS CARACTERÍSTICAS DE HOMOGENEIDAD, ISOMORFISMO, ETC., QUE NO SIEMPRE ESTAN PRESENTES EN LOS MATERIALES QUE CONSTITUYEN EL TERRENO A EXPLORAR. SIN EMBARGO, ES LA PERICIA DEL INTERPRETE DE LOS DATOS LA QUE NOS LLEVARA A TRANSFORMAR LOS NÚMEROS A CONDICIONES GEOLÓGICAS DE UTILIDAD. NO DEBEMOS OLVIDAR QUE, A NIVEL DE APLICACIÓN, ES NECESARIO QUE LOS CONCEPTOS BÁSICOS ENCUENTREN UNA FORMA PRÁCTICA DE MANIFESTACIÓN.

A CONTINUACIÓN SE INDICA UNA TABLA ORIENTATIVA PARA LA ELECCIÓN DEL MÉTODO GEOFÍSICO EN FUNCIÓN DE LA ETAPA EN QUE SE ENCUENTRA UNA OBRA.

Métodos Geofísicos	Diferentes Etapas de una Obra			
	Ante Proyecto	Proyecto	Construcción	Conservación
Sísmica	necesaria como método base o auxiliar.	indispensable	indispensable	indispensable
Eléctrica	necesaria como método base o auxiliar	indispensable	necesaria a veces	necesaria a veces
Sensores remotos	aconsejables como método auxiliar	no	no	no
Termometría	no	aconsejable a veces	necesaria a veces	necesaria a veces
Trazadores	no	aconsejable a veces	necesarios a veces	no
Registros en pozo	no	necesarios todos o parciales	necesarios todos o parciales	no

Tabla orientativa para la elección del método geofísico en función de la etapa en que se encuentra una obra.

- 1.- CAMPBELL : FAULT CRITERIA, GEOPHYSICS, xxx - 6 - 1965.
- 2.- CARREÑO A, DE LA O. : GEOFÍSICA ELÉCTRICA - MÉXICO - 1947.
- 3.- UNIVERSIDAD DE VENEZUELA : DESARROLLO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS - CARACAS - 1967.
- 4.- DOBRIN, M.B. : INTRODUCCIÓN A LA PROSPECCIÓN GEOFÍSICA - OMEGA, S.A. - MÉXICO - 1960.
- 5.- HEILAND : GEOPHYSICAL PROSPECTING - PRENTIS HALL, INC. NEW YORK 1940.
- 6.- JAKOSKY, J.J. : EXPLORATION GEOPHYSICS - LOS ANGELES - 1950.
- 7.- LASFASGUES, P. : PROSPECTION ÉLECTRIQUE - MASSON - PARIS - 1957.
- 8.- OLHOVICH, V.A. : CURSO DE SISMOLOGÍA APLICADA, REVERTÉ - MÉXICO 1959.
- 9.- ORELLANA Y MOONEY : MASTER TABLES AND CURVES FOR VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING OVER LAYERED STRUCTURES -- INTERCIENCIA - MADRID - 1966.
- 10.- ROTHÉ, E. : GÉOPHYSIQUE THÉORIQUE ET APPLIQUÉE, G.V., PARIS - 1943.
- 11.- ROTHÉ, E. ET ROTHÉ, J.P. : PROSPECTION GÉOPHYSIQUE, TOMES 1 Y 2 G.V., PARIS - 1950 - 1952.
- 12.- PARANIS, D.S. : GEOFÍSICA MINERA, PARANINFO - MADRID - 1971.
- 13.- ORELLANA, E. : PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA EN CORRIENTE CONTINUA - MADRID - 1972.
- 14.- ORELLANA, E. : PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA POR CAMPOS VARIABLES, + MADRID - 1974.
- 15.- GRANT L. WEST : INTERPRETATION THEORY IN APPLIED GEOPHYSICS, - MAC GRAW - HILL - NEW YORK - 1965.

GEOFISICA APLICADA A LA MECANICA DE ROCAS
EN LAS OBRAS DE INGENIERIA CIVIL.

ING. R. VIGNAUD C.

1.- ANTECEDENTES Y GENERALIDADES :

EL CONOCIMIENTO DE LAS CARACTERÍSTICAS MECÁNICAS ESTÁTICAS Y DINÁMICAS DE LAS ROCAS "IN SITU" ASÍ COMO DE SU COMPORTAMIENTO HA LLEGADO A CONSTITUIR, ACTUALMENTE, UNA NECESIDAD INELUDIBLE PARA EL INGENIERO PROYECTISTA A FIN DE PODER DAR LOS VALORES ADECUADOS PARA CADA OBRA DE INGENIERIA CIVIL QUE SE CONSTRUYEN SOBRE ELLAS.

LA CONSTRUCCIÓN DE UNA OBRA DE INGENIERIA CIVIL PONE EN EVIDENCIA UN CONJUNTO DE MATERIALES HOMOGÉNEOS, TALES COMO EL CONCRETO O EL ACERO, CUYAS CARACTERÍSTICAS PERFECTAMENTE CONOCIDAS PERMITEN SENTAR LAS BASES DE UN CALCULO CON TODA SEGURIDAD.

EN CAMBIO, LOS MACIZOS ROCOSOS DE CIMENTACIÓN SON CONSTITUIDOS POR MATERIALES NATURALES COMPLEJOS CUYAS PROPIEDADES SON SUSCEPTIBLES DE VARIAR DENTRO DE UN AMPLIO RANGO DE VALORES. PARA INTEGRARLAS EN EL CÁLCULO DE UNA OBRA, GENERALMENTE, EL CALCULISTA SE APOYA SOBRE HIPÓTESIS SIMPLIFICADAS E INTRODUCE COEFICIENTES DE SEGURIDAD MUY IMPORTANTES.

A FIN DE PODER ELIMINAR LAS HIPÓTESIS SIMPLIFICADAS Y CAMBIARLAS POR DATOS REPRESENTATIVOS, ES NECESARIO TENER EN CUENTA LA COMPLEJIDAD DEL MACIZO ROCOSO.

LOS ESTUDIOS DE UN PROYECTO DE CIMENTACIÓN DEBEN TENER EN CUENTA LA DEFINICIÓN DE LAS DIFERENTES HETEROTROPIAS Y ANISOTROPIAS, NATURALES DEL MACIZO ROCOSO ASÍ COMO LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS DIFERENTES MATERIALES QUE LO CONSTITUYEN.

LAS HETEROTROPIAS NATURALES DE LOS MACIZOS ROCOSOS CORRESPONDEN A LAS VARIACIONES LITOLÓGICAS LIGADAS POR UNA PARTE AL TIPO DE FORMACIÓN DE LA ROCA Y POR OTRA A LOS FENÓMENOS SUPERFICIALES DE DE - COMPRESIÓN Y DE ALTERACIÓN.

LAS ANISOTROPIAS SON LAS CONSECUENCIAS DE LA ESTRUCTURA DE LA ROCA Y DE LAS DIRECCIONES DE DISCONTINUIDAD DEL MACIZO, TALES COMO JUNTAS DE ESTRATIFICACIÓN, ESQUISTOSIDAD, DIACLASADO, FALLAS, ETC.

DE LO ANTERIOR, ES INDISPENSABLE REALIZAR "IN SITU" ENSAYOS PARA ESTUDIAR EL COMPORTAMIENTO DEL MACIZO ROCOSO, EN SU CONJUNTO, INCLUYENDO ASÍ TODAS LAS ANOMALÍAS NATURALES EXISTENTES.

LOS ENSAYOS "IN SITU" SON DE DOS TIPOS; SE REALIZAN A DOS ESCALAS Y EN DOS ETAPAS DIFERENTES.

EL PRIMER ENSAYO "IN SITU" SE REALIZA EN CONJUNTO CON LA ETAPA DEL ANTEPROYECTO O DEL ESTUDIO DE FACTIBILIDAD DE LA FUTURA OBRA A CONSTRUIR. ADEMÁS DE LAS OBSERVACIONES GEOLÓGICAS SUPERFICIALES, - ANÁLISIS DE FOTOGRAFÍAS AÉREAS Y TERRESTRES, SONDEOS Y GALERIAS DE - OBSERVACIÓN, ETC, ES INDISPENSABLE EJECUTAR UN ESTUDIO GEOFÍSICO DE - CONJUNTO. DICHO ESTUDIO SIRVE DE COMPLEMENTO AL GEOLÓGICO Y PERMITE - DE INTEGRAR LOS DATOS OBTENIDOS A PARTIR DE LAS PERFORACIONES Y GALE- RIAS. ASÍ SE TIENE UNA MEJOR SEGURIDAD PARA UBICAR DEFINITIVAMENTE LA OBRA.

UNA VEZ DEFINIDO EL PROYECTO Y EL LUGAR DONDE SE REALIZARÁ LA OBRA, PARALELAMENTE A SU CONSTRUCCIÓN, SE EJECUTA UN SEGUNDO ESTUDIO "IN SITU" QUE CONSISTE EN AFINAR LOS DIFERENTES PARÁMETROS REFERENTES AL MACIZO ROCOSO; PARAMETROS QUE PERMITIRÁN HACER COLABORAR DICHO MACIZO A LA ESTABILIDAD DE LA OBRA.

2.- PROBLEMAS POR RESOLVER:

LOS PRINCIPALES PROBLEMAS POR RESOLVER EN EL CASO DE UN ESTUDIO DE CIMENTACIÓN DE CUALQUIER OBRA SON LA ESTABILIDAD DE ELLA Y LA

DEFORMABILIDAD DE LA BASE SOBRE LA CUAL DESCANZARÁ. POR ESTAS RAZONES, EL CONOCIMIENTO FÍSICO DEL APOYO ROCOSO PERMITIRÁ RESOLVER ESTOS PROBLEMAS.

EN LA PRIMERA ETAPA (ANTEPROYECTO) ES NECESARIO DETERMINAR EL ESPESOR DE LAS COBERTURAS SUPERFICIALES, LA DELIMITACIÓN DE LAS ZONAS DE ROCAS ALTERADAS Y/O DECOMPRIMIDAS, LA POSICIÓN EN PROFUNDIDAD DE LOS CONTACTOS LITOLÓGICOS, LA DIFERENCIACIÓN ENTRE CONJUNTOS ROCOSOS DIFERENTES Y EVENTUALMENTE SUS ESTRUCTURAS RESPECTIVAS ASÍ COMO UNA ORIENTACIÓN SOBRE EL VALOR DE LOS COEFICIENTES ELÁSTICOS DINÁMICOS.

EN LA SEGUNDA ETAPA (PROYECTO DEFINITIVO) SE AFINARÁN PARÁMETROS TALES COMO ESPESORES DE ZONAS DECOMPRIMIDAS, ZONAS DÉBILES COMO CONSECUENCIA DE FRACTURACIÓN O FALLAS, ETC., DÁNDOLES UN VALOR CUANTITATIVO A CADA ZONA POR MEDIO DE EXPLORACIONES DIRECTAS "IN SITU" A BASE DE PERFORACIONES, SOCAVONES, CALICATAS, ETC., A FIN DE PODER APLICAR LOS MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN ESTÁTICOS Y DINÁMICOS.

EN EL CASO DE UNA CIMENTACIÓN AL AIRE LIBRE O SUPERFICIAL, LOS ASPECTOS RELATIVOS AL ESPESOR DE LAS FORMACIONES SUPERFICIALES Y LA DELIMITACIÓN DE ZONAS ALTERADAS O DECOMPRIMIDAS PREVALECE.

EN EL CASO DE UNA CIMENTACIÓN SUBTERRÁNEA, LOS ASPECTOS DE PERFORACIÓN Y EXCAVACIÓN, ASOCIADOS A LA POSICIÓN DE LAS DIACLASAS CON LA ORIENTACIÓN DE LA OBRA, PREDOMINAN.

EN EL CASO DE UNA EXCAVACIÓN DEL TIPO DE EXPLOTACIÓN DE CANTERA, LA ROTURA DEL MATERIAL Y SU VOLUMEN TOTAL DISPONIBLE ES UNO DE LOS PROBLEMAS PRINCIPALES A RESOLVER.

3.- ENSAYOS REALIZADOS "IN SITU" Y APARATOS EMPLEADOS :

PARA PODER APORTAR VALORES REPRESENTATIVOS AL CÁLCULO DE LA CIMENTACIÓN DE UNA OBRA, ES NECESARIO CONOCER Y DETERMINAR CUALITATIVA Y CUANTITATIVAMENTE EL MAYOR NÚMERO DE PARÁMETROS DESCONOCIDOS DEL MACIZO ROCOSO.

LOS MÉTODOS QUE PERMITEN DETERMINAR LOS PARÁMETROS FÍSICOS SON DE DOS TIPOS: LOS ESTÁTICOS Y LOS DINÁMICOS.

A).- MÉTODOS ESTÁTICOS :

SE AGRUPAN BAJO ESTA DENOMINACIÓN LOS MÉTODOS DE ENSAYOS Y MEDICIONES QUE UTILIZAN PRESIONES IMPUESTAS DURANTE UN PERIODO DE TIEMPO VARIABLE, GENERALMENTE LARGO, DESDE UNOS MINUTOS HASTA HORAS Y EN ALGUNOS CASOS DÍAS.

ESTO PERMITE PONER EN EVIDENCIA DEFORMACIONES DIFERIDAS Y ESTUDIAR EL COMPORTAMIENTO BAJO PRESIONES MUY DIVERSAS QUE PUEDEN REBASAR CONSIDERABLEMENTE LAS DE TRABAJO, PREVISTAS PARA LA OBRA.

EN LA MAYORÍA DE LOS CASOS, LOS RESULTADOS SON OBTENIDOS A PARTIR DE GATOS HIDRÁULICOS POR MEDIO DE PLACAS RÍGIDAS O FLEXIBLES, CUYAS DIMENSIONES VARÍAN DESDE DECENAS DE CENTÍMETROS CUADRADOS HASTA UN METRO CUADRADO, O BIEN A PARTIR DE GATOS PLANOS INJERTADOS EN UN CORTE PRE-EXISTENTE, CUYAS DIMENSIONES PUEDEN VARIAR ENTRE DECENAS DE CENTÍMETROS CUADRADOS Y HASTA DE DIEZ METROS CUADRADOS, PUDIENDO TRANSMITIR PRESIONES DEL ORDEN DE VARIAS DECENAS DE MILES DE TONELADAS.

LA INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS ENSAYES PRESENTA PROBLEMAS PARA LA EVALUACIÓN DE LA INFLUENCIA DE LA DECOMPRESIÓN DE LA SUPERFICIE DE LOS ENSAYOS Y LAS HIPÓTESIS SOBRE LA DISTRIBUCIÓN DE LOS ESFUERZOS AL INTERIOR DEL MACIZO ROCOSO.

LOS ENSAYOS SOBRE SUPERFICIE PREPARADA MECÁNICAMENTE SON MUCHO MÁS REPRESENTATIVOS QUE LOS REALIZADOS A PARTIR DE SOCAVONES ABIERTOS CON AYUDA DE EXPLOSIVOS.

EN ESTE TIPO DE PRUEBAS, LAS CARACTERÍSTICAS ESENCIALES SON :

- LA SUPERFICIE : SEGÚN SI SE TRATA DE PLACAS RÍGIDAS O DEFORMABLES, PARA LA REPARTICIÓN DE LOS ESFUERZOS.

- LA PRESIÓN DE ENSAYO.
- LAS DEFORMACIONES OBTENIDAS.
- EL TIEMPO EMPLEADO ENTRE OPERACIONES DE MEDICIÓN.

B).- MÉTODOS DINÁMICOS :

SE AGRUPAN BAJO ESTA DENOMINACIÓN TODOS LOS MÉTODOS QUE EMPLEAN ESFUERZOS RÁPIDAMENTE VARIABLES, PRODUCIDOS POR VIBRACIONES U ONDAS ELÁSTICAS.

LAS PARTICULARIDADES DE ESTOS MÉTODOS, AUNQUE MUY IMPORTANTES EN LAS APLICACIONES PRÁCTICAS, ADEMÁS DE LA MEDICIÓN DE LAS VELOCIDADES DE ONDAS LONGITUDINALES Y TRANSVERSALES, ESTÁN INTIMAMENTE LIGADAS A LAS CARACTERÍSTICAS DEL FENÓMENO VIBRATORIO Y A LAS CONDICIONES DE PROPAGACIÓN.

EL ORIGEN DE LAS VIBRACIONES PUEDE SER DISCONTINUADO, CON PRODUCCIÓN DE MOVIMIENTOS AISLADOS (GRUPOS DE ONDAS) O BIEN CONTINUO. PARA EL PRIMER CASO, EL MÁS USUAL, LA EXCITACIÓN SE PRODUCE POR MEDIO DE EXPLOSIVOS O MECANICAMENTE. EL SEGUNDO CASO CORRESPONDE AL EMPLEO DE UNA FUENTE VIBRATORIA (MECÁNICA O ELECTRÓNICA) CUYA ENERGÍA Y FRECUENCIA PUEDEN REGULARSE.

EL NIVEL DE ENERGÍA Y COMO CONSECUENCIA LA AMPLITUD PARA CADA FRECUENCIA, TIENE UNA INFLUENCIA CONSIDERABLE SOBRE EL RÉGIMEN DE PROPAGACIÓN.

CONVIENE HACER NOTAR QUE LAS EXCITACIONES CON ENERGÍA SOBREPASADA PUEDEN PROVOCAR ESFUERZOS SOBRE LA ROCA QUE REBASE LOS LÍMITES DE RESISTENCIA Y SE ABRAN FISURAS. ESTE TIPO DE VIBRACIONES SE PROPAGA CON CELERIDADES DIFERENTES DE LAS ONDAS ELÁSTICAS, A CAUSA DE LA ROTURA Y RECOLOCACIÓN DE LA ROCA "IN SITU".

PARA NIVELES DE ENERGÍA MUY BAJOS, SE PRODUCE EN LA PRÁCTICA UNA DIFRACCIÓN DE ESA ENERGÍA Y LAS ONDAS Y FRECUENCIAS CARACTERÍS-

TICAS DE UN CIERTO TIPO LLEGAN A PROPAGARSE MÁS ALLÁ DE LÍMITES ALCANZADOS POR OTRAS ONDAS. ES EL CASO DE LAS ONDAS TRANSVERSALES DE CELERIDAD V_C QUE SE PROPAGAN MUCHAS VECES MÁS ÁLLA DE LAS ONDAS DE COMPRESIÓN DE CELERIDAD V_L , EN UNA ROCA MUY SANA.

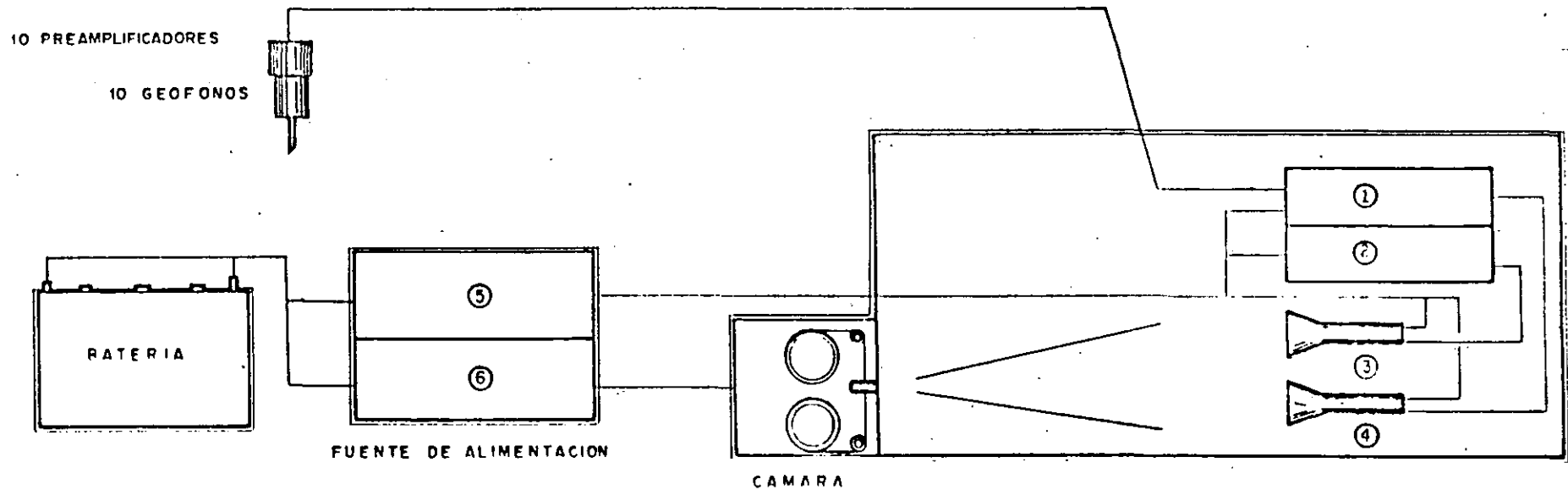
LA FIGURA 1 MUESTRA EL ESQUEMA DE PRINCIPIO DE UN EQUIPO PARA REALIZAR ESTA CLASE DE MEDICIONES. CON SU AUXILIO SE PUEDEN REGISTRAR FOTOGRAFICAMENTE O SOBRE PAPEL SENSIBLE, LOS VALORES DE TIEMPO DE LAS ONDAS QUE SE PROPAGAN EN EL MATERIAL ESTUDIADO Y CALCULAR, A PARTIR DE LOS REGISTROS, LAS VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN, FRECUENCIAS Y AMPLITUDES DE LAS DISTINTAS OSCILACIONES.

DENTRO DE CIERTOS LÍMITES DE APROXIMACIÓN, ES POSIBLE ESTABLECER LAS RELACIONES MATEMÁTICAS DE PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS PRODUCIDAS POR LA PERTURBACIÓN Y LOS MODULOS DE ELASTICIDAD Y DE RIGIDEZ DEL MATERIAL. UTILIZANDO ESTAS RELACIONES MATEMÁTICAS, A PARTIR DE LAS VELOCIDADES DE LAS ONDAS DE PROPAGACIÓN POR COMPRESIÓN Y POR ESFUERZOS CORTANTES, RESPECTIVAMENTE, ES POSIBLE CALCULAR EL VALOR DE LOS MODULOS CORRESPONDIENTES.

ESTE MÉTODO TIENE TAMBIEN LA VENTAJA DE PERMITIR LA DETERMINACIÓN DE LA FORMA Y DIMENSIONES DE LOS SÓLIDOS, EN LOS CUALES SE PROPAGAN LAS ONDAS, TENIENDO EN CUENTA LAS REFRACCIONES Y REFLEXIONES QUE SE MUESTRAN EN ELLAS.

AUNQUE EN PRINCIPIO, EL MÉTODO PARECE PODER APLICARSE A LA MAYOR PARTE DE LOS PROBLEMAS DE MECANICA DE ROCAS, PRESENTA ALGUNAS LIMITACIONES IMPORTANTES. EN PRIMER LUGAR, PROPORCIONA SOLAMENTE LAS CARACTERÍSTICAS DEL ESTADO ACTUAL DE LOS MATERIALES, LO CUAL OBLIGA A TENER MUY EN CUENTA LA POSIBLE MODIFICACIÓN DE LOS MISMOS POR CARGAS IMPORTANTES O POR EVOLUCIÓN DE SU NATURALEZA. POR OTRA PARTE, COMO INTERVIENEN EN LOS CALCULOS LAS CARACTERÍSTICAS DE FORMA DE LOS ELEMENTOS, SI ESTAS CARACTERÍSTICAS NO SE CONOCEN CON SUFICIENTES PRECISIÓN, SE PUEDE INCURRIR EN ERRORES IMPORTANTES EN LOS RESULTADOS. LOS ERRORES DE CALCULOS, EN LOS CASOS EN QUE SE APLICAN LAS FÓRMULAS GENERALES DE UN MACIZO INDEFINIDO PUEDEN SUPERAR EL 40%.

ESQUEMA SIMPLIFICADO DEL EQUIPO DE REGISTRO SISMICO



- ① - MODULO DE AMPLIFICACION
- ② - MODULO DE BASE DE TIEMPOS
- ③ - 10 TUROS DE RAYOS CATODICOS

- ④ - TURO BASE DE TIEMPOS
- ⑤ - MODULO DE ALIMENTACION
- ⑥ - MODULO DE REGULACION CAMARA

4.- CONCLUSIONES :

EL EMPLEO DE AMBOS MÉTODOS "IN SITU" PERMITE APORTAR DATOS CONCRETOS SOBRE EL MACIZO ROCOSO PARA EL CALCULO DEL PROYECTO.

LA UTILIZACIÓN DE ESTOS MÉTODOS, EN CUALQUIER TIPO DE EXCAVACIÓN EN ROCA, SOBRETUDO EN TÚNELES Y EXCAVACIONES SUBTERRÁNEAS, DA INFORMACIONES IMPORTANTES PARA EL PROYECTO Y LA EJECUCIÓN DEL REVESTIMIENTO DE LAS PAREDES, PERMITE ADEMÁS DEFINIR LA ZONA DE VALIDEZ DE LOS ENSAYOS MECÁNICOS Y SE COMPLETAN MUY ÚTILMENTE CON ELLOS.

CON ESTOS PROCEDIMIENTOS, LAS MEDICIONES TÉCNICAS SUBSTITUYEN AL EMPIRISMO DE LAS APRECIACIONES Y PERMITEN UNA MAYOR SEGURIDAD PARA LAS OBRAS. AL MISMO TIEMPO ESTAS INVESTIGACIONES SON SUSCEPTIBLES DE PERMITER ECONOMÍAS CONSIDERABLES PARA EL TIPO DE OBRAS QUE SE PROPONE CONSTRUIR, DISMINUYENDO LOS "COEFICIENTES DE INCERTIDUMBRES" A FAVOR DE LOS DE SEGURIDAD O DE RIESGO.

NUMEROSAS APLICACIONES DE ESTOS MÉTODOS HAN SIDO YA REALIZADAS TANTO PARA OBRAS SUPERFICIALES COMO SUBTERRÁNEAS, ASÍ COMO PARA EL CONTROL DEL ESTADO DE REVESTIMIENTOS, DEL EFECTO DE LOS TRATAMIENTOS DE TERRENO POR INYECCIONES Y PARA LA EVOLUCIÓN DE UN MACIZO ROCOSO CON EL TIEMPO.

Méthode de mesure in-situ concernant l'évolution de la stabilité des massifs rocheux

The in-situ measuring method concerning the evolution of the stability of the rocks

Messungsmethoden in-situ die der Entwicklung der Beständigkeit der Gebirgen antreffen

par J. J. RIVET
et R. VIGNAUD

Société de Recherches Géophysiques, Paris

Resumé

Cette méthode est basée sur la variation de la célérité des ondes et l'observation des ébranlements naturels dans un milieu rocheux. Elle permet d'obtenir des renseignements d'une manière immédiate et suffisante pour prévenir un phénomène nuisible à la stabilité d'un massif rocheux. Après avoir décrit rapidement les bases physiques et expérimentales utilisées, on indique des exemples concrets illustrant cette méthode de mesure et son interprétation.

Summary

This method is based on the variation of the celerity of waves and on the observation of natural jerks in a rock mass. It makes it possible to obtain informations in an immediate and sufficient way so as to prevent a damaging phenomenon to the stability of the rocks. After having described very quickly the physical and experimental bases used, the Authors present concrete examples with illustrations of this measuring method and its applications.

Zusammenfassung

Diese Methode ist auf dem Wechsel der Schnelligkeit der Wellen und auf der Beobachtung der natürlichen Ausbrüche in einer felsigen Gegend gegründet. Sie erlaubt sofort genügend Auskunft und Erklärungen zu erhalten, um einen nachteiligen Phänomen zur Beständigkeit eines Gebirges zu verhüten. Nachdem man kurz die angewendeten physischen und experimentellen Basis beschrieben hat, gibt man konkrete Beispiele, die diese Messungsmethode und seine Auslegung erleuchteten.

I. Introduction

La définition d'un site, dans la nature, destiné à l'implantation d'un ouvrage de génie-civil, oblige la plupart du temps à excaver le terrain de surface. Cette excavation dépend du type d'ouvrage à construire mais également de l'état et de la nature du terrain rencontré à l'emplacement choisi. Elle peut être plus ou moins importante.

Lorsque l'excavation à effectuer se situe sur un versant (ce qui est le cas pour les barrages, tunnels, canaux d'adduction d'eau, carrières, par exemple), le problème de la stabilité de ce versant prend une acuité réelle, importante. Le fait de rompre l'équilibre naturel, souvent limite, du massif en pente aura tendance à produire des dislocations ou des ruptures dans des conditions fixées par la cohésion et l'angle de frottement du massif ainsi que par ses caractéristiques rhéologiques: viscosité interne, limite plastique.

II. But de la méthode de mesure

Le massif rocheux dans les zones environnant l'excavation effectuée, tend à reprendre une situation d'équilibre. Pour cette raison la qualité du massif va varier. La décompression, le drainage, du versant vont aider à cette évolution. Les diaclases et lithoclases vont avoir tendance à jouer et à s'ouvrir. Si la fracturation se trouve dans le plan privilégié choisi pour effectuer l'excavation, toute la masse de

roche, située à une cote supérieure au niveau bas des déroctages réalisés, pourrait se mettre en mouvement. Cette masse évolue d'abord d'une manière qu'on pourrait appeler microscopique, avec remaniements internes de sa structure. Le but de la méthode que nous examinons dans cette communication est de renseigner sur la présentation de ce phénomène et le développement ultérieur du processus qui peut conduire aux éboulements ou accidents analogues.

III. Bases physiques des méthodes utilisées

Le phénomène physique du remaniement interne de la structure du rocher commence par des microfissurations des éléments solides soumis aux plus forts cisaillements avec un minimum de pression normale au plan de coupure.

Dès que les micromouvements permettent un élargissement des fissures, des mouvements de l'eau interstitielle se déclenchent, puis le phénomène peut s'accélérer plus ou moins vite suivant la nature de la roche ou la présence d'argile dans les diaclases, par suite d'une crue ou d'une période pluvieuse.

D'autre part l'instabilité peut être accentuée par d'autres phénomènes d'origine mécanique (tels que gros déroctages, exploitation de carrières, passages d'engins pesants à proximité de l'excavation, etc.) qui auraient tendance à activer d'une manière sensible l'évolution du remaniement par l'imposition de surcharges momentanées.

Les ruptures internes se groupent sélectivement sur les éléments plus chargés et plus fragiles, et seulement dans des stades ultérieurs du phénomène, agissent sur des éléments plus déformables. Ces derniers arrivent normalement à se redistribuer les charges internes plus uniformément et, lorsque la rupture est atteinte, ils le font avec des ensembles plus importants. Cette progression du phénomène arrive finalement à l'éboulement ou l'effondrement.

La rupture des éléments fragiles libère une énergie [1] qui produit des contraintes rapidement variables à l'intérieur du massif. Ces contraintes [2] produisent des ondes élastiques dont l'énergie, d'après [1], est proportionnelle à :

$$\epsilon = K \cdot S \cdot \left(1 + \mu \cdot \frac{\sigma}{\tau}\right) \quad (1)$$

où K est une constante en rapport avec la compacité et μ une autre en rapport avec l'angle de frottement interne. S , σ et τ représentent la surface soumise au cisaillement, et des quantités proportionnelles aux efforts internes, normal et de cisaillement.

Si l'on tient compte des caractéristiques rhéologiques rigidité et viscosité interne telles qu'indiquées sur [2] et [3] on déduit que les intensités isolées des ondes élastiques de chaque ébranlement produit par les ruptures internes sont proportionnelles à :

$$i = A \cdot f_1(\tau) \cdot f_2(\mu) \cdot K \cdot S \cdot \left(1 + \mu \cdot \frac{\sigma}{\tau}\right) \quad (2)$$

où :

$$\tau = \text{rigidité} = \frac{E}{2(1+\sigma)} \quad \mu = \text{viscosité interne instantanée}$$

$A = \text{coefficient de forme géométrique}$

$f_1, f_2 = \text{fonctions de } \tau \text{ et } \mu ; f_1 \text{ est croissante avec } \tau \text{ et } f_2 \text{ croissante avec } \mu$.

Le processus normal de rupture correspond logiquement à un accroissement progressif dans le temps des intensités i , au fur et à mesure que les sections $K \cdot S$ effectivement coupées prennent de l'importance, et, dans les massifs rocheux avec $f_2(\mu)$ normale ou élevée, a une montée en

fréquence en raison de la concentration plus rapide des efforts comme suite de leur plus grande importance.

D'autre part les phénomènes de remaniement interne produisent un effet de dilatance [4] qui modifie la compacité et réduit la valeur du coefficient K dans les formules (1) et (2) ainsi que les célérités des ondes et la rigidité τ . Cela permet d'identifier les zones qui ont été soumises au phénomène précédant la rupture même s'il est arrêté en cours d'évolution par l'apparition d'une stabilisation tel qu'un soutènement, revêtement, remblai, ou autre.

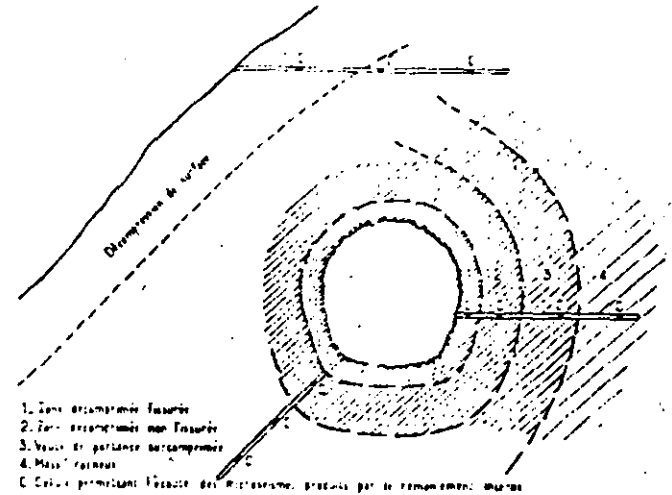


Fig. 2 — Application de la méthode à un tunnel

Sur ces bases sont établies les deux méthodes d'auscultation que nous considérons dans ce travail. Des recherches avec ondes élastiques (sismiques ou cohérentes) on déduit les zones anormalement décompensées susceptibles de correspondre à des phénomènes de remaniement progressif. Ceci constitue une première recherche.

L'étude des ébranlements spontanés du massif et de son évolution donne des indications plus importantes sur l'existence et l'activité des remaniements, deuxième type de recherches qui complète la méthode.

Pour l'application de la méthode d'étude des micro-ébranlements spontanés, il est indispensable d'opérer, lors d'une étude préliminaire, avec un appareillage dont les possibilités d'enregistrement seront suffisamment vastes pour permettre l'étude de phénomènes, dont les fréquences peuvent varier de plusieurs hertz à quelques 20.000 hertz, de préférence équipé d'un oscillographe enregistreur et un enregistreur sur bande magnétique.

Le choix a priori des capteurs pour cette opération est assez délicat. Il est préférable d'utiliser des géophones à cristaux, à réluctance et solénoïde mobile, avec différentes courbes de réponse, pendant l'étude préliminaire, avant de fixer un choix.

Suivant le problème, la méthode peut être employée d'une façon continue, dans le cas où les risques d'instabilité sont à craindre, ou par intermittence lorsqu'il s'agit de la surveillance d'un phénomène qui pourrait présenter des risques pour l'avenir.

Lorsqu'il s'agit d'écoule discontinue, la première période de reconnaissance doit être suffisamment longue (de 1 à plusieurs jours) pour ne pas prendre le risque de manquer une période de remaniement.

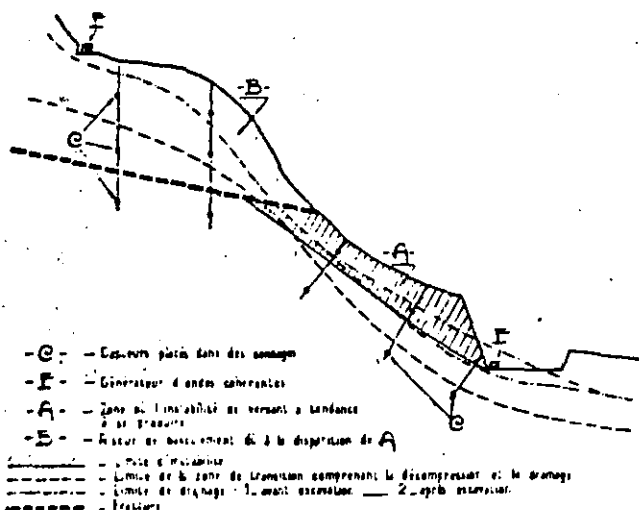


Fig. 1 — Principe de la méthode de mesure

IV. Application des méthodes de mesures concernant l'évolution de la stabilité

Dans la première partie de la méthode basée sur la variation des vitesses de propagation, il est indispensable d'opérer avec un appareillage permettant d'enregistrer les deux ondes α et β chaque fois que les conditions le permettent. Afin d'éliminer toute cause d'erreur, ou modifications dues aux corrections postérieures aux mesures, il est souhaitable d'opérer à l'aide de capteurs, scellés en points fixes, judicieusement choisis, après une première étude définissant l'état géotechnique du versant [5]. Les câbles reliant les capteurs à l'appareil enregistreur pourront être également mis en place définitivement et réunis en un même point, facilitant ainsi l'opération d'enregistrements successifs pour observer l'évolution.

L'émetteur d'ébranlements peut être un générateur d'un train d'ondes isolées, créé, soit par un coup de masse mue manuellement, soit par le choc d'un poids, soit par une petite explosion à la dynamite. Actuellement (voir autres communications à ce Congrès) les ébranlements des émissions discontinues peuvent être remplacés par un générateur d'ondes cohérentes. Ce générateur est assez puissant pour effectuer des enregistrements sur des bases atteignant quelques quatre vingt à cent vingt mètres. Nous pensons que l'appareillage est suffisamment au point actuellement, pour autoriser un progrès très sensible dans ce genre d'auscultation.

La méthode des mesures de l'évolution des vitesses pour l'étude des versants, des fondations et des revêtements de tunnel a été utilisée par la Société de Recherches Géophysiques depuis une dizaine d'années sur de nombreux ouvrages (*).

Pour une surveillance systématique il y a intérêt à disposer soit d'un enregistreur continu à bande magnétique réexaminée par la suite, soit d'un trémomètre, appareil permettant l'enregistrement, à l'aide d'un compteur, d'ébranlements dépassant un seuil défini lors d'études préliminaires.

Pour l'application de ces appareils, le nombre de points d'auscultation doit être suffisamment élevé pour permettre une interprétation fidèle. En effet, les trémomètres sont placés dans la zone à étudier, protégés spécialement, mais sans surveillance. De nombreux ébranlements parasites peuvent affecter les données fournies par ces capteurs, (proximité d'une route et effet de tempête sur des arbres ou structure proche, animaux sauvages, etc.).

Si le nombre d'appareils est suffisamment grand, par exemple, de l'ordre de 6 à 12, et les positions judicieusement variées et choisies, il sera relativement aisé de séparer la partie des données dues aux phénomènes parasites de celles dues aux macro-séismes.

Bibliographie

- [1] DENEGAL H. G. — *The significance of some properties of rock in relation to the problems of rockbursts in deep mining*, Service des Mines, Victoria, S. A.
- [2] SEZAWA K. — *Elastic waves formed by local stress changes of different rapidities*, Bull. Earthq. Research Hist., Tokyo, Vol. 14 1936.
— SEZAWA, K. and KANSAI, K. — *Elastic waves formed by local stress changes of different rapidities*.
- [3] BOLLO M. F. — *Influencia de las características tectónicas de un macizo rocoso en el desarrollo del proceso de rotura*, R. O. P., Madrid, 1960.
- [4] MENK — *Distances, rock mechanics and engineering geology*, 1966.
- [5] BOLLO M. F. — *Zones décomprimées et altérées des versants à forte pente*, Geologie und Bauwesen, 1961.

En complément à consulter

- KARL TERZAGHI — *Stability of steep slopes on hard unweathered rock*, Geotechnique, Décembre 1962.
LEOPOLD MUELLER et KLAUS W. JOHN — *Récent — Development of stability studies of steep rock slopes in Europe*, Transactions, Septembre, 1963.

(*) Notamment en France: Roselend, Avene, St-Cassien, Alésani, Roujanel, Tunnel du Mont Blanc, et à l'étranger: Belesar, etc.

Méthode de recherche sur le comportement des massifs rocheux fissurés

A method to investigate the behaviour of fissured rock masses

Nachforschungsmethode über das Verhalten der rissigen Gebirge

par M. F. BOLLO
et R. VIGNAUD

Société de Recherches Géophysiques, Paris

Résumé

On décrit l'utilisation d'une nouvelle méthode physique pour ausculter les massifs rocheux et l'effet des contraintes appliquées par les ouvrages sur le tassement par compactage. Des cas d'application pratique ont permis déjà l'obtention de résultats qui éclairent certains aspects du travail du massif rocheux et l'importance pratique du serrage et du remaniement des roches fissurées par les conditions de charge.

Summary

We describe the use of a new physical method for the survey of rock masses and the effect of stresses on the displacements by compaction. Actual examples have given results that illustrate the behaviour of the rock mass and the practical importance of the closing of fissures and the changes in the stress condition of fissured rocks.

Zusammenfassung

Man beschreibt die Anwendung einer neuen physischen Methode um die Gebirge abzuhorchen und ebenso die Wirkung des Drucks, die durch die Arbeiten ausgeübt wird, auf der Setzung durch Verdichtung. Fälle praktischer Anwendungen haben schon die Erlangung von Ergebnissen erlaubt, die bestimmte Anblicke der Arbeit der Gebirge, und die praktische Bedeutung der Spannung und der Umschichtung der rissigen Felsen durch die Lastzustände, erklärt.

I. Considérations générales

Le comportement rhéologique des massifs rocheux fissurés met en évidence une influence des fissures qui peut être très importante. Dans certains cas, et plus spécialement dans les zones décomprimées, les déformations dues aux remaniements des fissures (compactage) sont aussi importantes que le reste des déformations élastiques et fluage (réversible et irréversible). Pour certains rochers exceptionnels tels que celui de S. Polo (Corse) ou Susqueda (Espagne) on a trouvé des zones décomprimées où le compactage par remaniement des fissures atteignait 80% de la valeur totale de la déformation.

On doit signaler aussi que dans ce genre de massifs les remaniements se produisent normalement par réajustements entre blocs, avec tassements pratiquement discontinus de petite importance individuelle, mais perceptibles pour les méthodes d'essai par suite du fait que les longueurs d'onde utilisées pour les mesures sont comparables aux dimensions des blocs.

II. Méthode d'auscultation

II.1) Disposition d'essai et appareillage

La disposition employée consiste dans la distribution d'un certain nombre de capteurs d'ondes élastiques du type géophone inductif à inertie ou capacitif à inertie dans

le massif de fondation. Sur la figure 1 on indique la disposition la plus souvent employée pour un barrage voûte tel que celui du Roujanel (France) ou de Bolesar (Espagne). Dans d'autres cas on a placé ces capteurs en partie dans le béton du barrage ou seulement dans la partie la plus intéressante en raison de la qualité du rocher, comme à Pisões (Portugal) et à Roselend (France).

Les distances entre capteurs doivent garder une proportion avec celles de la fondation, de l'ordre de 0,5 à 1,5 fois sa largeur, avec la fissuration (plus rapprochés pour une fissuration plus dense) et avec la zone de distribution des efforts transmis par l'ouvrage.

Les capteurs mis en place d'une forme permanente se complètent pour les essais avec d'autres extérieurs qui aident à définir la zone affectée par les efforts ou la décompression extérieure (effet de l'eau du réservoir ou de fuites éventuelles).

Les essais peuvent être réalisés par deux méthodes différentes: ébranlements ponctuels et mesure de célérités (microsismique) ou ondes mécaniques cohérentes qui permettent une analyse plus poussée des phénomènes. A la rigueur il est aussi possible d'utiliser des ondes simplement entretenues telles que celles produites par les machines de chantier, mais les mesures ne sont pas de qualité supérieure à celle de la microsismique et parfois plus difficiles à interpréter.

Dans tous les cas nous avons utilisé un oscillographe multiple à enregistrement photographique avec 8 ou 12

... et une sensibilité suffisante pour permettre le travail avec un générateur d'ébranlements relativement peu puissant, soit une masse manuelle ou électrique pour la macro-technique, soit un générateur d'ondes électronique ou électromécanique de 500 à 2 000 W.

n.2) *Interprétation*

Nous avons développé en premier lieu les mesures de célérités, et nous commençons seulement actuellement l'étude des amortissements d'une manière systématique. L'étude d'amortissements demande pratiquement l'emploi des ondes cohérentes pour obtenir des résultats précis.

$$\alpha = \sqrt{\frac{E_1 E_2}{[\rho E_2 + (1 - \rho) E_1] [\rho d_1 + (1 - \rho) d_2]}}$$

où: E_1, E_2 = modules d'élasticité de l'air et des éléments solides;
 d_1, d_2 = densités de l'air et des éléments solides.

Des essais réalisés sur des roches fissurées en laboratoire (Ecole Polytechnique, Paris — Bureau of Reclamation, Denver) montrent également de fortes variations de la célérité des ondes longitudinales (α).

Pour l'interprétation de nos mesures, nous avons construit des diagrammes basés sur l'évolution de la célérité,

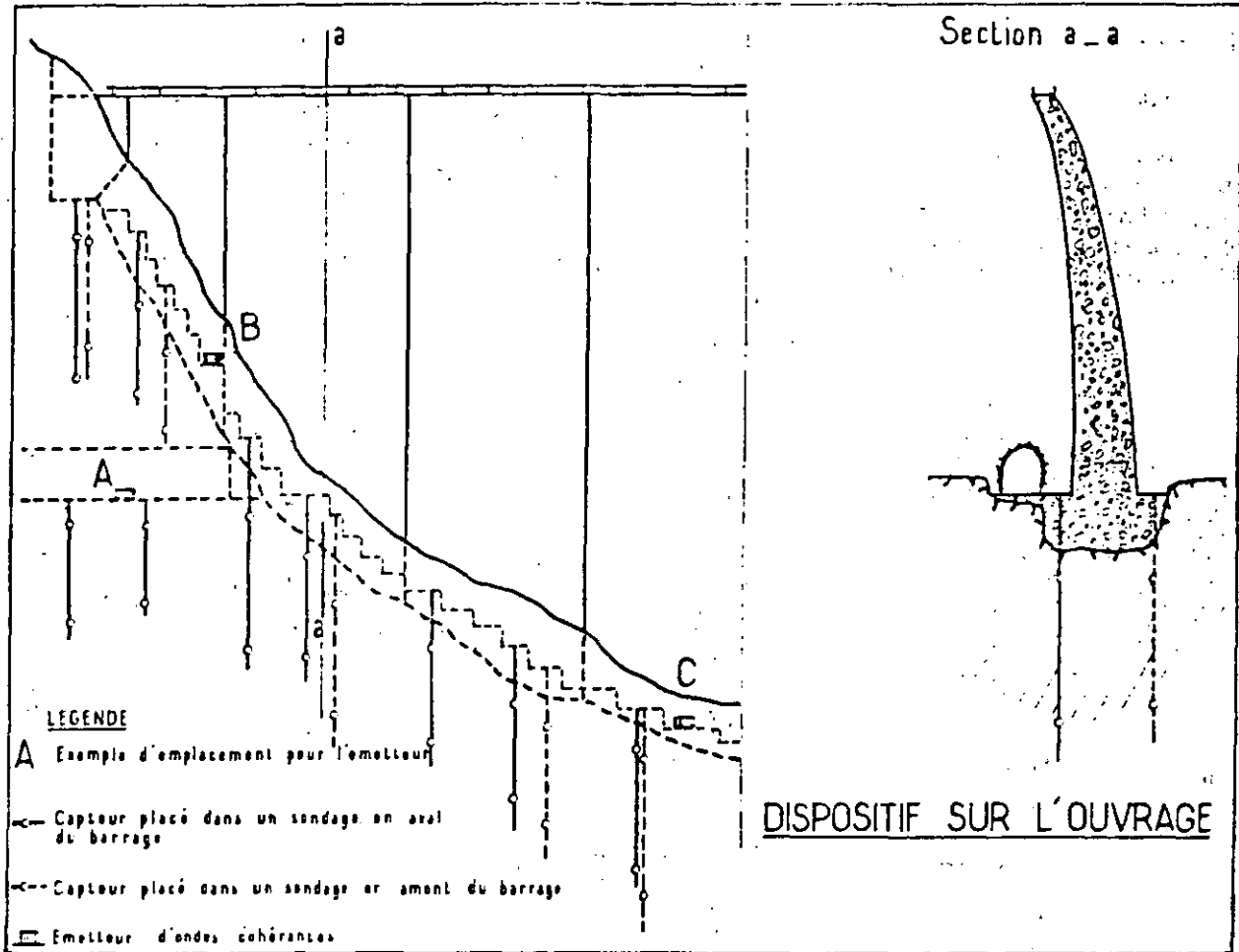


Fig. 1 — Disposition d'essai sur un ouvrage

Les mesures de célérité, dans le cas d'un solide isotrope et élastique, varient très peu avec la pression, influencés seulement par le faible accroissement de densité. Les formules bien connues donnent:

$$\frac{\alpha_1}{\alpha_2} = \frac{\rho_1}{\rho_2} = 1 + p/k$$

p = pression
 k = module de compression

Mais dans les massifs rocheux, dès le début de la technique des mesures de célérité, on a trouvé une influence considérable de la pression sur la célérité lorsque les essais sont conduits dans des conditions qui remanient les éléments solides. Ainsi, en 1932, Lester a trouvé, pour des milieux altérés avec une proportion d'air p , la formule:

parfois en valeur absolue, ou plus souvent en valeur relative par rapport à une situation définie, telle que le début du remplissage.

Nous avons souvent utilisé des diagrammes indépendants pour chaque élément de l'ensemble des transmissions, de façon à mettre en évidence l'évolution avec le temps et le changement des sollicitations, tel que sur la figure 2, premier diagramme. Des résultats moyens de deux ou quatre transmissions ont été représentés parfois pour obtenir une idée plus exacte du comportement de la partie du massif d'appui limitée par deux lignes de points avec capteurs.

Pour déduire des valeurs relatives de variation comparables en première phase d'approximation, on a construit également des diagrammes avec différences quadra-

tiques qui sont homogènes, à des variations du module de déformation. En effet:

$$\left[\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right]^2 = \frac{Ek_1}{Ek_2}$$

Finalement, pour obtenir des définitions de comportement, on a groupé les variations d'après leurs valeurs et on a limité ainsi les zones qui subissent des compressions ou des décompressions avec différenciation des parties plus affectées par ces phénomènes.

III. Résultats

III.1) Point de vue général

Les essais ont mis en évidence, d'une part, l'importance considérable des variations de compacité dans les excavations et déroctages; d'autre part, la récupération très sensible de la compacité primitive qui se produit souvent sous les charges permanentes produites par l'ouvrage,

ainsi que le caractère souvent différé à long terme de ces phénomènes.

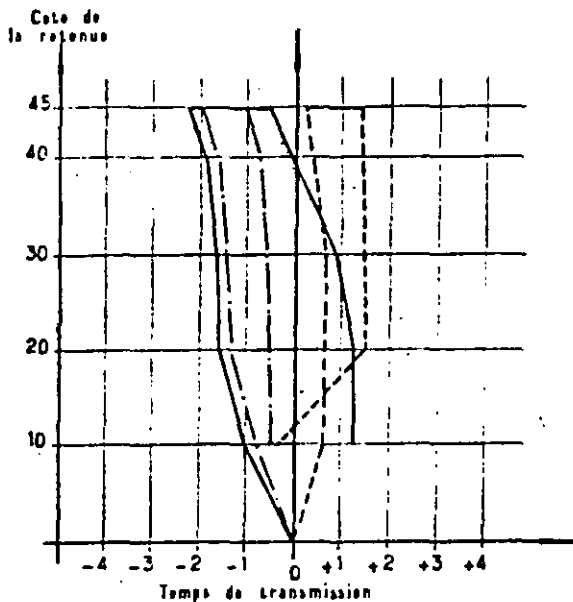
L'effet du traitement par injections est bien sensible, question déjà considérée dans d'autres communications à ce Congrès.

L'incidence des charges et décharges d'exploitation, telles que les remplissages et vidanges d'un barrage ou le stockage dans un entrepôt, paraît d'un intérêt général très grand.

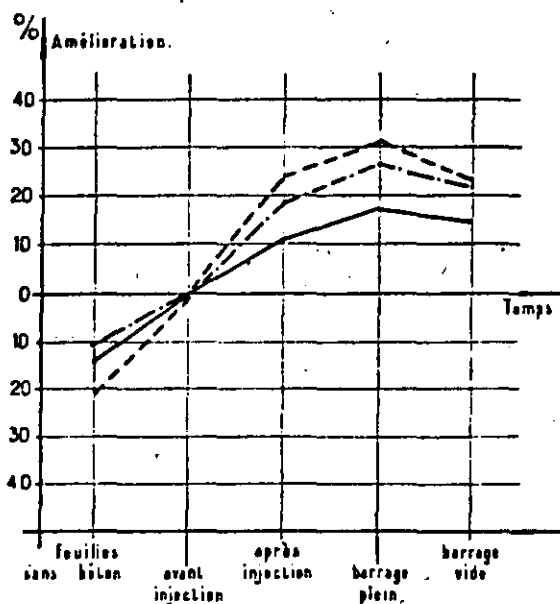
Le caractère de réversibilité partielle, parfois nulle, du compactage se traduit par l'évolution de la célérité telle que celle-ci reste visible sur les diagrammes de la figure 2. Les différences entre diagrammes individuels ne masquent pas le phénomène général.

On a pu apprécier des différences sensibles dans la réversibilité en rapport avec la nature du rocher et sa fissuration. Des schistes cristallins sont en général moins réversibles qu'un bon granite, mais plus que ce même rocher altéré en profondeur. Les calcaires paraissent peu réversibles sur deux sites essayés.

La relative irrégularité des diagrammes de transmission d'un site constitue aussi une indication de caractère



Mesures concernant les variations du serrage du rocher



Mesures concernant le pourcentage d'amélioration du rocher pendant les différentes phases de travaux

Fig. 2 — Exemples de résultats des mesures

général. Elle montre l'incidence des rajustements locaux sur la déformation et est moins importante dans les sites où l'ensemble du rocher est faible, tel que dans le granite fortement affecté par l'altération, et les blocs de dimension comparable à la fondation ne sont pas individualisés.

Les observations dans les premières séries d'essais, avant traitement par injections, permettront souvent de planifier l'exécution de ce traitement dans les meilleures conditions de sécurité et d'efficacité.

III 2) Auscultation du site

Pour organiser l'auscultation du site de barrage choisi (voir figure 1), on peut disposer de capteurs dans des forages verticaux au nombre de deux à trois par sondage. Si la largeur de l'ouvrage est plus importante que celle qui se trouve représentée sur la fig. 1, on peut disposer une ou plusieurs lignes intermédiaires à partir de galeries de reconnaissance ou de galeries de drainage.

Les points d'implantation en surface, pour les capteurs complémentaires, doivent être bien définis sur des affleurements rocheux ou sur de petits massifs en béton pour éviter les erreurs d'implantation lors des nouvelles séries d'essais.

Les résultats des essais dans ces conditions donnent, en plus des renseignements de caractère général, des informations bien définies sur les phénomènes locaux de remaniement.

Il a été ainsi possible de retrouver une bonne correspondance entre les petits déplacements de pendules d'un barrage avec les tassements partiels de la zone environnante

et des explications satisfaisantes pour les observations apparemment aberrantes des extensomètres d'une partie locale d'une voûte épaisse.

Nous espérons que cette nouvelle méthode d'auscultation, peu coûteuse et facile à employer, permettra dans beaucoup de cas une meilleure connaissance des fondations sur les massifs rocheux fissurés, qui constituent une grande proportion des ouvrages réels. En plus, la facilité d'installation, même après finition de l'ouvrage, fait que l'application de la méthode est toujours possible à n'importe quel stade d'exploitation ou construction.

Bibliographie

- BONTO, M. F. — *Etude des appuis des barrages en béton*, FIANS n.° 25, Paris, 1960 (Publication en langue française, anglaise, allemande, espagnole et italienne).
- *Application de la microsismique à la construction de galeries*, Geologie und Bauwesen, Wien, 1961.
- *Zones décomprimées et altérées des versants à forte pente*, Geologie und Bauwesen, Wien, 1961.
- *Projet des fondations et comportement des roches*, FIANS n.° 35, Paris, 1962.
- *Etude du comportement géotechnique des roches cristallines et l'exécution des tunnels sous forte couverture*, 6. Bulletin Technique de La Suisse Romande, Lausanne, 1964.
- MUZAS, F. — *Deformaciones visco-elásticas en las rocas*, C. E. H. n.° 24, Madrid, 1964.
- ROSNER, R. — *Experimentelle Untersuchungen zur Abhängigkeit der Schallgeschwindigkeit von der Druckbeanspruchung bei Gesteinen*, FREIB. FORSCH.-HEFTE, C 12, Akademie-Verlag, Berlin, 1955.
- TALOBRE, J. — *Fissuration et hétérogénéité des roches*, Journées de la mécanique des roches, Paris, 1957.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

ALGUNAS APLICACIONES DE LA GEOFISICA EN BOQUILLAS

AGOSTO, 1985

ALGUNAS APLICACIONES DE LA GEOFISICA EN BOQUILLAS

Arturo C. Sánchez Villaseñor *
Regolio B. Pérez Angón **
Luis H. Palacios Hartweg ***

* Comisión Federal de Electricidad, Zona Pacífico Nte.

** Comisión Federal de Electricidad, Zona Golfo

*** Exploraciones Coordinadas, S.A. de C.V.

RESUMEN En el proyecto hidroeléctrico Aguamilpa, alternativa Colorines, fueron aplicados los métodos de refracción sísmica y resistividad (sondeo eléctrico Schlumberger) en las etapas de prefactibilidad y factibilidad, como parte de las exploraciones para delimitar y clasificar el tipo y la competencia de la roca, así como detectar eventuales estructuras que afectasen la estabilidad o la permeabilidad de la obra.

Durante la construcción de la presa para la planta hidroeléctrica Peñitas, Chis., rellenos y aluviones han sido sometidos a compactación dinámica. La efectividad del procedimiento fue analizada utilizando, entre otras pruebas, métodos sísmicos de pozos (crosshole y uphole) antes y después del mismo. La comparación de velocidades sísmicas no revela cambios significativos, lo que parece indicar escasa reducción en la relación de vacíos después de aplicar este tipo de consolidación.

Hasta ahora, el uso de los estudios geofísicos ha sido poco común en obras de menores dimensiones, como presas derivadoras, bordos y controles de nivel freático. A pesar de los bajos costos que se manejan, puede justificarse la intervención de una exploración geofísica, como lo demuestra el caso de cuatro proyectos de control de nivel freático en el estado de Sonora, donde se aplicaron los métodos geoelectrico y sísmico.

1. INTRODUCCION

En la evaluación y selección de boquillas para la construcción de presas, grandes o pequeñas, se han estado empleando ciertas técnicas geofísicas con propósitos diversos en función de la etapa de estudios y de las peculiaridades geológicas de cada sitio, principalmente.

El presente trabajo comenta tres casos en los que las técnicas geofísicas fueron utilizadas recientemente, como ayuda para resolver problemas típicos en boquillas, tomando dos proyectos hidroeléctricos y un proyecto de pequeñas presas que evitaran abatimientos del nivel freático en una cuenca geohidrológica.

2. ZONIFICACION Y COMPETENCIA DE ROCAS

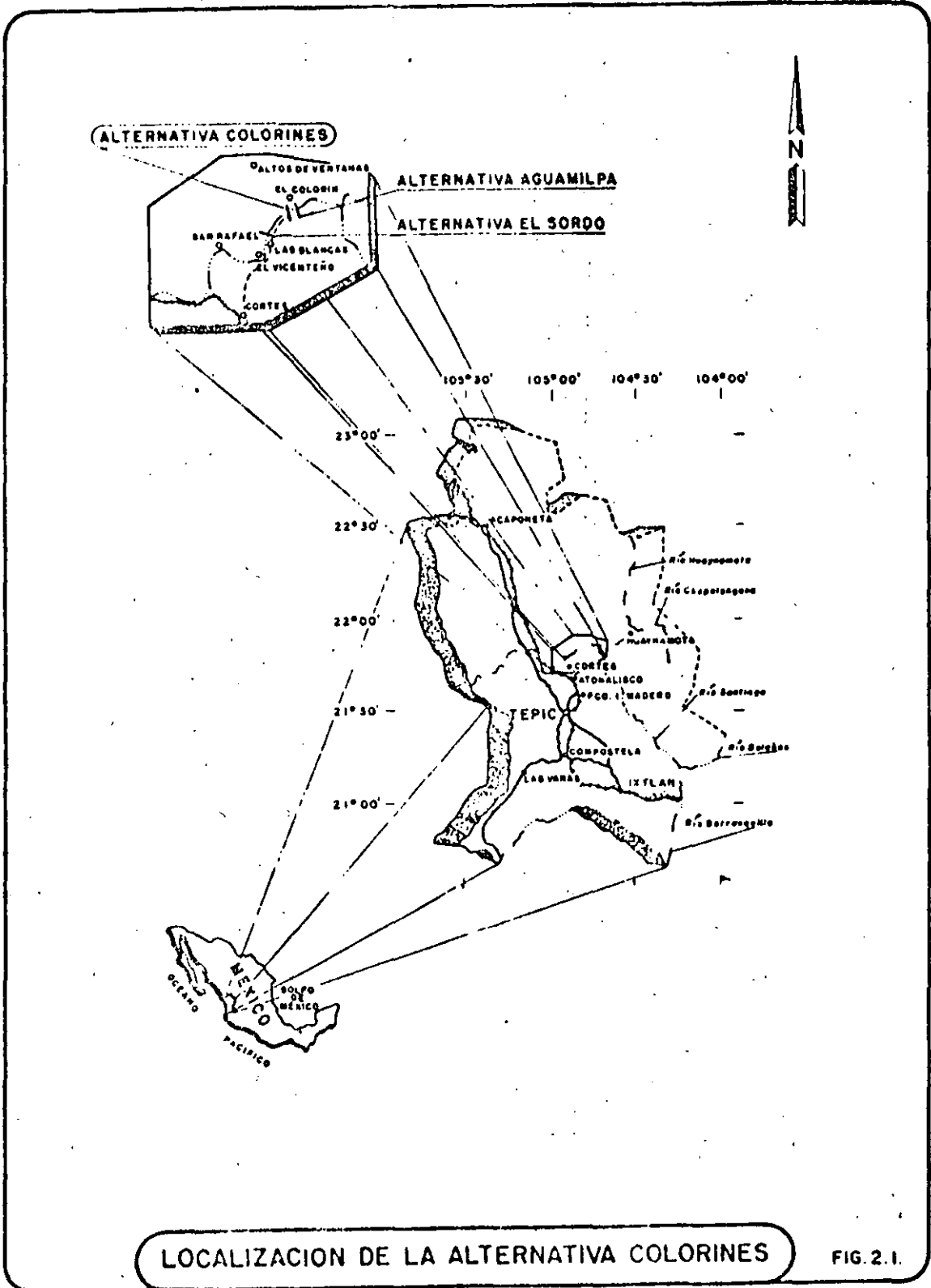
2.1 Localización

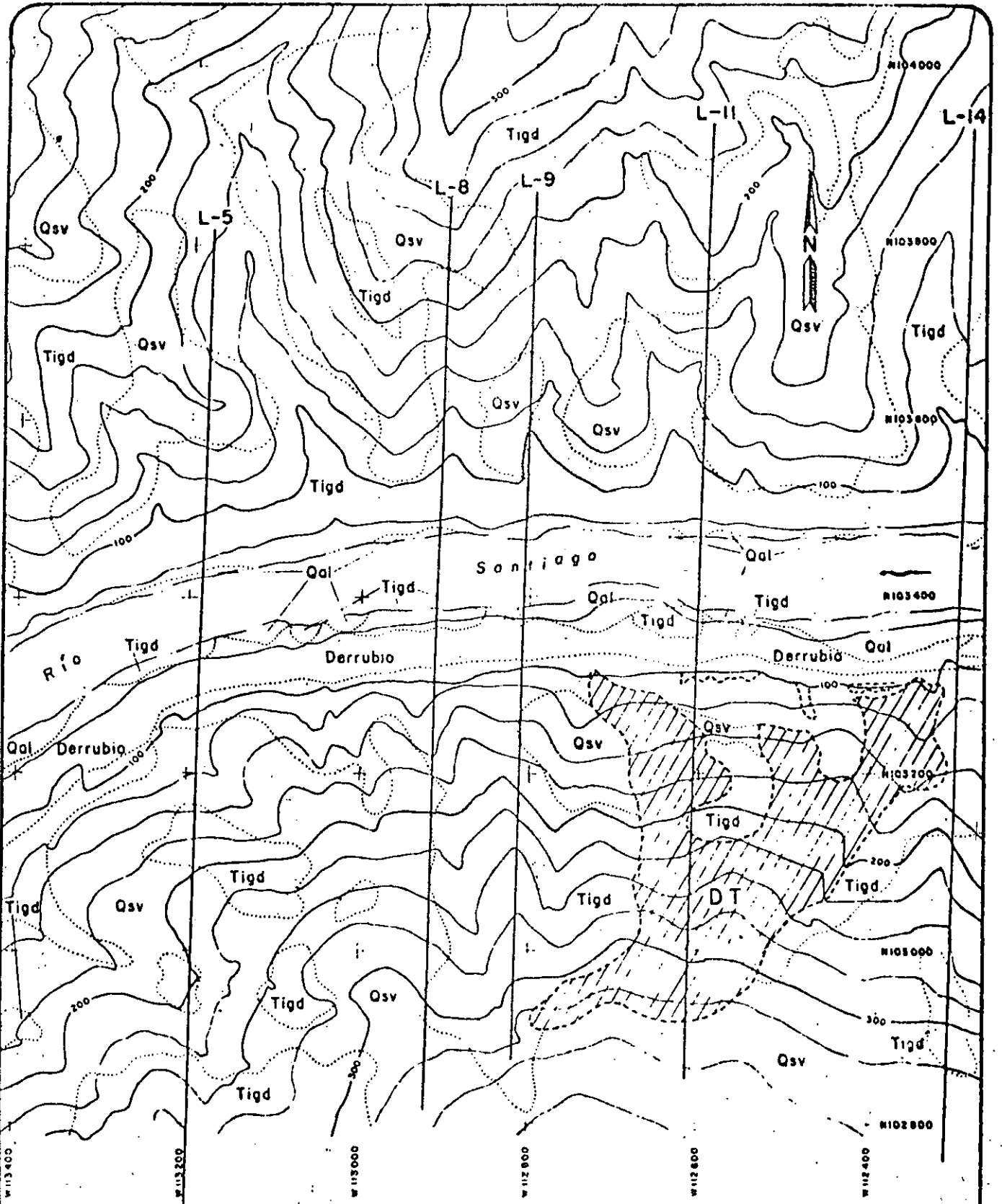
La alternativa "Colorines" se localiza sobre el cauce del Río Santiago, aproximadamente a los 21° 50' 17" de latitud Norte y a 104° 48' 15" de longitud Oeste del meridiano de Greenwich (figura 2.1); tiene comunicación con la Ciudad de Tepic mediante la carretera Tepic-Ingenio Francisco I. Madero; aproximadamente a 2 kilómetros antes de llegar al Ingenio, hay un camino de terracería que lleva hasta el proyecto alcanzando una distancia aproximada de 37 kilómetros.

2.2 Bosquejo Geológico

La región está formada por el Sur de la Sierra Madre Oriental, denominada Sierra del Nayar; fisiográficamente se encuentra en las estribaciones de la Sierra Madre Occidental, mas propiamente corresponde a la subprovincia de Sierra de Piamonte y colinda con el extremo Noroccidental de la Provincia fisiográfica denominada Meseta Neovolcánica. En los alrededores del área de estudio, existe un marco litológico regional formado por rocas ígneas extrusivas e intrusivas (figura 2.2).

Las rocas extrusivas se han determinado como ignimbritas dacítico-riodacítico ubicadas en el Mioceno medio y conforme el macizo rocoso donde será emplazada la cortina de este proyecto, su color es de violeta claro o gris blanquecino, dura y compacta, de estructura maciza o pseudo estratificada y de textura piroclástica. Su espesor es desconocido pero se infiere de varias centenas de metros. Se presenta comúnmente silicificado en grado variable y en menos proporción propilitizada y argillitizada, ésta última alteración ocurre únicamente en zonas residuales o zonas muy fracturadas. Las rocas intrusivas son diques de composición pórfido-andesítico, andesítico y diabásico, con reducida exposición debido a que están cubiertas por suelos y depósitos de talud.





P. H. COLORINES
 GEOFISICA A NIVEL PREFACTIBILIDAD (TALUD) FIG. 2.2

2.3 Objetivos

Para este Proyecto Hidroeléctrico, las técnicas geofísicas se emplearon en dos etapas, la primera de prefactibilidad, en donde se analizan los sitios propuestos por gran visión, llevando como finalidad los siguientes objetivos.

- 1) Determinar en forma general los espesores y velocidades (fig. 2.3) de los diferentes estratos sísmicos.
- 2) Seleccionar en forma aproximada zonas de mayor o menor competencia de acuerdo a los parámetros medios.
- 3) Mostrar junto con la geología superficial del sitio un panorama general.
- 4) Comparar los resultados obtenidos en cada sitio y seleccionar el que presente mejores condiciones físicas para desarrollar el diseño del anteproyecto.

La segunda etapa corresponde a la de factibilidad y parte en este caso de tres posibles diseños para el anteproyecto.

Un diseño de Concreto-Gravedad con las siguientes características: Cuatro conductos 14 X 14 m a través de la cortina para la obra de desvío, la elevación de corona a 197.00 m s.n.m. con volumen aproximado de 2.3×10^6 m³. La elevación del umbral de la Obra de Toma a 125 m s.n.m., elevación del NAMINO 161 m.n.s.m., elevación del N.A.M.O a 185.50 m.s.n.m., conducción en tubería a presión dentro de la cortina y control de compuertas desde la corona. Para el vertedor, 2 obras, una de servicio y la otra de emergencia, conducto de descarga canal a ciclo abierto.

Otro diseño es de Materiales Graduados, con ancho de la corona de 15 metros, elevación de la misma 230.0 m s.n.m., la obra de diseño consta de tres túneles de 15 m de sección del Portal y longitudes de 680 m, 820 m y 900 m, para un gasto máximo de 7000 m³/seg. Tres unidades vertedoras con diámetro interior de 13.0 m, casa de máquinas subterránea de 20 m de ancho, 130 m de largo y volumen de excavación de 97,200 m³, la cual alojará cuatro unidades generadoras. El otro diseño es el de Arco-Gravedad, con altura de corona a 230.0 m s.n.m., y los arreglos de las obras se muestran en la figura 2.4.

Para la exploración del sitio se levantó una red de mediciones con separaciones de 50 metros entre cada línea, esto, con el fin de conocer algunas propiedades de la roca tanto sobre el trazo de las obras así como en las áreas circundantes con el propósito de conocer las características laterales y en el caso de una modificación al diseño se tenga la exploración de esa zona. Con esto se cubrieron los siguientes objetivos:

- 1) Se proporciona una información más detallada del sitio

- 2) Se buscan las estructuras no aflorantes y su correlación geológica.
- 3) Se marcan zonas anómalas que pudiesen presentar problemas durante o posteriores a la construcción de las obras.
- 4) Se analizan las posibles causas que originan estas zonas mediante una correlación de los métodos empleados y en las observaciones geológicas.

En este trabajo se presentan dos ejemplos: uno corresponde a la interpretación geofísica para evaluar las condiciones de la roca y su zonificación, en base a los resultados indirectos y el otro corresponde a una interpretación para determinar estructuras no aflorantes mediante el método eléctrico de resistividad.

2.4 Metodología

2.4.1 Método Sísmico de Refracción.— Se basa en la propagación de frentes de ondas a través de los diferentes estratos de la corteza terrestre; estos frentes son generados principalmente por disturbios de explosiones de dinamita que se sitúan en puntos bien definidos, principalmente en los extremos de cada tendido de 12 geófonos o detectores colocados a distancias previamente establecidas.

Una vez registradas las ondas refractadas por cada uno de los detectores, se procede a la discretización de los tiempos de arriba, con el fin de formar gráficas tiempo-distancia (dromocrónicas); de aquí se pasa al cálculo para determinar velocidades de propagación, profundidades y espesores.

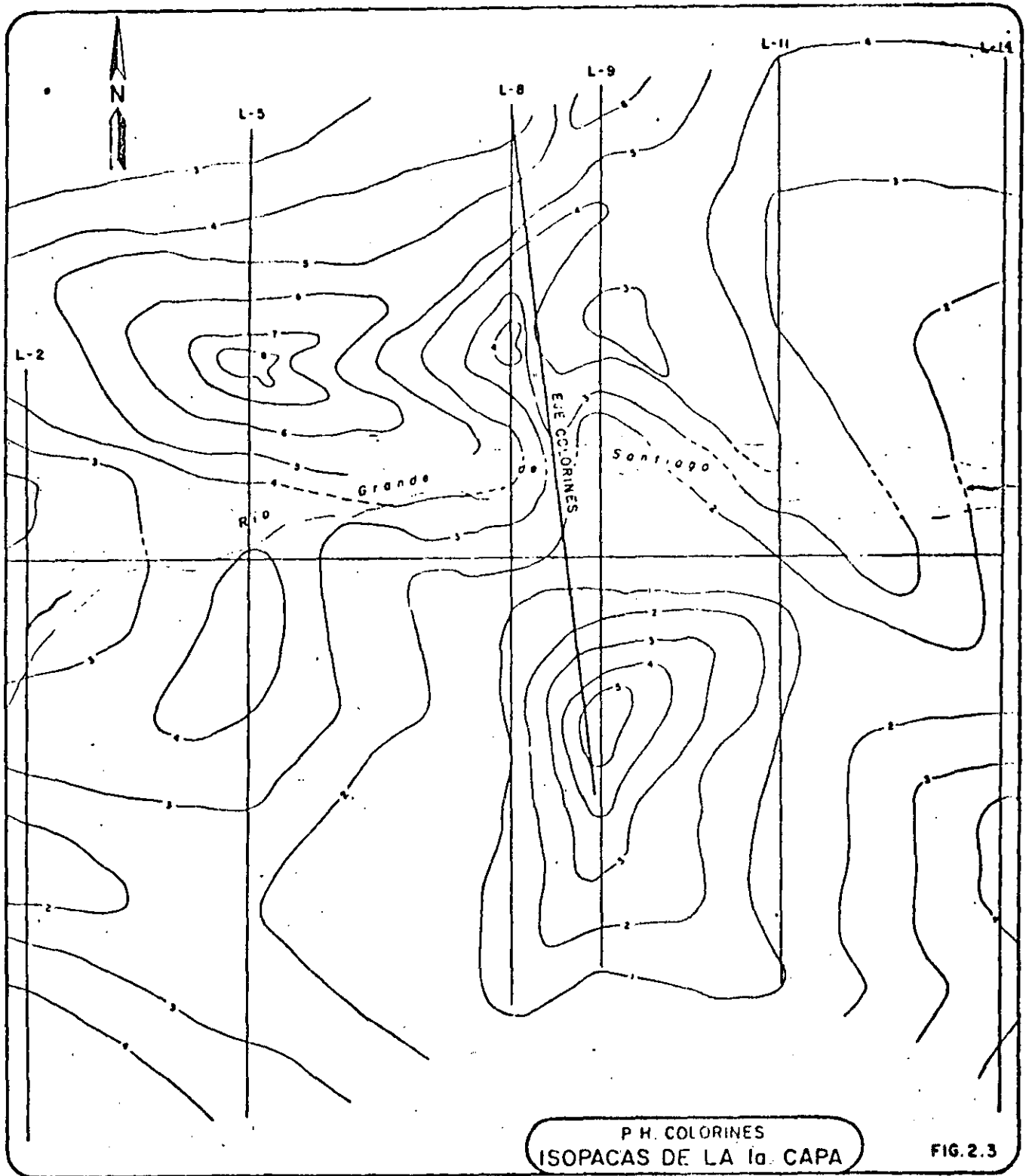
2.4.2 Método Geoeléctrico (Sondeo Eléctrico Vertical, SEV).— Se basa en la relación de un campo artificial eléctrico mediante dos electrodos de emisión clavados en el terreno, el cual genera una alteración al campo potencial natural, y éste es medido mediante un voltímetro.

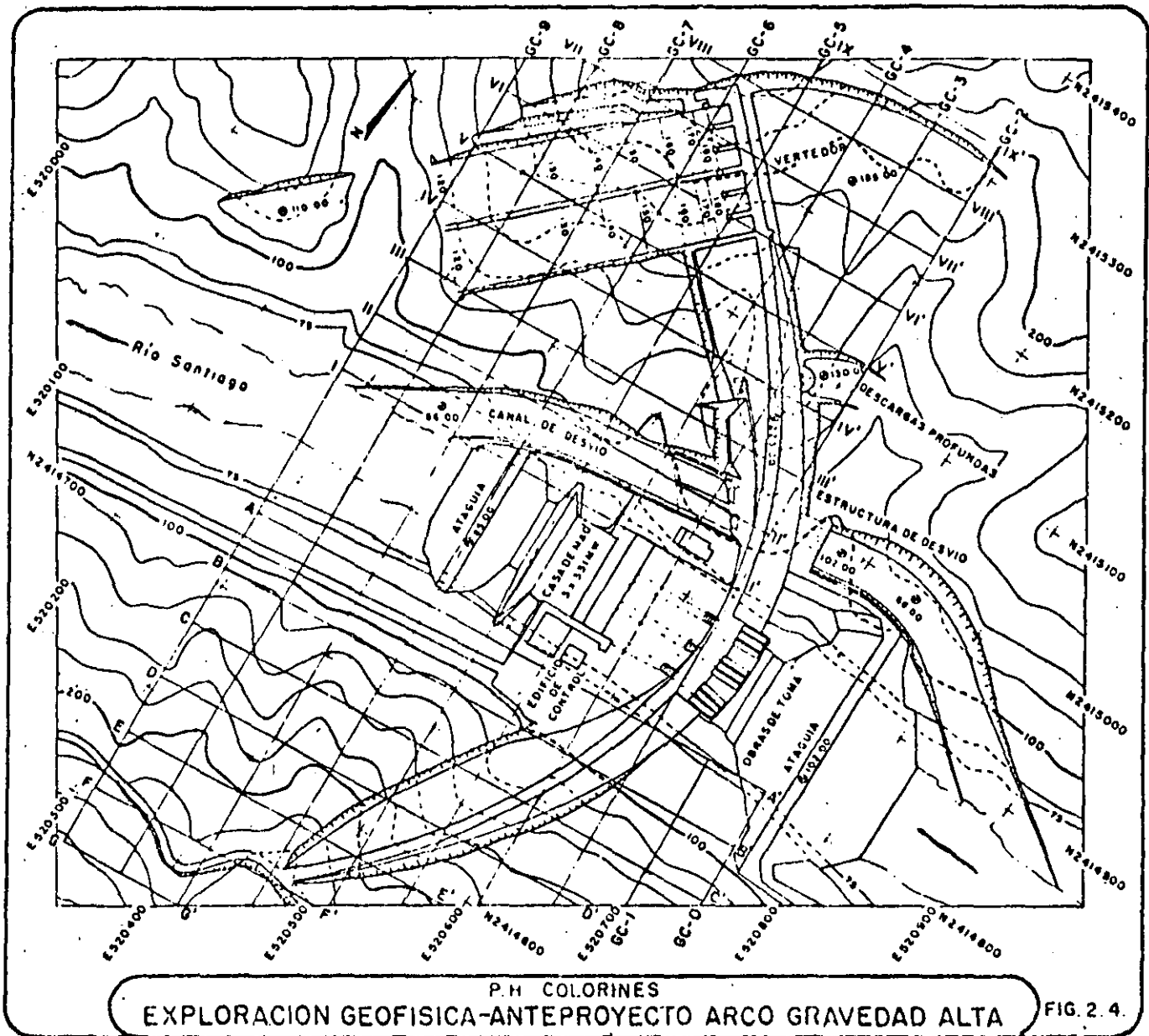
Con las unidades de corriente, voltaje y el factor que relaciona las separaciones de los electrodos, se calcula la resistividad aparente en cada medición. Posteriormente se traza la curva de resistividades y se interpreta mediante ábacos de curvas patrón para dos o tres capas; como último paso, se realiza una comprobación mediante computadora.

2.5 Resultados

Se analiza en forma particular la GC-6 tomando en cuenta que el mismo criterio se empleó para las demás acciones.

La roca generalmente se encuentra compacta y dura; de los resultados sísmicos (figura 2.5) se obtuvo lo siguiente: una primera capa compuesta por suelo, talud, roca alterada y fracturada, las velocidades son generalmente menores de 1000 m/seg y espesores no mayores de 8 metros. Bajo esta capa interperizada aparece un espesor de roca





con mejores características según las velocidades (entre 1660 m/seg y 2850 m/seg), y se considera al espesor de roca comprimida, la cual presenta fracturamiento, alteración y permeabilidad, principalmente en las zonas fracturadas. La zona inferior se presenta generalmente con velocidades mayores de 3500 m/seg, considerando que se trata de una roca compacta y poco fracturada. (fig. 2.3).

Debido a las limitaciones del método, fue muy aventurado en este caso marcar zonas fracturadas o estructuras, dado que por la topografía superficial y la del contacto inferior, además de las mismas estructuras se generan difracciones que no siempre son

fácilmente interpretadas, por lo que es conveniente el empleo de otro método para la definición de las mismas.

El método complementario para clasificar mejor las condiciones del macizo rocoso y determinar zonas de interés y estructuras fue el Geoeléctrico mediante Sondeos Eléctricos Verticales, con el cual se marcaron zonas con diferentes resistividades considerando la influencia de los factores que intervienen en la medida de la resistencia al paso de la corriente, como agua, la arcilla, las fracturas abiertas, rocas muy compactas, alteración etc. (figura 2.6), llegando a formar una tabla con la descripción de la roca (tabla 2.1) según la correlación de ambos parámetros (celeridades y resistividades),

además de la interpretación del perfil con el tipo de clasificación. (figura 2.7).

Los resultados fueron correlacionados posteriormente con exploraciones directas de sondeos y barrenos (figura 2.8) notando que las zonas no correlacionables (anómalas) corresponden en algunos casos a las áreas afectadas por un fracturamiento y una alteración mayor o menor dependiendo del tipo y características del mismo; es por eso que también se le asignó una descripción según la tabla geofísica realizada para este proyecto.

Los límites de las zonas anómalas son aproximadas, y se deberán estudiar con más detalle para definir con mejor exactitud su área de influencia (figura 2.9) sobre todo en los trazos destinados a las obras en forma definitiva.

El otro ejemplo corresponde a una interpretación de la resistividad aparente, buscando la relación entre los cambios de resistividad y las estructuras del área. Para ello se realizaron perfiles longitudinales y transversales del río, se marcaron estructuras en base a los altos gradientes resistivos y se correlacionaron con la morfología de la zona por donde atravesaban.

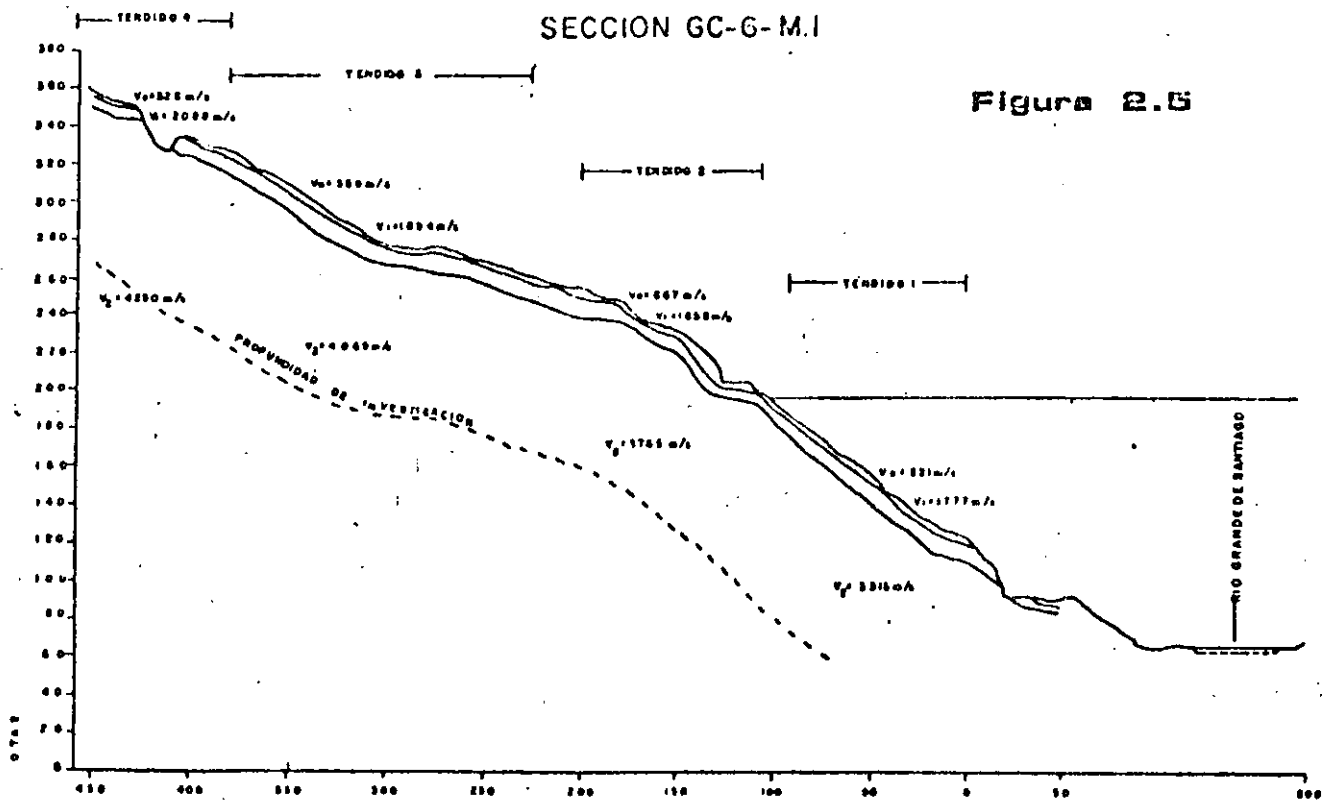
Posteriormente, estos datos se correlacionaron con las estructuras marcadas por geología y se formó el plano de correlación de estructuras geológicas-geofísicas, obteniendo finalmente la continuidad del rumbo de la estructura (figura 2.10).

2.6 Conclusiones

Estos ejemplos son parte de las exploraciones geofísicas llevadas a cabo durante las etapas de prefactibilidad y factibilidad de un proyecto hidroeléctrico, en la cual se pretende mostrar las características principales de la roca, buscando con ello, seleccionar zonas que puedan influir en el diseño definitivo de la obra, así como orientar y encauzar el programa de exploración directa que pueda traer una economía al reducir la cantidad de estas exploraciones. En algunos casos será conveniente realizar exploración geofísica más detallada para definir mejor otras características de la roca, dado que por las limitaciones de los métodos aplicados y los objetivos planteados no fueron determinados. También es conveniente que conforme se vayan realizando las exploraciones directas se vayan correlacionando los resultados

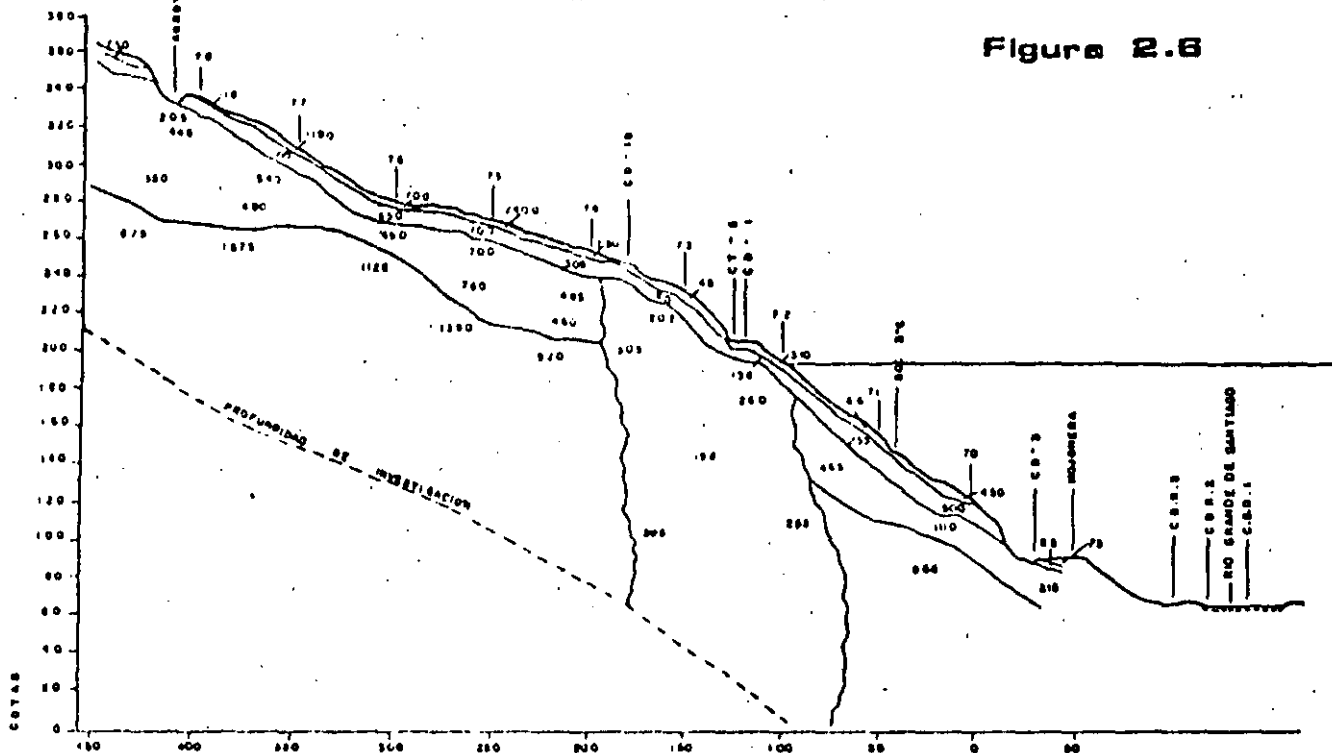
SECCION GC-G-M.1

Figura 2.6



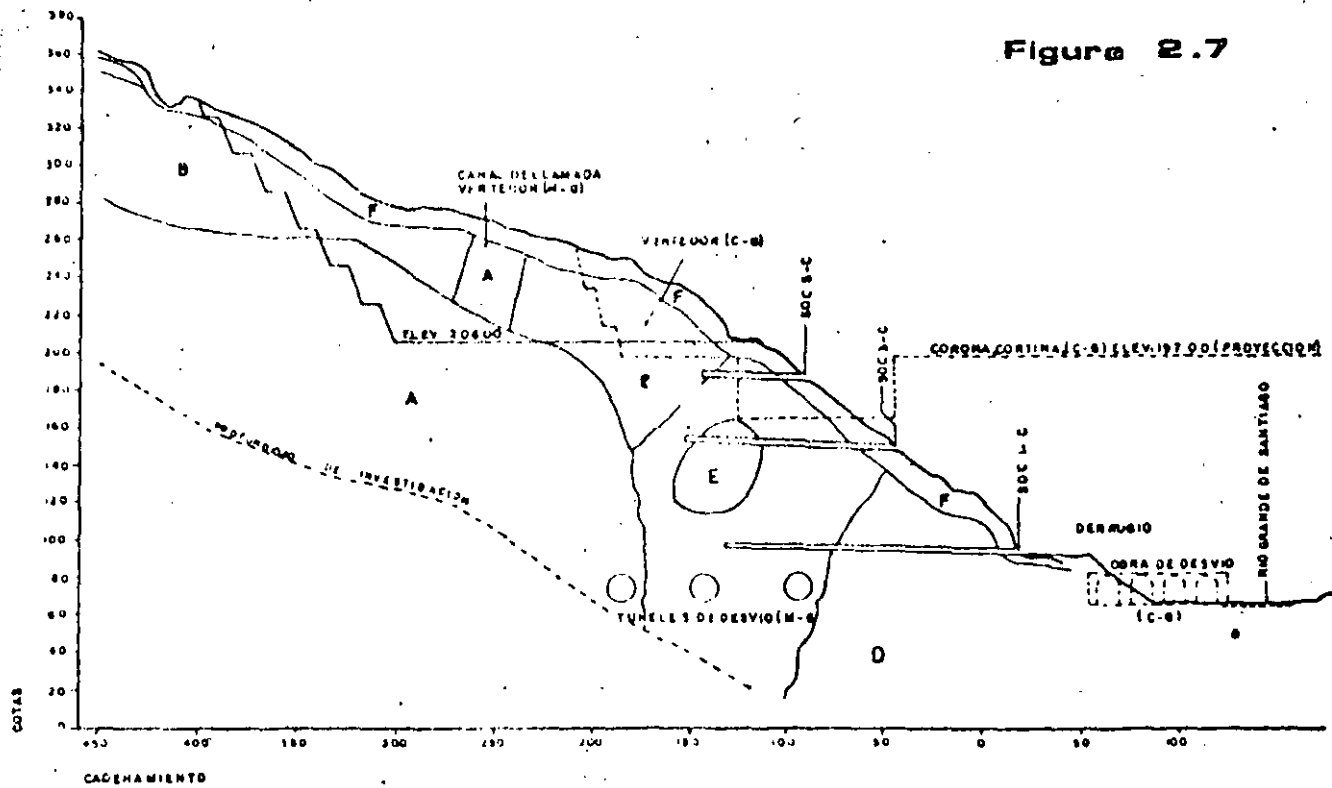
SECCION GC-6 M.I

Figura 2.6



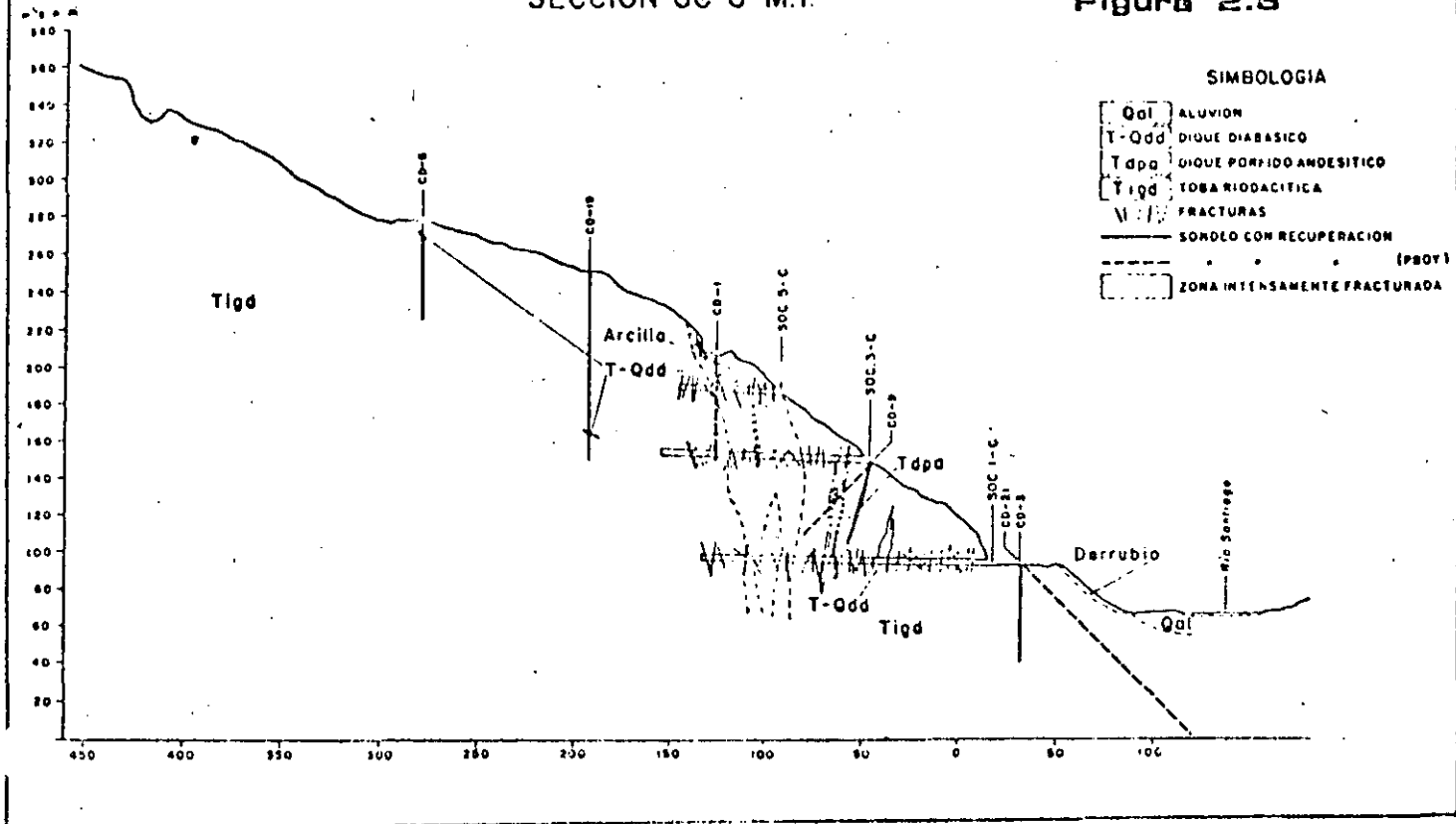
SECCION GC-6 M.I

Figura 2.7



SECCION GC-6 M.I.

Figura 2.8



SECCION GC-6 M.I

Figura 2.8

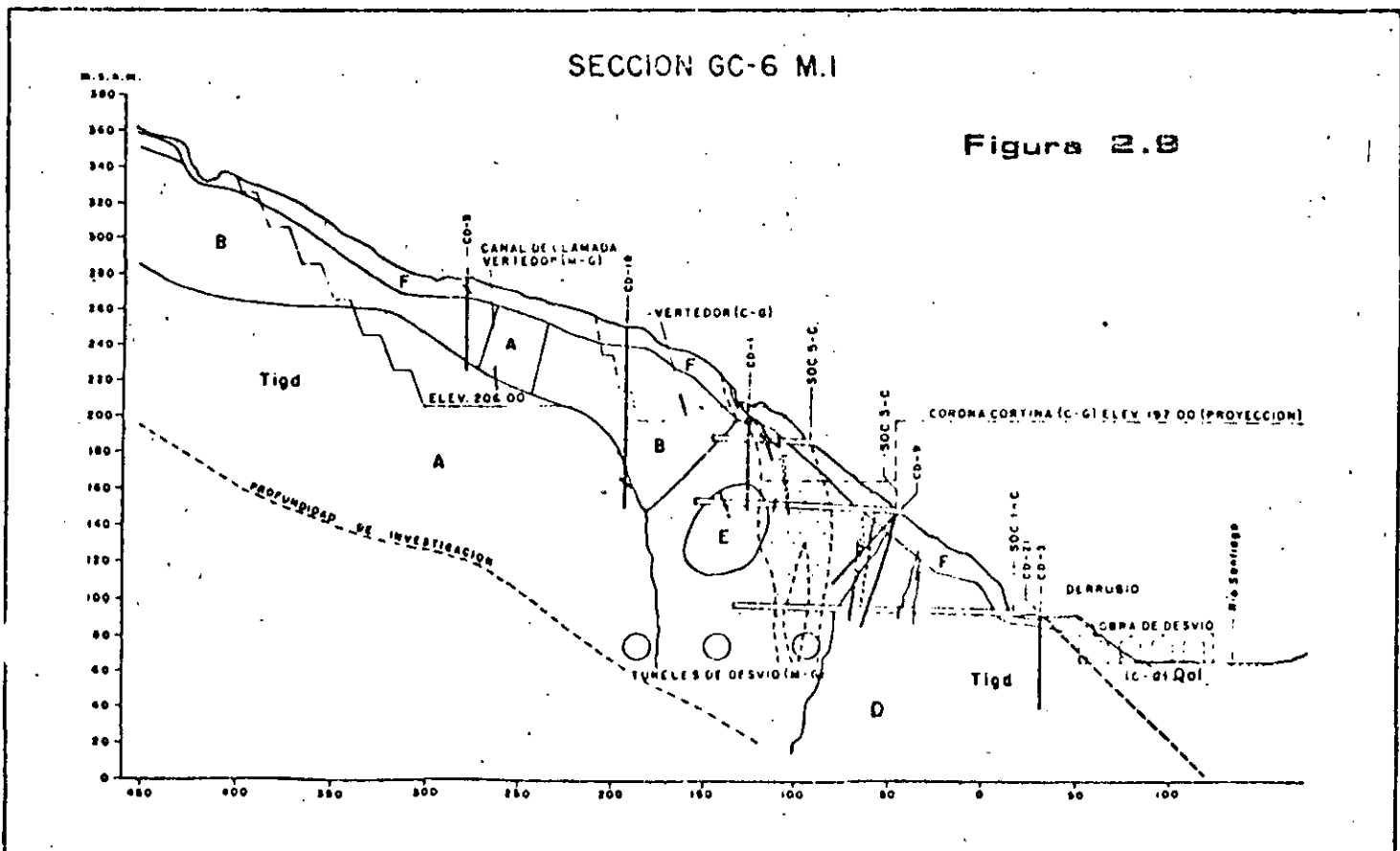


TABLA GEOFISICA DE DESCRIPCION DE ROCA

TIPO DE ROCA.	CARACTERISTICAS GEOFISICAS	DESCRIPCION DE LA ROCA
A	Velocidad y resistividad alta	Roca compacta, poco fracturada
B	Velocidad alta y resistividad media	Roca compacta, poco fracturada, con cierta permeabilidad y poco alterada
C	Velocidad alta y resistividad baja	Roca compacta, poco fracturada permeable y/o con contenido de arcilla dentro del fracturamiento
D	Velocidad media y resistividad alta	Roca compacta, fracturada y poco alterada
E	Velocidad media y resistividad media y baja	Roca compacta, fracturada y alterada con cierta permeabilidad o argilitización. (zona de decompresión de la dera)
F	Velocidad baja y resistividad alta, media y baja	Roca de mala calidad (decomprimida, muy fracturada, con cierta permeabilidad, o alterada por argilitización, talud, suelo)
Z.N.C.	Zona no correlacionable (Anómala).	Corresponde a mediciones Geofísicas no correlacionables dentro del área estudiada y que pueden ser causadas por zonas de intenso fracturamiento o estructuras como fallas u diques
<p>RANGOS</p> <p>Velocidad alta mayor de 3500m/s</p> <p>Velocidad media de 2000 a 3500 m/s.</p> <p>Velocidad baja menor de 2000 m/s</p>		<p>Resistividad alta de 500 ohms - m</p> <p>Resistividad media de 200 a 500 ohm - m</p> <p>Resistividad baja de 200 ohm - m</p>

TABLA 2.1

3. DETERMINACION GEODINAMICA EN MATERIALES GRANULARES

La cortina de materiales graduados del proyecto hidroeléctrico Peñitas será construida sobre depósitos de 30 a 50 m de espesor y granulometría desde arcillas hasta bolos. Son dos los problemas básicos en esta área: la alta permeabilidad y la baja compacidad de los materiales. Para solucionar el primer problema se coloca una pantalla de impermeabilización a base de mortero. El segundo problema se resolverá mediante una compactación dinámica, dejando caer una gran masa desde cierta altura.

3.1 Estudios de Factibilidad

Como parte de los estudios para decidir la factibilidad del proyecto, se realizaron exploraciones geofísicas en una porción energética del cauce del río, sobre la parte central de la amplia boquilla, a fin de extender la información de las perforaciones y configurar en forma aproximada el contacto con la roca firme, una lutita de edad terciaria. Para ello se programó y llevó a efecto un levantamiento geofísico mediante líneas de refracción sísmológica y de sondeos eléctricos con arreglo electrodico Schlumberger. Con la refracción sísmica se determinó la profundidad del contacto buscado a las aluvias al contraste 2:3 en la velocidad de transmisión de las ondas compresionales (figura 3.1). Por su parte, con los sondeos eléctricos ese mismo contacto fue detectado por el contraste 20:1 en la resistividad eléctrica entre ambos medios.

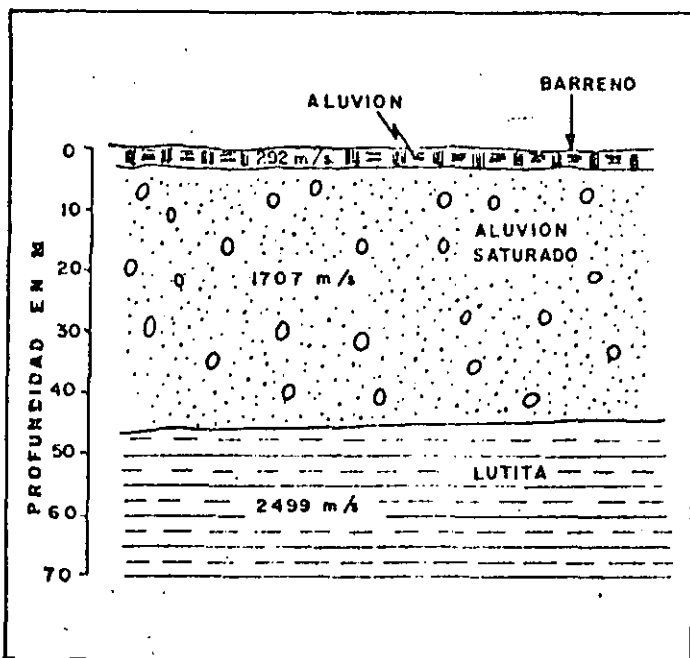


Fig. 3.1 Sección de refracción sísmológica obtenida en el área de la cortina durante los estudios de factibilidad del proyecto

3.2 Compactación Dinámica

3.2.1 Método Crosshole.- Permite medir la velocidad de transmisión de las ondas sísmicas que viajan por un mismo estrato a una profundidad específica (figura 3.2). Las distancias entre emisor (fuente) y receptor (geófono) son del orden de 10 m, para evitar las refracciones que se transmiten por capas más veloces en las trayectorias largas. En esta técnica es necesario contar, al menos con dos perforaciones aunque es recomendable que sean tres para obtener dos recepciones por cada punto de observación.

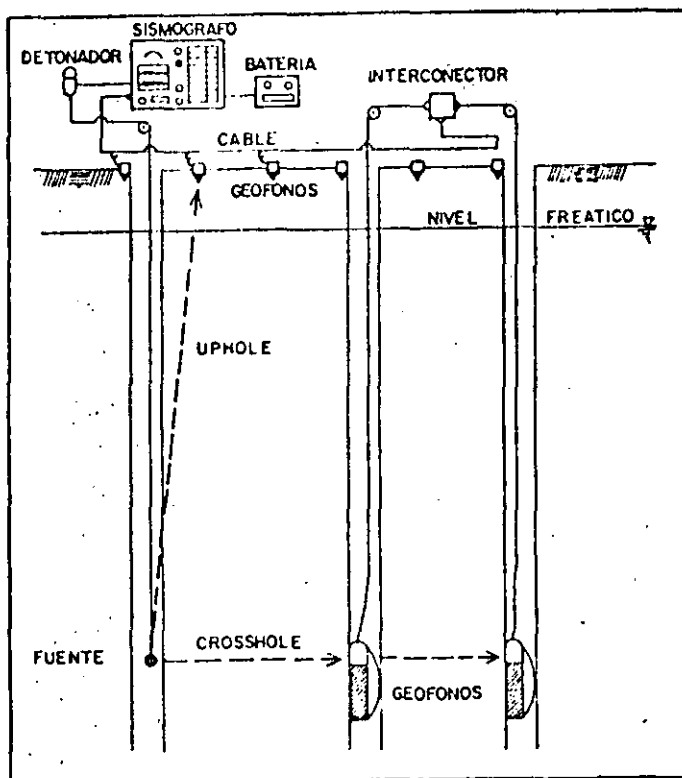


Fig. 3.2 Sección esquemática del arreglo sísmico de pozos empleado en el P.H. Peñitas

La precisión de los cálculos de velocidad requiere que todos los pozos de Crosshole sean registrados en su desviación con respecto a la vertical (Ballard, 1983). Para el análisis de la compacidad de los materiales granulares de la cortina Peñitas se practicó esta técnica en tres sitios diferentes, antes y después de aplicar el procedimiento de compactación dinámica, con puntos de observación cada metro, hasta los 19 m de profundidad.

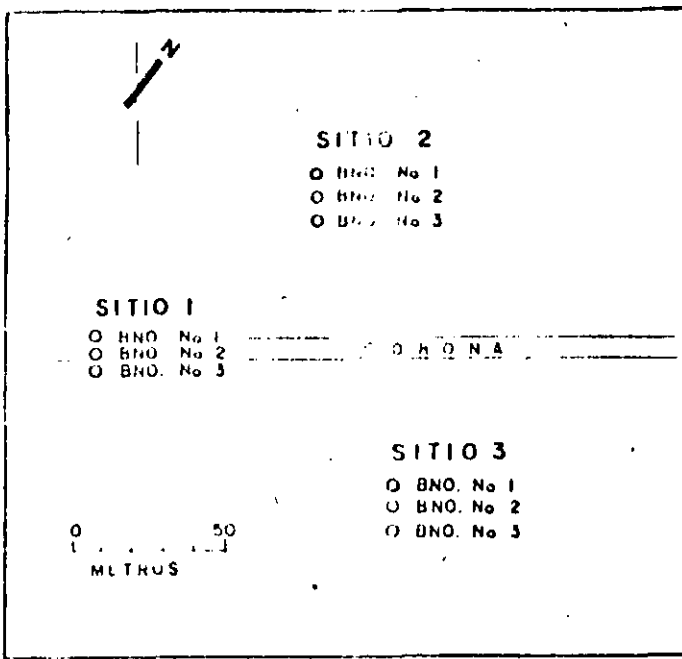


Fig. 3.3 Localización de los estudios sísmicos de Crosshole en el área de la cortina.

Las velocidades de onda compresional de Crosshole no experimentaron variaciones importantes y sólo aparecen pequeñas diferencias (figura 3.4), con un comportamiento definido (LFB, 1984), que bien pudieran tener su origen en eventuales retrasos en la deformación de los estripes utilizados como fuente, en las variaciones en diámetro y relleno exteriores al ademe, a lo largo de la perforación, o una combinación de estos factores. El error del método en este trabajo fue del orden de $\pm 10\%$.

3.2.2. Método Uphole. Para el registro de ondas sísmicas de Uphole, la fuente es ubicada a una profundidad determinada y los geófonos son instalados en la superficie a distancias mayores a 10 m, desde la boca de la perforación (figura 3.2). En este caso, es suficiente un solo pozo y no es necesario contar con el registro de su verticalidad. Los tiempos de recorrido de hoy son reducidos a componentes verticales por medio de una corrección trigonométrica. Los sismogramas y los tiempos "verticales" son presentados en gráficas contra la profundidad (ver cronogramas) para delectar incrementos y calcular las velocidades sísmicas por metros cuadrados. En el análisis de los materiales granulares de la proyección, las velocidades de Uphole (figura 3.5) muestran incrementos en algunos casos, pero reducciones en otros (LFB, 1984), al compararlos con las obtenidas antes de la compactación dinámica. El error del método en este caso, fue aproximadamente de $\pm 40\%$.

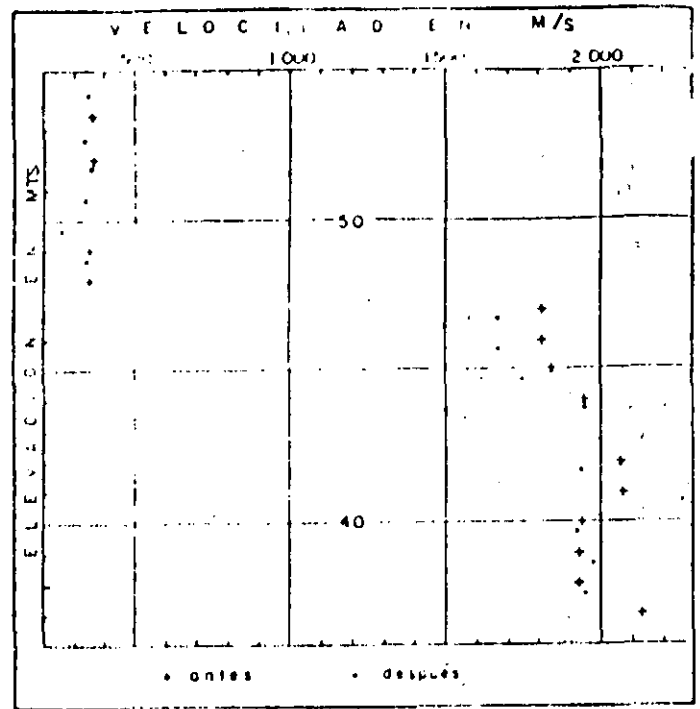


Fig. 3.4 Velocidades sísmicas compresionales de Crosshole en el sitio No. 3, antes y después de la compactación dinámica.

3.3 Propiedades Geométricas

Con la técnica de Uphole, es posible obtener algunos registros de ondas sísmicas de tipo transversal, además de las compresionales, dado que las frecuencias de resaca de Crosshole, en general, son las que las se separan en tiempo de éstas en los sismogramas y pueden facilitarse su identificación. La importancia de conocer la velocidad transversal radica en las relaciones establecidas para un medio elástico, isotrópico e infinito (Magnusson, 1976).

$$\sigma = \frac{0.5 V_p^2 - V_s^2}{V_p^2 - V_s^2} \quad \text{Coeficiente de Poisson}$$

$$G = \rho V_s^2 \quad \text{Módulo Dinámico Cortante (o de Rigidez)}$$

$$E = 2(1 + \sigma)G \quad \text{Módulo Dinámico de Young}$$

Donde V_p es la velocidad compresional, V_s es la velocidad transversal y ρ es la densidad. Sin embargo, para materiales y rocas permeables y saturadas, los cálculos del coeficiente de Poisson y del módulo dinámico de Young se ven sobrestimados, en especial el primero, en virtud de que

el agua incrementa a V_p considerablemente, en cambio, la V_s no se transmite en los fluidos. La tabla 3.1 muestra los parámetros dinámicos que se calcularon para los materiales no saturados en cada uno de los 3 sitios analizados, considerando las velocidades sísmicas promedio.

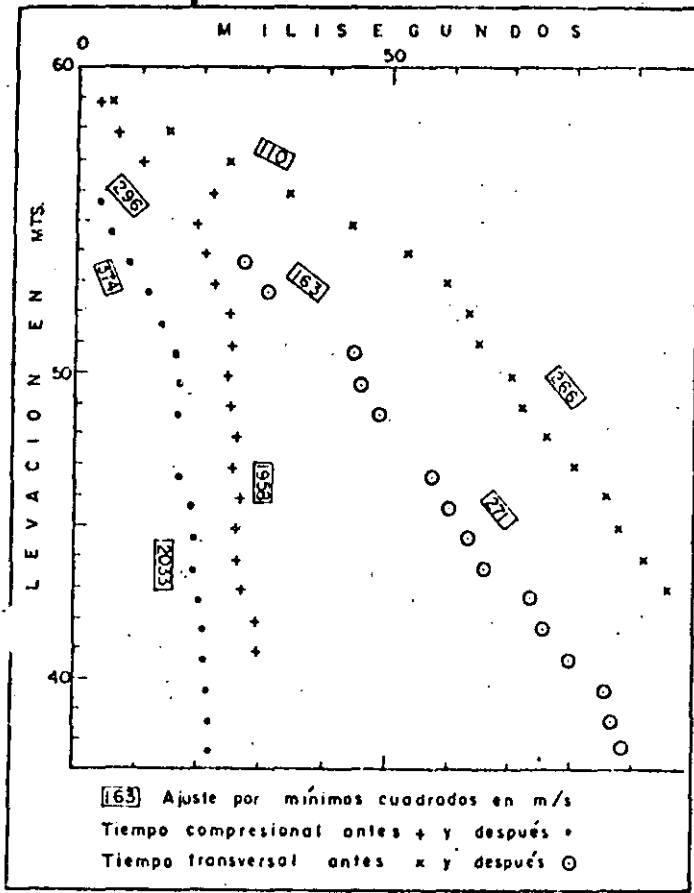


Fig. 3.5 Dromocronías de Uphole para una distancia de 2 m en el sitio No. 1, antes y después de la compactación dinámica.

Tabla 3.1

SITIO	1	2	3
	0,39	0,39	0,38
G_D (t/m^2)	3,900	3,600	3,900
E_D (t/m^2)	10,800	10,000	10,900

A otro lado, se hicieron estimaciones de los módulos estáticos de Young (E) y cortante (G), a partir de las correlaciones experimentales de Imai et al. (1976 y 1979) con E_D y G_D respectivamente. Así -

mismo, se obtuvieron estimaciones del valor N , de pruebas de penetración estándar de correlaciones experimentales de Imai et al. (1976 y 1979), con E_D y G_D respectivamente. Asimismo, se obtuvieron estimaciones del valor N , de pruebas de penetración estándar, de correlaciones experimentales con V_s y G_D , y estimaciones de la resistencia a la compresión simple q_u de correlaciones experimentales con V_s (Imai et al., 1976). La tabla 3.2 contiene los resultados de estas estimaciones, las cuales podrían constituir los valores representativos de los rellenos y aluviones no saturados, en conjunto, para ser considerados en el cálculo de la capacidad de carga.

Tabla 3.2

SITIO	1	2	3
E_L (t/m^2)	305	273	307
G_L (t/m^2)	137	122	138
Valor N	4.2-5.0	3.7-4.5	4.2 - 5.0
q_u (t/m^2)	11.3	10.3	11.6

Obtenido por correlación con G_D (Imai et al., 1979)

3.4. Conclusiones

3.4.1. Las observaciones de velocidad sísmica de Crosshole y de Uphole no muestran cambios significativos como resultado de la compactación dinámica practicada a los materiales en el área de la cortina. Lo anterior no significa que estos materiales no hayan podido ver incrementada su densidad en una proporción reducida o que la rigidez de los mismos no se haya visto mejorada, con lo cual el potencial de licuación se haya reducido.

3.4.2. Los parámetros geodinámicos que se han estimado de las velocidades compresional y transversal pueden considerarse representativos para los materiales que se encuentran arriba del nivel freático. Estas propiedades (Tabla 3.1) servirán para estudiar el comportamiento del medio ante eventual cambios o súbitas descargas del futuro vaso. Las propiedades estáticas, en cambio deberán ser tomadas con alguna reserva, dado que fueron obtenidas de valores medios en las correlaciones empíricas de Imai et al. (1976 y 1979). No obstante, los mismos comportamientos experimentales pueden ser aprovechados para estimar en forma más precisa los parámetros estáticos, si se cuenta con un número reducido de fuentes de calibración, es decir, datos obtenidos por

4. EVALUACIÓN DE SITIOS PARA PEQUEÑAS PRESAS

La aplicación de estudios Geofísicos a pequeñas presas tiene la misma importancia que los realizados en las de gran tamaño, aunque en la actualidad, sólo se aplica a estas últimas con regularidad, no obstante que aquéllas pueden presentar problemas constructivos y post-constructivos similares.

El objeto del presente trabajo es describir en forma somera la aplicación de los métodos geofísicos en los estudios de selección y construcción de este tipo de obras, determinando para ello las características del subsuelo. Se menciona un ejemplo de su aplicación en cuatro sitios donde se construirán barreras para recarga de acuíferos en el Estado de Sonora.

4.1 Aplicaciones

Una vez que por las características topográficas favorables se ha seleccionado un área varias boquillas para la construcción de una presa, es importante determinar las condiciones geológicas y geotécnicas del sitio. Dichas condiciones se establecen a partir de una serie de estudios y dado la magnitud de la obra para una presa pequeña, esos estudios deben proporcionar la mayor cantidad de información posible a un bajo costo.

Uno de los aspectos más costosos dentro de la etapa de estudio para la selección de sitios favorables para la construcción de una presa es la perforación y exploración directa, como son los socavones, con la cual se obtienen parámetros como grado de fracturamiento, zonas de falla litológica, contactos litológicos, etc. Este costo se puede disminuir a un mínimo si se realizan estudios de geofísica de una manera adecuada ya que muchos de estos parámetros se pueden obtener de una forma indirecta. La siguiente tabla muestra algunos de los problemas que se pueden resolver con la geofísica así como el método aplicable.

PROBLEMA	METODO APLICABLE
Calidad de roca	Sísmica de refracción, Crosshole, resistividad
Zona de fracturamiento	Resistividad, Crosshole, S.P. sísmica de refracción
Zona arcillosa	Resistividad
Zona de falla	Resistividad, Crosshole, S.P.
Permeabilidad	Resistividad

Arabilidad	Sísmica de refracción
Zonas cársticas	Resistividad, gravimetría, sísmica de refracción
Diques.	Resistividad, magnetotriá, sísmica de refracción.

4.2 Caso Práctico

En el año de 1982 la Secretaría de Recursos Hidráulicos se vio en la necesidad de realizar diez proyectos tendientes a la construcción de presas de almacenamiento y zonas de riego de diferentes municipios del Estado de Sonora.

En cuatro de estos proyectos (Cajón de Onapa, Bacanora, Nacori Chico y Tapiro), se presume que causarían un abatimiento de los niveles freáticos entre la obra y las zonas de riego, lo que causaría un desajuste de los aprovechamientos hidráulicos utilizados para fines domésticos y abrevaderos.

Por los motivos descritos se procedió a la realización de una serie de estudios para definir la factibilidad de construir barreras o pantallas semipermeables para mantener los niveles freáticos entre las presas y zonas de riego.

4.2.1. Objetivos Geofísicos:

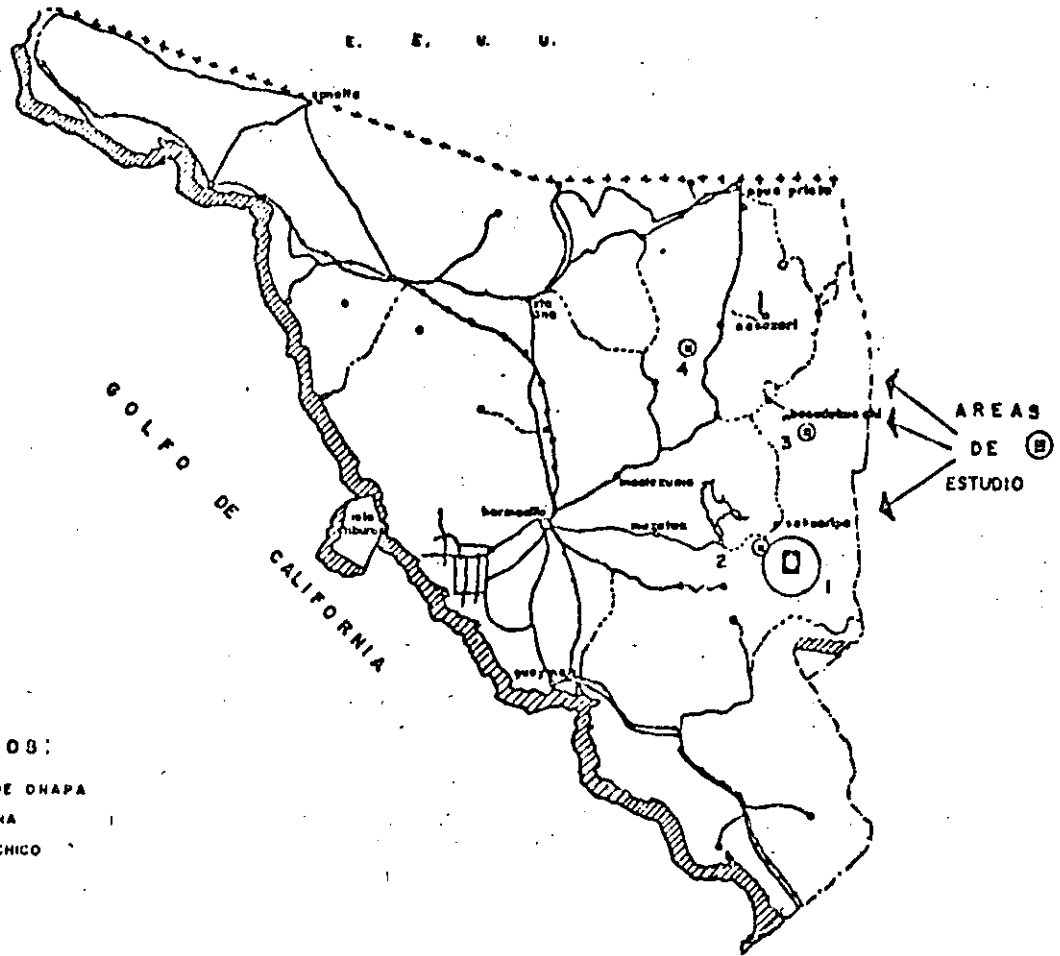
- Geometría de los rellenos aluviales en la zona de construcción de las barreras o pantallas
- Conocer el comportamiento de los materiales a lo largo del cauce
- Determinar la resistencia a la excavación o arabilidad de los materiales
- Determinar, en forma cualitativa la porosidad de los materiales.

4.2.2. Localización.- La ubicación general de las zonas de trabajo se muestra en la figura 4.1.

El proyecto de Bacanora se localiza sobre el cauce del mismo nombre, a 5 km al Sur del poblado de Bacanora (figura 4.2) del municipio del mismo nombre.

4.2.3. Métodos Geofísicos.- Los métodos empleados para el presente estudio consistieron en el de sísmica de refracción y resistividad. En el primer caso, sólo se aplicó el método con la suposición de capas planas, para determinar las velocidades y espesores de las capas sin tomar en cuenta el echado de las mismas.

El equipo empleado para la determinación de los tiempos de llegada fue un sísmógrafo marca "Geometrics" modelo ES-125; un modelo del dispositivo de muestra en la figura 4.3.



PROYECTOS:

- 1.- CAJON DE ONAPA
- 2.- BACANORA
- 3.- NACORI CHICO
- 4.- TAPIRO

4.1. Ubicación General del Area de Estudio

En el segundo caso, se utilizó el dispositivo Schlumberger con una abertura máxima entre electrodos de corriente de $AB=100m$. El equipo empleado en este caso fue transmisor marca "Scintrex" modelo TSQ-2E.

4.2.4. Consideraciones de la Interpretación.- Con los datos obtenidos con el levantamiento de campo, es decir los tiempos de arribo de la onda V_p o primaria se elaboraron las dromocrónicas (ver figura 4.4) determinándose, en general no más de tres contactos elásticos. La determinación de las velocidades se calcularon a partir del inverso de las pendientes, y el de la profundidad de las diferentes capas con las siguientes relaciones:

$$P_1 = \frac{TI_1}{2} \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}$$

$$P_2 = \frac{TI_2}{2} \frac{V_3 - V_2}{V_3 + V_2} +$$

$$+ \frac{P_1 \cdot V_3 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} - V_2 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_1 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2}}$$

en donde:

V_1 = Velocidad de la primera capa

V_2 = Velocidad de la segunda capa

V_3 = Velocidad de la tercera capa

P_1 = Profundidad al primer medio refractor

P_2 = Profundidad al segundo medio refractor.

Los datos de resistividad se interpretaron por superposición con curvas patrón junto con el apoyo del método del "punto auxiliar", y la calidad de la interpretación se verificó con las algorítmicas de "Gosh" y "O'Neill".

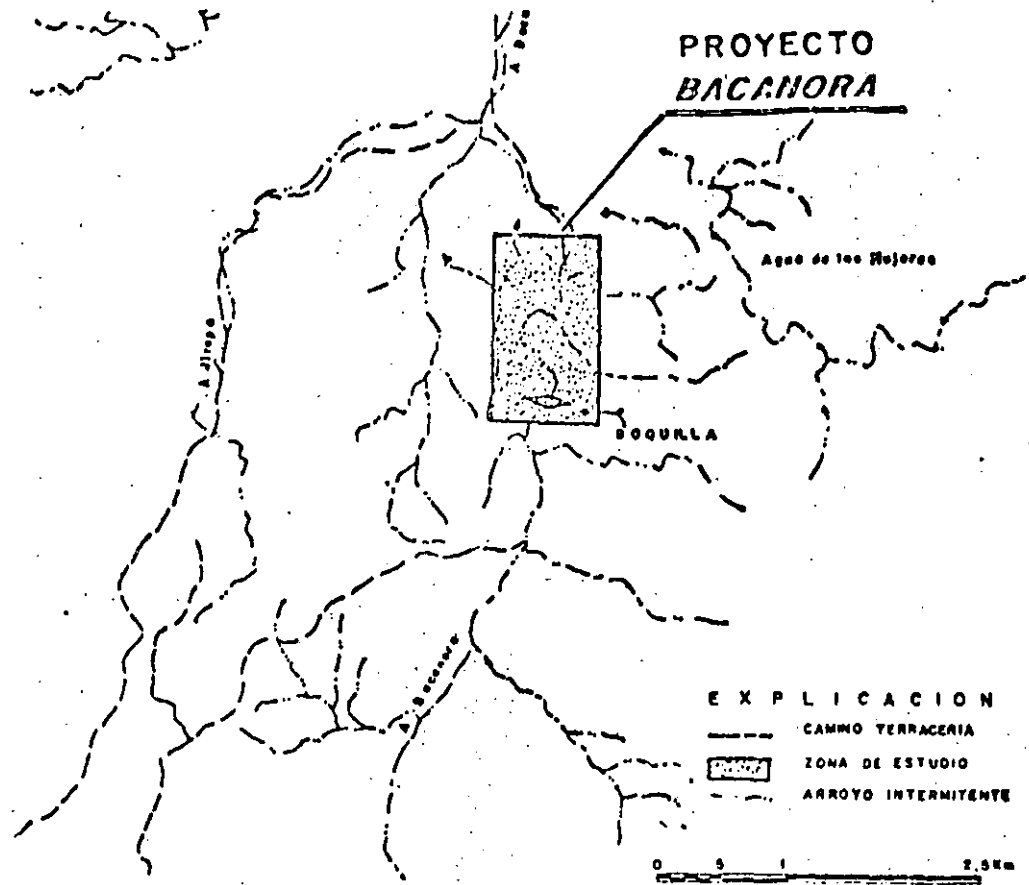
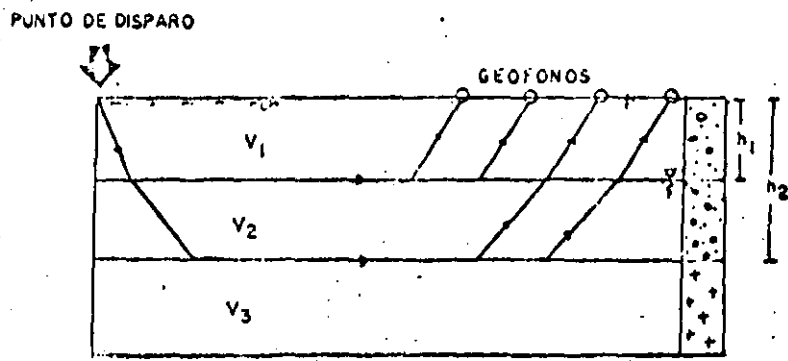


Fig 4.2. Ubicación de la Zona Estudiada



$$v_1 > v_2 > v_3$$

MODELO DE PROPAGACION DE ONDAS SISMICAS EN UN MEDIO ESTRATIFICADO.

Figura 4.3

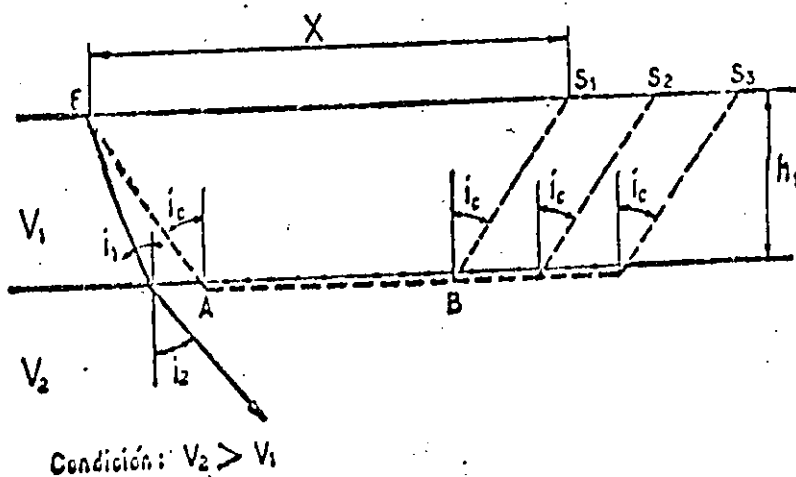
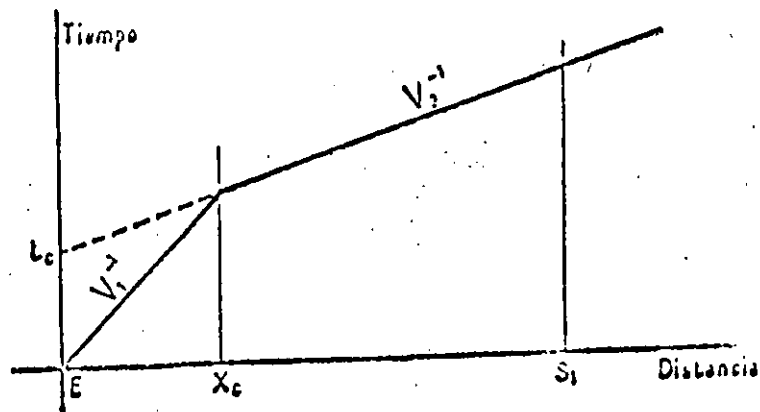


Figura 4.4

La porosidad se calculó cualitativamente con la ecuación de Archie modificada para rocas granulares, la cual se expresa así:

$$P_o/P_w = Q^{-1.3}$$

En donde:

P_o = Resistividad del medio saturado

P_w = Resistividad del fluido saturante.

Q = Porosidad

1.3 = Factor de cementación.

Para los cálculos se utilizó una resistividad del fluido saturante de 10 ohm-m.

Es de hacerse claro que para esta aplicación se han tomado las variables de cementación y de una forma apegada a características teóricas exclusivamente para poder obtener una porosidad cualitativa con fines de comparación.

4.2.5. Correlación Geológica-Geofísica.-

En este proyecto se estudiaron 2 kilómetros a lo largo del cauce del arroyo Bacanora entre la boquilla de la presa de alma-

cenamiento y la zona de riego; asimismo, se estudiaron dos ejes para determinar las características del subsuelo donde se habrían de implantar las barreras o pantallas semipermeables (ver figura 4.5 y 4.6).

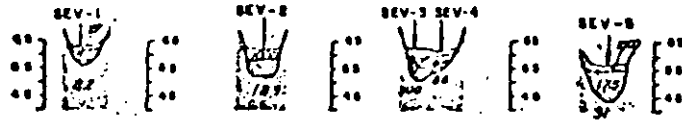
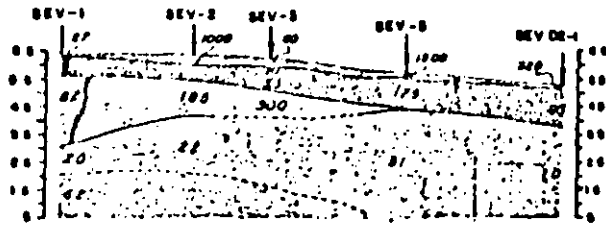
En base a los resultados geofísicos y a las observaciones de geología superficial se formó la siguiente tabla de resultados generales (4.1).

4.2.6. Conclusiones de los resultados geológicos-geofísicos.

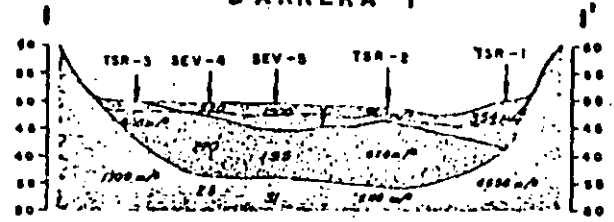
a) Los materiales de relleno, como son las arenas, gravas y algunos boleos se encuentran en un estado poco compacto.

b) Los aglomerados presentan una buena compactación y cementación; en estado sano son impermeables pero bajo el cauce hay una zona de alteración que le da a la roca una permeabilidad media a alta. Por este motivo se espera que exista filtración bajo la barrera o pantalla.

LITOLOGIA	RESISTIVIDAD EN OHM-M	VELOCIDAD m/s	CARCT. PERME.	RESISTENCIA A LA EROSION	POROSIDAD %
GRAVAS Y ARENAS SECAS	1500 - 27	380 - 520	BUENA PERM.	BAJA	18 %
GRAVAS Y ARENAS SATURADAS	175 - 20	546 - 825	BUENA PERM.	MODERADA	18 %
BUCARIT	4 - 300	1706 - 1706	IMPERM.	MUY COMPACTO	

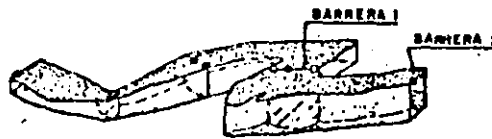


BARRERA 1



SIMBOLOGIA :

- SEV SONDEO ELECTRICO VERTICAL
- ↓ PUNTO DE ATRACCION DEL SONDEO
- 170 RESISTIVIDAD EN OHM-METRO
- CONTACTO GEOELECTRICO
- - - CONTACTO INFERIDO
- TSR TENIDO SISMICO DE REFRACCION
- 546 m/s VELOCIDAD SISMICA m/s
- ∗ NIVEL FREATICO



BARRERA 2

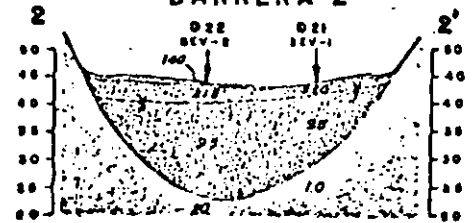


Figura 4.5

LITOLOGIA	VELOCIDAD (m/s)	RESISTIVIDAD (ohm-m)	POROSIDAD RELATIVA, %	GRADO DE COMPACTACION	CARACTERISTICAS HIDROLOGICAS
Gravas y arenas secas	380 - 520	27 - 1500	18	Bajo	Permeable
Gravas y arenas saturadas	546 - 825	20 - 175	18	Media	Permeable
F. Bucarlit (a glomerados)	1706 - 4156	4 - 300		Alta	Impermeable

4.1. Tabla de Resultados Generales

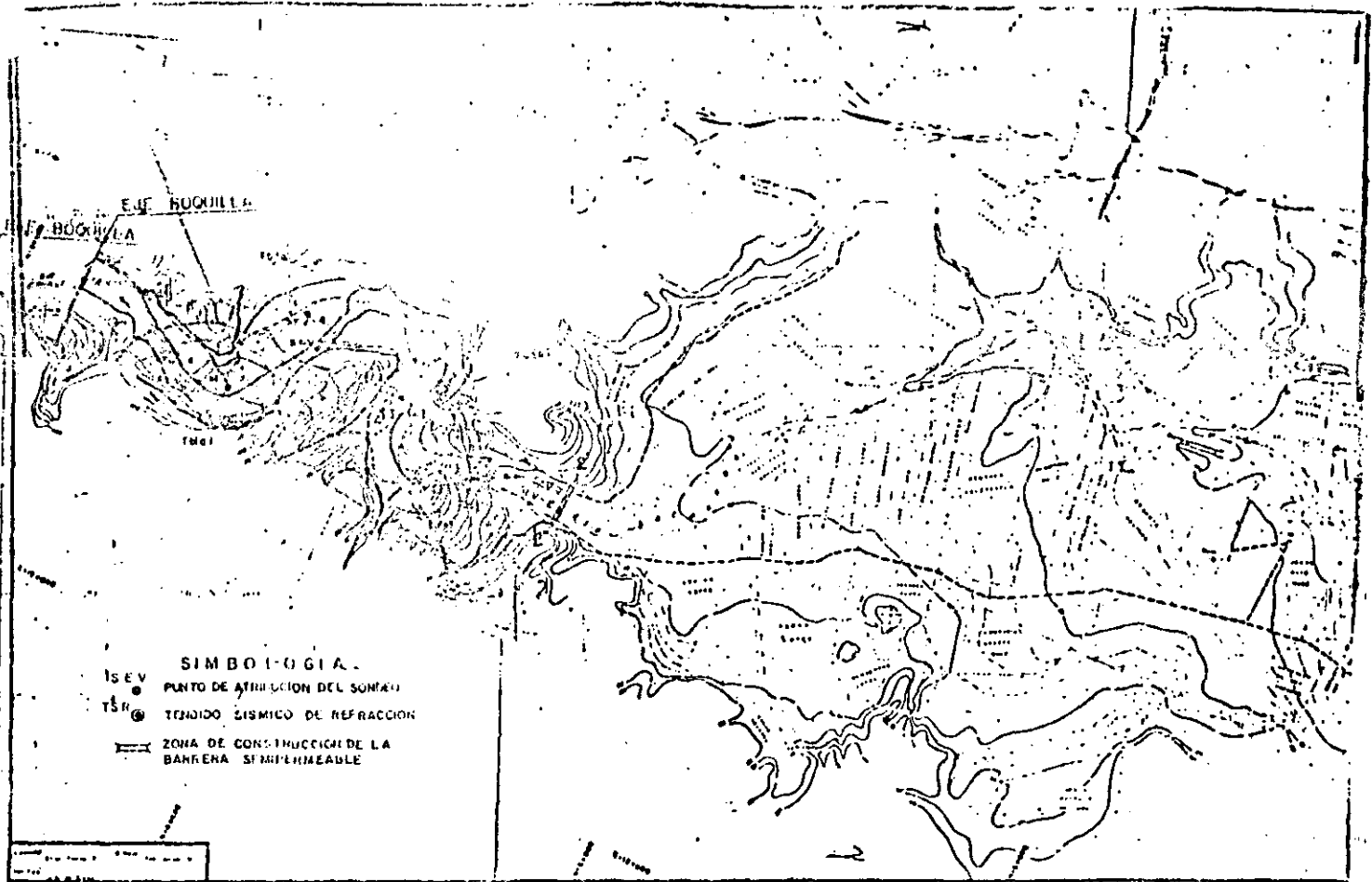


Figura 4.6

c) Los materiales de relleno son fácilmente excavables.

4.2.7. Recomendaciones

a) Realizar por lo menos dos perforaciones para verificar los resultados geofísicos.

b) Establecer una correlación entre las velocidades encontradas y el grado de compactación.

4.3 Comentarios Finales

Como se puede comprobar, la aplicación de los distintos métodos geofísicos permite obtener parámetros muy importantes como son velocidades, espesores y resistividades que pueden emplearse para determinar la factibilidad de una obra.

Es de hacerse notar que la calidad de los resultados finales de un estudio geofísico depende grandemente en la intercomunicación existente entre el ingeniero geólogo y el ingeniero civil con el geofísico; asimismo, mientras más información se tenga de la zona de estudio.

La geofísica pretende obtener resultados prácticos a un bajo costo, pero sin tra-

tar de sustituir la perforación o métodos directos tendientes a obtener los parámetros para los diseños finales.

5. REFERENCIAS

- Ballard, R.F., Stokoe, K.H. and Mc. Lemore, R. (1983), "Proposed Standard Test Methods for Cross-Hole Seismic Testing", Geotechnical Testing Journal, GTJODJ, Vol. 6, No. 4, pp 210-219.
- CFE (1984), "Informe final de los Estudios Sísmicos de Pozos en materiales Granulares para la cortina del P.H. Peñitas, Chis", Res. Ests. Geof. para proys. Hidroel., 7 págs., inédito.
- Imai, T., Fumoto, H. and Yokota, K. (1976) "P-and S-Wave Velocities in Subsurface Layers of Ground in Japan", Urawa-Res. Inst., Oyo Technical Note, Tokyo.
- Magnusson, K.A. (1976), "In Situ Determination of Elastic Constants in Rock, using a Hammer Seismograph", Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Vol. 98, pp. 244-250, Stockholm.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

**ESTUDIO GEOFISICO PARA DETERMINAR LAS CONDICIONES
GOEMECANICAS EN EL SITIO DE CONSTRUCCION
DE LA PLANTA TERMoeLECTRICA LERDO, DURANGO**

Ing. Jaime Alberto Ruiz Reyes

AGOSTO, 1985

ESTUDIO GEOFISICO PARA DETERMINAR LAS CONDICIONES
GEOMECANICAS EN EL SITIO DE CONSTRUCCION
DE LA PLANTA TERMoeLECTRICA LERDO, DURANGO

RESUMEN

La Comisión Federal de Electricidad construye actualmente la Central Termoeléctrica Lerdo o Villa Juárez en el estado de Durango. Por tal motivo se solicitó la ejecución de un trabajo geofísico que pudiese cumplir con los tres objetivos siguientes:

- a) Determinar la distribución de los materiales del sitio de construcción con base en su granulometría
- b) Caracterizar la compactación natural del sitio para poder inferir su comportamiento ante un sismo, y
- c) Obtener los módulos elásticos dinámicos para fines del diseño de las construcciones en las zonas sujetas a vibraciones.

Para cumplir con los objetivos anteriores se propusieron trabajos con el método sísmico de refracción, el método eléctri

co conocido como sondeo eléctrico vertical, el método sísmico en pozos conocido como *cross-hole-up-hole* y los registros geofísicos de pozos (S.P., eléctrico, gamma natural, gamma-gamma y coliper).

Los resultados obtenidos de la aplicación de los métodos anteriores son el objetivo central de este trabajo.

ANTECEDENTES

Geológicos y geográficos

La planta termoeléctrica se encuentra ubicada sobre los sedimentos aluviales (arcillas, limos, arenosas y gravas) que constituyen la planicie de inundación del Río Nazas, dichos sedimentos descansan sobre un basamento rocoso sedimentario del Jurásico perteneciente al grupo Zuluaga constituido por areniscas y lutitas.

Geofísicos

Con anterioridad se llevaron a cabo en el área estudios geofísicos con el objeto de evaluar el acuífero que abastecería de agua a la planta y ubicar sitios de perforación, por tal motivo se tienen antecedentes geoeléctricos del área así como de dos pozos perforados en el área de la planta.

Según estos estudios el relleno sedimentario está constituido por una alternancia de limo-arenas, arcillas y gravas, encontrándose el basamento rocoso a una profundidad promedio de 60 a 100 m, en el área de estudio.

Trabajo efectuado

Se efectuaron un total de 56 tendidos sísmicos con longitud de 43 m y puntos de tiro de 25 cm del primero y último geófono, empleándose golpes de martillo como fuente de energía. Conjuntamente se hicieron 112 sondeos eléctricos verticales, modalidad Schlumberger con aberturas interelectródicas de emisión de corriente de 100 m. El estudio *Up-hole*, *Cross-hole* se llevó a cabo en dos triadas de pozos perforados en el área correspondiente al bloque de fuerza de la planta y en el pozo central de cada triada se corrieron los registros geofísicos y se llevó a cabo el control litológico mediante las muestras producidas por los recortes de la perforación. La ubicación de los tendidos sísmicos, los sondeos eléctricos verticales y los pozos perforados se muestran en la fig. 1.

Interpretación

Los sismogramas resultantes de los tendidos sísmicos fueron interpretados por el método de pendientes inversas y tiempos de intersección utilizando modelos de dos y tres capas inclinadas.

Las curvas de resistividad aparente se interpretarán por el método de punto auxiliar utilizando curvas maestras de

tres capas planas y mejorando la interpretación mediante un programa de ajuste automático que utiliza la técnica de mínimos cuadrados con la metodología de Marquart (1963).

Los registros geofísicos fueron interpretados utilizando las técnicas estratigráficas y la densidad de los diferentes medios atravesados por los pozos fueron calculados mediante la formulación proporcionada por la compañía Mount Sopris y calibraciones hechas con patrones de plástico y aluminio.

Para interpretar los simogramas producidos en el método *cross-hole-up-hole* primero fueron pasados estos a la presentación profundidad contra tiempo. Es importante hacer notar que la recepción de las señales se hace con geófonos tanto de componente vertical como de horizontal en su superficie y dentro de los pozos como se muestra en la siguiente figura

Cada uno de los geófonos de pozo es de tres componentes y en la superficie se coloca en cada punto de recepción un geófono de componente vertical y uno de horizontal, de tal manera que la probabilidad de reconocer el tren de ondas transversales sea aumentada a un máximo la interpretación de los sismogramas con presentación $2-T$ se hace corrigiendo los tiempos a la vertical y midiendo los inversos de las pendientes y tomando en cuenta los quiebres de las líneas rectas que se forman para determinar el número de capas con diferente velocidad tanto longitudinal como transversal.

Resultados

Los resultados obtenidos con el método sísmico de refracción se pusieron en dos presentaciones, primero en forma de secciones sismoestratigráficas (fig. 2) en donde se ve que fundamentalmente existen tres capas; la marcada como U_1 que representa suelos sueltos en espesor promedio de 1.5 m, la unidad U_2 que representa sedimentos de compacidad media a baja y la unidad U_3 que representa los mismos sedimentos pero saturados ya que se encuentran por debajo del nivel freático.

La segunda presentación es un plano de isovelocidades de la unidad U_2 (fig. 3) en donde se puede observar que la zona más compacta se encuentra en la porción superior izquierda

de la figura y la menos compacta en la parte inferior derecha incluyendo la zona donde se ubicará el bloque de fuerza de la planta.

Los resultados del método eléctrico también tienen dos presentaciones como en el caso anterior; la primera en forma de secciones electroestratigráficas (fig. 4) en donde se presentan las capas con diferente resistividad; estas secciones muestran un mayor número de capas que las sismoestratigráficas debido a que el método eléctrico es más sensible al cambio en granulometría de los medios que se estudian. Es notorio en este caso la baja resistividad de la unidad electroestratigráfica U₃ la cual se debe principalmente a la alta arcillosidad de ella pues mientras más arcilloso es el medio menor es su resistividad.

La segunda presentación (fig. 5) viene a partir de la presentación en planta de la unidad U₃ tomando en cuenta su conductancia longitudinal unitaria y la correlación de esta con la granulometría del medio para obtener una representación en planta de las zonas más arcillosas como se muestra en la figura 5 en donde se puede observar que la zona más arcillosa se encuentra en la porción derecha de la figura incluyendo el área donde quedará ubicado el bloque de fuerza de la planta.

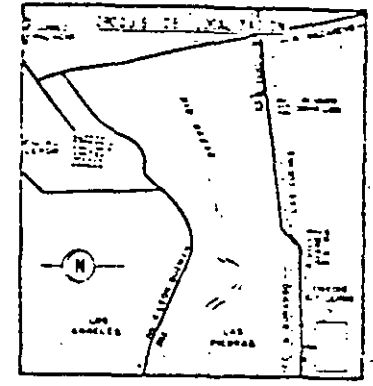
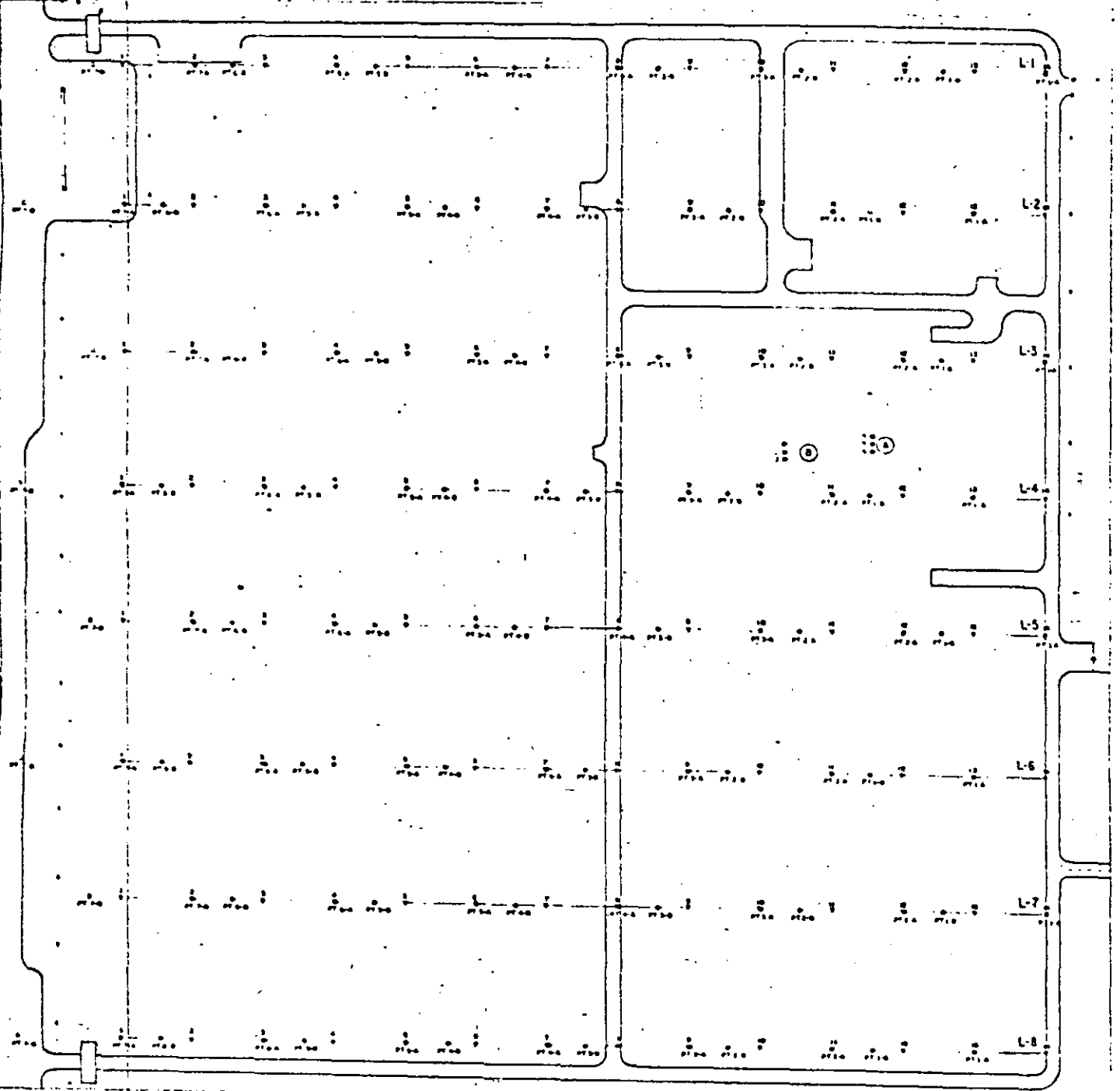
Por último la figura 6 muestra los resultados conjuntos del estudio de las muestras de la perforación; los registros geofísicos de pozos y los del levantamiento *cross-hole-up-hole*.

La columna estratigráfica es el resultado del estudio tanto de las muestras de los recortes del barreno como de la interpretación de los registros geofísicos de pozos. El cálculo de los módulos elásticos dinámicos se obtuvo a partir de las velocidades V_p y V_s y de la densidad de los diferentes medios obtenida a partir del registro gamma-gamma como se muestra en la figura y mediante la formulación clásica de la teoría de la elasticidad.

CONCLUSIONES

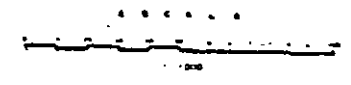
1. Desde un punto de vista general, el intervalo que puede ser sujeto a compresibilidad por efecto de soportar cargas, queda comprendido entre los primeros 12 m de profundidad en el área de la planta.
2. Los sedimentos que más efectos puede sufrir al aplicárseles cargas son los sedimentos finos que se encuentran arriba del nivel freático.

3. El sitio donde se ubica el bloque de fuerza queda comprendido en una zona donde dominan sedimentos finos de baja compacidad, en el intervalo no saturado o semi-saturado.
4. En los barrenos perforados en el área donde se ubica el bloque de fuerza, se detectó un estrato de arcilla plástica a la profundidad de 2 m en la triada "A" y a 3 m en la triada "B", cuyos espesores son de 1.5 y 1 m. respectivamente y que corresponde con los valores obtenidos de 3 a 5 ohm-m que se muestran en las secciones geoelectricas.
5. Según los resultados obtenidos y con base en los antecedentes que se tienen del área, cuando se incremente la explotación del acuífero debido al abastecimiento de la planta se creará un abatimiento de niveles, lo que podría ocasionar posibles asentamientos en aquellas zonas donde predominan los materiales finos.
6. Desde el punto de vista de la caracterización sísmica del terreno, éste puede ser considerado como de condiciones críticas en la zona arcillosa-plástica y como sedimentos de compacidad moderada fuera de ella.



— SIMBOLOGIA —

- CARRERA
- VIA DE FERROCARRIL
- CERCADO
- LINEA DE GEOFISICA
- BARRENOS PARA CROSS-HOLE
- ACCESO A LA PLANTA
- PUNTO DE ATRIBUCION DEL SEV
- PUNTO DE ATRIBUCION SIMICA

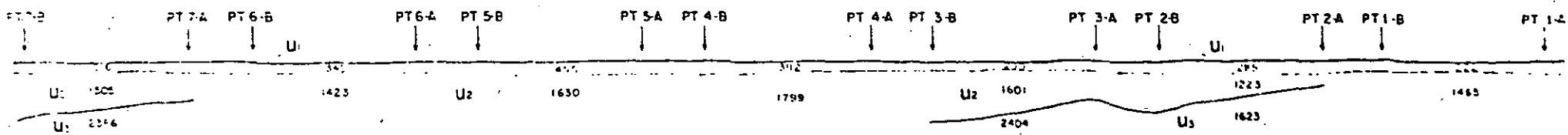


COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
 INSTITUTO FEDERAL DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS Y TECNICAS
 INSTITUTO DE INVESTIGACIONES ELECTRICAS
 CENTRO DE INVESTIGACIONES Y SERVICIOS
 AV. DE LAS FUENTES 1000, CIUDAD DE MEXICO, D.F.

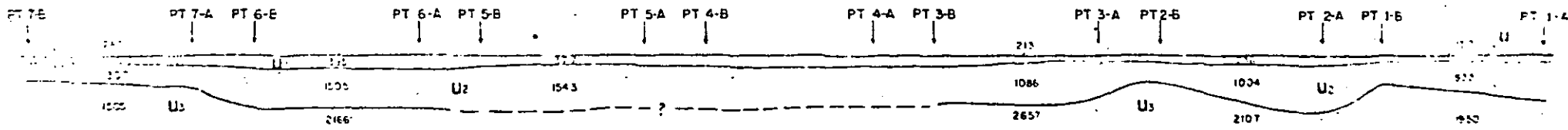
CT VILLA JUARIZ 000
 PLANO DE LOCALIZACION
 DE LINEAS ELECTRICAS
 Y SIDAACS

PROYECTO: ...
 ESCALA: ...
 FECHA: ...

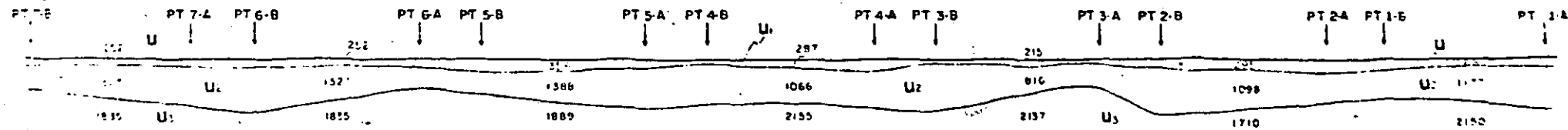
SECCION SISMICA No. 5



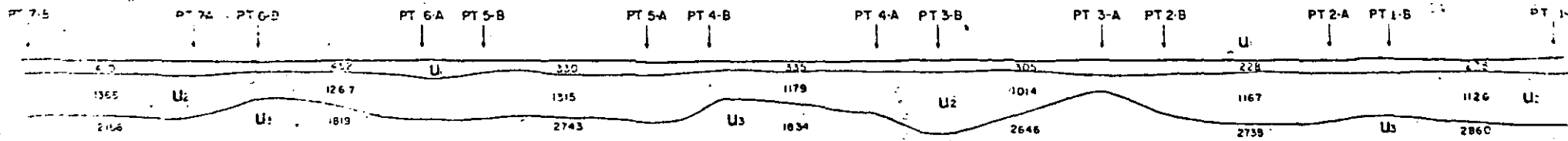
SECCION SISMICA No. 6

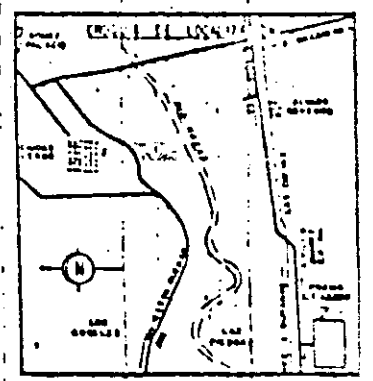
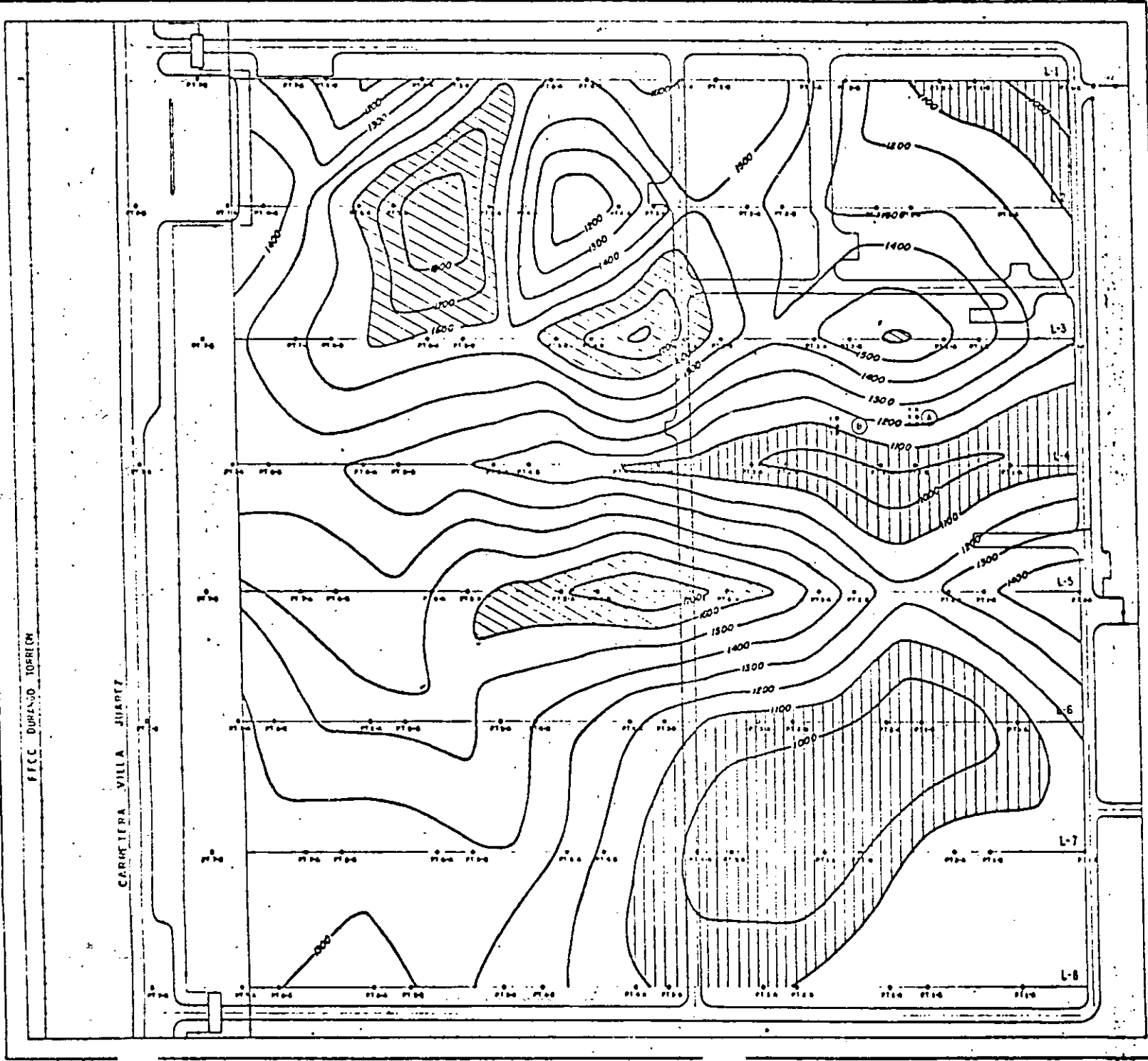


SECCION SISMICA No. 7



SECCION SISMICA No. 8





— SIMBOLOGIA —

- CARRETERA
- VIA DE FERROCARRIL
- CERCADO
- LINIA DE GEOFISICA
- BARRENOS PARA CROSS-HOLE
- ACCESO A LA PLANTA
- PUNTO DE ATRIBUCION SISMICA
- CURVA DE ISOVELOCIDAD @ 100
- ZONA DE MEJOR VELOCIDAD
- ZONA DE MAYOR VELOCIDAD
- ZONA DE VEL. INTERMEDIA

0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000

COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD

CFE

ET VILLA JUAREZ DGO

PLANO DE ISOVELOCIDADES

UNIDAD SISMICA U₂

Fecha del plano: 1968

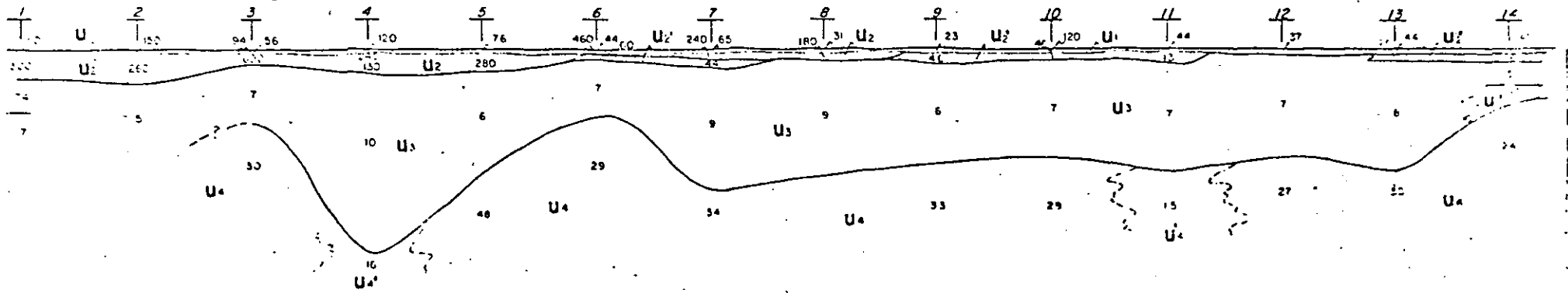
Revisado por: []

Elaborado por: []

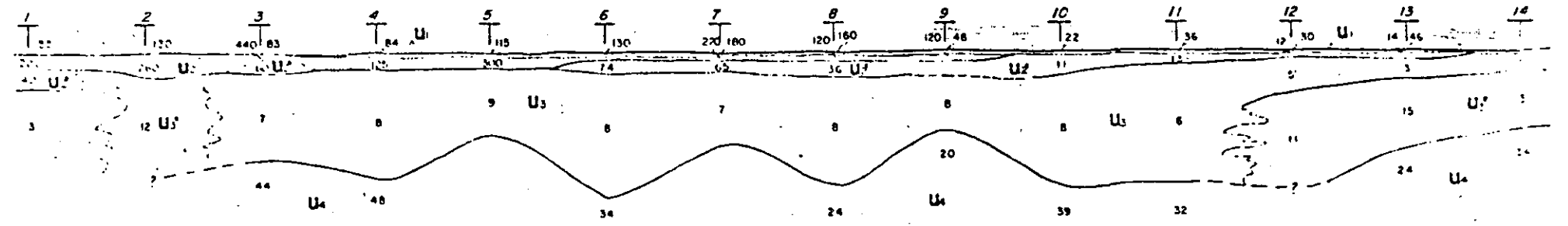
Escala: 1:50,000

Hoja: 1 de 1

SECCION No. 7



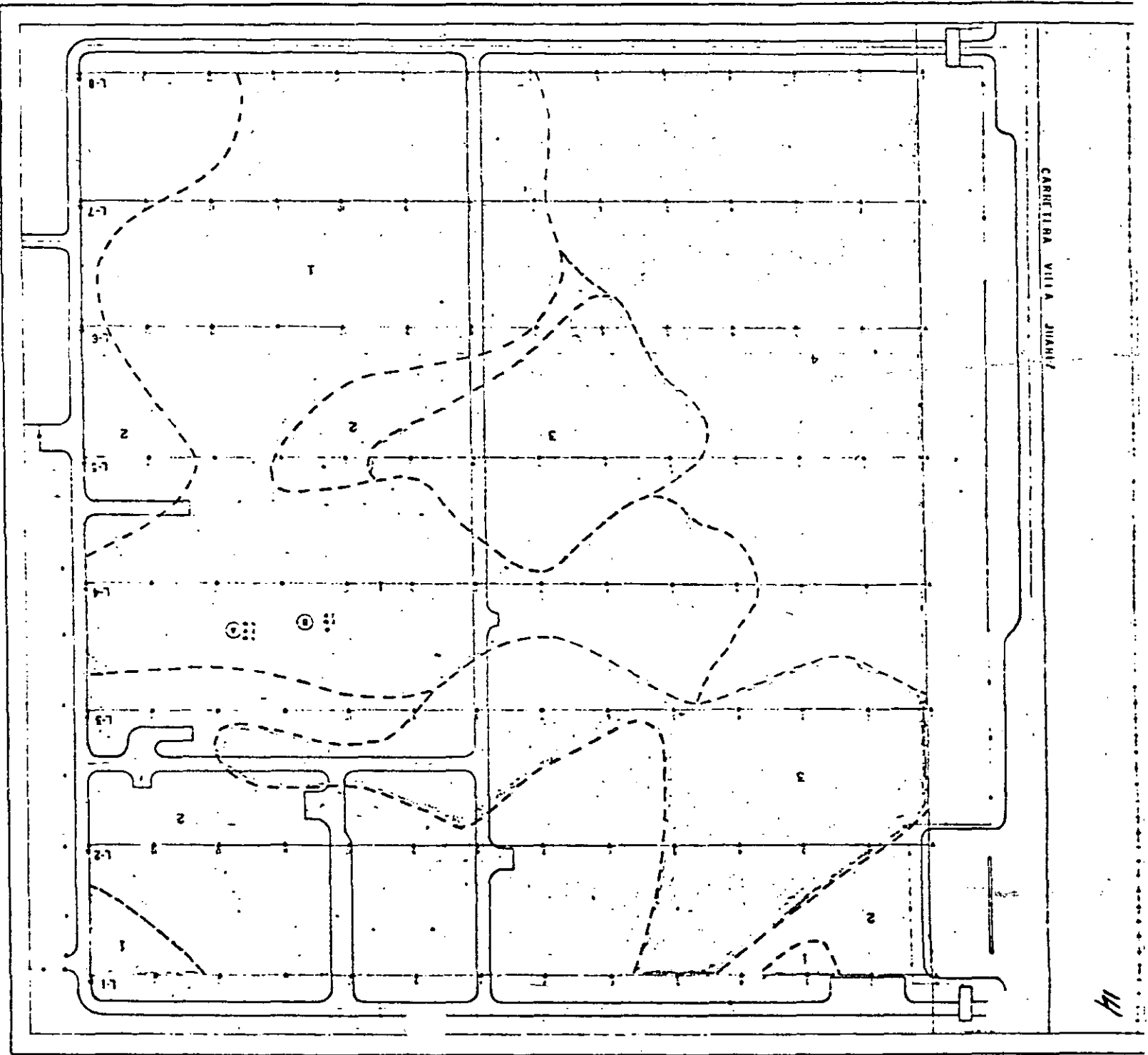
SECCION No. 8



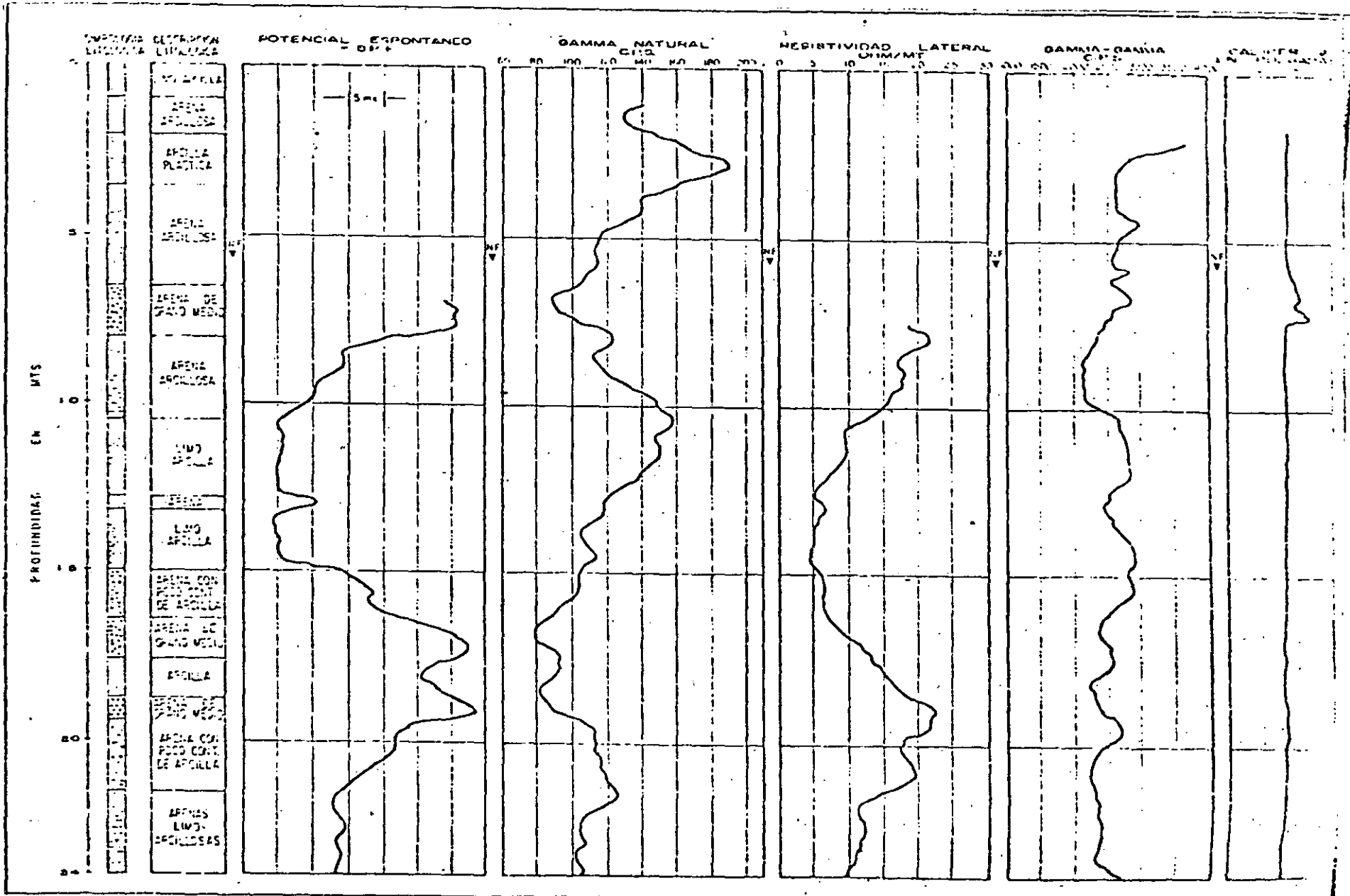
COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
 DISTRIBUCION DE MATERIALES
 EN CUANTO GEOMETRIA Y CANTIDAD
 (PROF. PEDRO MONTECALVA DE 2 A 12 MIL.)
 CT VILLA JIMENEZ 000

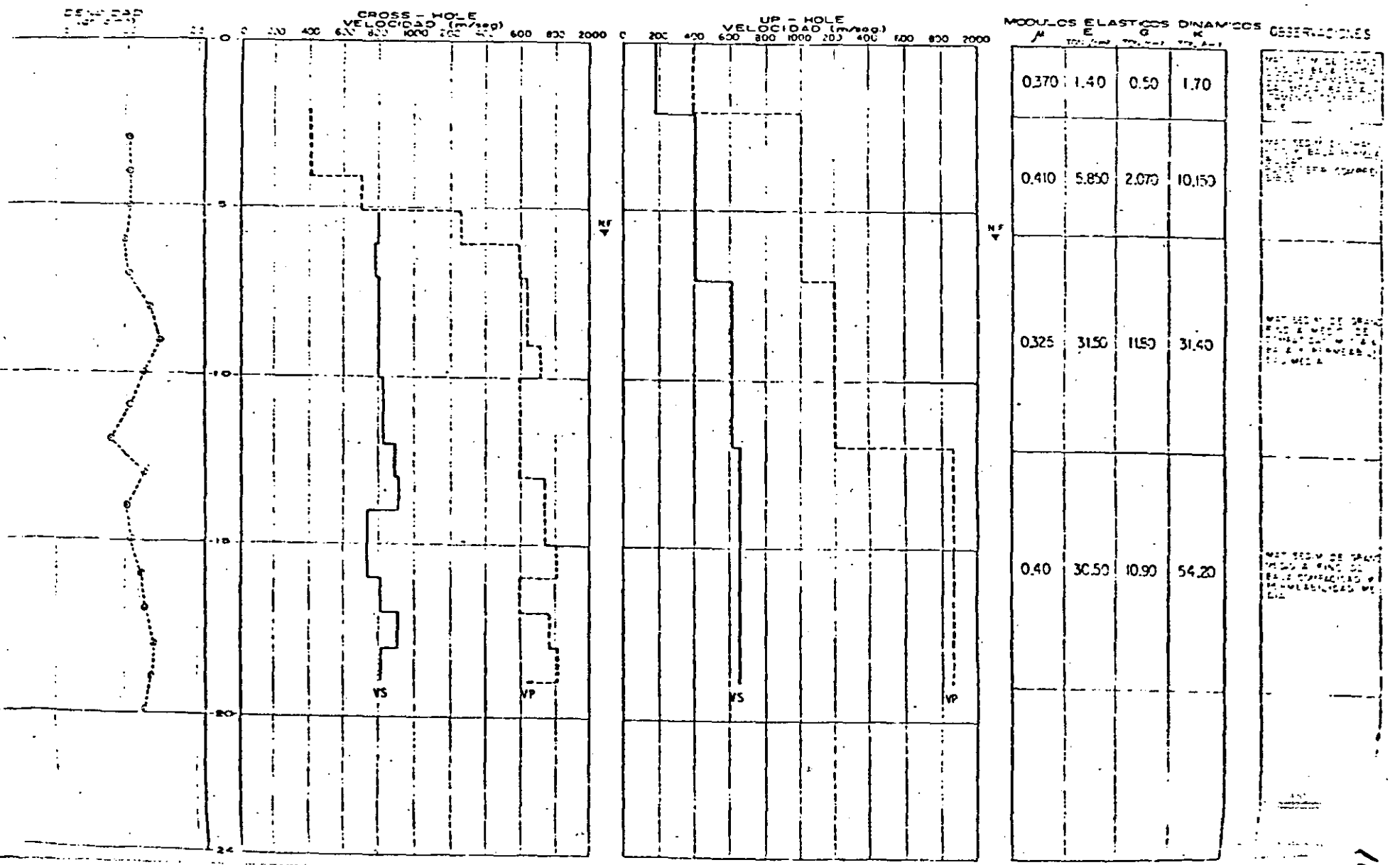
SIMBOLOGIA

- CARRERA
- VIA DE FERROCARRIL
- CERVO
- LINA DE BARRIOS
- ESCALAS PARA DENS-401
- ARISTO A LA PLANTA
- PUJTO DE DISTRIBUCION DEL SER.
- LINA DE DIST. GEOMETRICA



11







**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

ESFUERZOS, DEFORMACIONES Y CONCEPTOS REOLOGICOS

AGOSTO, 1985

Capítulo 10

Esfuerzos, deformaciones
y conceptos reológicos

No	Pero puede
Isotrópico (las mismas propiedades elásticas en todas las direcciones)	Ser no isotrópico (las propiedades elásticas no son las mismas en todas las direcciones)
Homógeno (las propiedades del material como c, w, \dots estructura, etc., constantes en toda la masa)	Tener lentes de materiales diferentes, ser estratificado, aumentar su densidad con la profundidad y tener diferentes contenidos de agua.
Linealmente elástico	Ser no lineales o ser elásticos sólo en un intervalo limitado de esfuerzos.
Cuerpo aislado	Ser una zona sometida a esfuerzos en un medio semi-infinito.

10.1 CONSIDERACIONES GENERALES

Una de las funciones más importantes del estudio de la mecánica de los suelos es la predicción de la magnitud de los esfuerzos bajo cargas que producen deformaciones excesivas, llamados *esfuerzos de falla*. Cualquier carga producirá esfuerzos y deformaciones que pueden integrarse en la zona de interés de los esfuerzos para obtener la deformación. Generalmente, la deformación recibe el nombre de *asentamiento* y con frecuencia se realizan esfuerzos considerables para obtener una predicción del asentamiento. Este capítulo y algunos de los siguientes se relacionarán, en particular, con las predicciones de esfuerzos y deformaciones y algunas de las razones por las cuales esta actividad se denomina predicción.

Los esfuerzos resistentes se desarrollan cuando cualquier material es sometido a una carga. El estudio de la resistencia de los materiales está relacionado con la predicción de:

1. La magnitud de los esfuerzos resultantes
2. Si los esfuerzos producen una falla en el material
3. La magnitud de las deformaciones

El problema es considerablemente menos difícil cuando se trabaja con un cuerpo isotrópico, homogéneo, linealmente elástico (que obedece la ley de Hooke), aislado con fronteras claramente definidas. Nos ocupamos aquí de los esfuerzos y las deformaciones generadas por cargas aplicadas a una masa de suelo, tal como rellenos, cimentaciones de edificios o cargas negativas como en el caso de las excavaciones. En las masas de suelo los materiales son generalmente:

Como el suelo es un material formado por partículas, la falla se debe principalmente al rodamiento y deslizamiento de los granos y no a una simple tensión o compresión. Debido a este modo de falla, los esfuerzos de interés son los *esfuerzos cortantes*. La resistencia del suelo o la resistencia de interés del suelo es la *resistencia al esfuerzo cortante*. Conceptualmente la resistencia final de los materiales tales como el acero o el concreto. El suelo localmente sometido a una carga (o a un esfuerzo) está siempre rodeado del restante medio semi-infinito. Las excepciones ocurren por consiguiente en sitios adyacentes a las excavaciones o sobre viejos túneles de minas u otras cavidades en el subsuelo. Con los esfuerzos locales tenemos una situación análoga a la de un barco que flota en el océano. La zona sometida a esfuerzos fallará si los esfuerzos son muy grandes. La falla se define como una alteración considerable o un cambio en el estado de la estructura del suelo (o remoldeo) acompañado por una deformación substancial y un agrandamiento de la zona sometida a esfuerzo hasta que la deformación cesa. La deformación total resultante es la deformación bajo los esfuerzos hasta la falla, más la gran deformación que ocurre después de la falla. La resistencia al corte del suelo después de la falla se denomina *resistencia residual*.

Cuando cualquier fluido viscoso, generalmente agua, se presenta en los espacios vacíos del suelo, el rodamiento y el deslizamiento de la partícula será resistido por el fluido del poro. La magnitud de la resistencia será proporcional a la cantidad del fluido de los poros presente en un intervalo de saturación desde cero hasta 100%. La duración de la resistencia del fluido de los poros dependerá del coeficiente efectivo de permeabilidad, k .

La *reología* es el estudio de los materiales en un estado fluido como función del tiempo. La deformación del suelo que depende del coeficiente de permeabilidad, llega a ser un proceso de velocidad; ya se han emprendido algunos esfuerzos para usar métodos reológicos en el análisis. En la sec. 10-9 se presentarán varios modelos reológicos.

La mayoría de los esfuerzos que buscan predecir la respuesta del suelo a las cargas aplicadas han usado la teoría de los métodos de la elasticidad. Algunos pocos investigadores han usado también la teoría de la plasticidad. El mayor problema ha sido que la teoría de la elasticidad y de la plasticidad han sido elaboradas para medios elásticos continuos, mientras que el suelo e

un conjunto de partículas. Un gran problema adicional con el suelo es que depende de su estado, por ejemplo:

1. Se contrae y se expande con cambios en el contenido de agua, lo que da por resultado cambios en su volumen, relación de vacíos y peso unitario (densidad)
2. Cambios en el volumen durante las aplicaciones de esfuerzos

Cualquiera de estos cambios de estado produce un material diferente de aquel con el cual se comenzó.

El suelo tiene tres factores adicionales significativos que considerar además del cambio de estado,

1. Cualquier nueva condición de esfuerzos empieza desde una condición inicial de "algo" de esfuerzo. El suelo está siempre sujeto a los esfuerzos en el sitio debido a la sobrecarga, depositación y efectos debidos a cambios en el agua.
2. Las condiciones iniciales in situ dependen de los factores que son función del tiempo (historia de los esfuerzos anteriores). Para materiales con partículas o materiales no lineales, la superposición de los efectos de esfuerzos, tal como comúnmente se hace en los análisis estructurales, no es válida generalmente.
3. Las condiciones de esfuerzo-deformación en una masa de suelo son problemas tridimensionales. Muchos problemas de la mecánica estructural son o pueden ser tratados con conceptos bidimensionales. Desde hace mucho y aun actualmente, los trabajos de mecánica de suelos tratan como problemas bidimensionales para simplificar los cálculos.

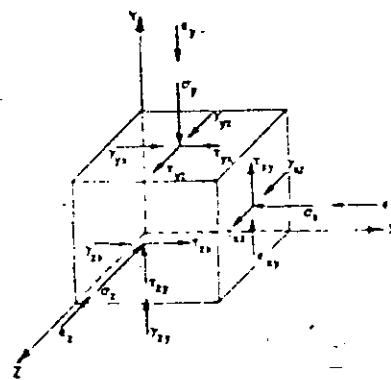
Considerando estos factores, resulta evidente que no es posible un alto grado de éxito en las predicciones de la deformación. Pueden necesitarse en un futuro descartar los métodos corrientes y desarrollar algunas nuevas teorías para un medio con partículas.

10-2 ESFUERZOS Y DEFORMACIONES GENERALES EN UN PUNTO

La fig. 10-1 ilustra los esfuerzos en un elemento diferencial de seis lados en una masa de suelo. No se muestran en este elemento los esfuerzos en los tres planos alejados del lector, por claridad adicional y porque serían simplemente iguales y opuestos en direcciones. Las deformaciones del elemento se muestran de un modo análogo, como se indica en la fig. 10-1.

La fig. 10-2 ilustra una orientación del elemento de la fig. 10-1, de tal manera que esfuerzos cortantes no existan en los lados del elemento. Esta orientación produce ejes principales y los esfuerzos normales sobre las caras del elemento son los *esfuerzos principales*; por analogía existe una serie de ejes principales para las *deformaciones principales*. Los ejes principales para los esfuerzos principales pueden no coincidir con los ejes para las deformaciones principales. En cualquier caso, sin embargo, hay siempre una orientación de los ejes que producen los esfuerzos o deformaciones principales.

ESFUERZOS, DEFORMACIONES Y CONCEPTOS EMOLOGICOS



Nomenclatura general:

- τ_{xy}, τ_{yx} : Esfuerzo cortante o deformación cortante normal al eje x y en la dirección del eje z .
- τ_{yz} : Esfuerzo cortante normal al eje y y en la dirección del eje x .
- σ_x, ϵ_x : Esfuerzo normal o deformación paralelo al eje x .

Figura 10-1 Esfuerzos y deformaciones en un elemento de suelo con ejes de coordenadas arbitrariamente indicados.

En la fig. 10-2a se muestra el estado de esfuerzos generales de compresión que existen en un suelo antes de la aplicación de una carga que produce un incremento en el esfuerzo $\Delta\sigma_i$. La fig. 10-2b es el estado de esfuerzos después de la aplicación del incremento de esfuerzos $\Delta\sigma_i$. Generalmente, nos interesan las deformaciones que resultan de la aplicación de estos incrementos de esfuerzos. La deformación se relaciona con las deformaciones unitarias por medio de la fórmula

$$\text{Deformación } \delta = \int_0^M \epsilon \, dM$$

donde M puede ser una longitud o un volumen y ϵ la correspondiente deformación unitaria lineal o la deformación volumétrica.

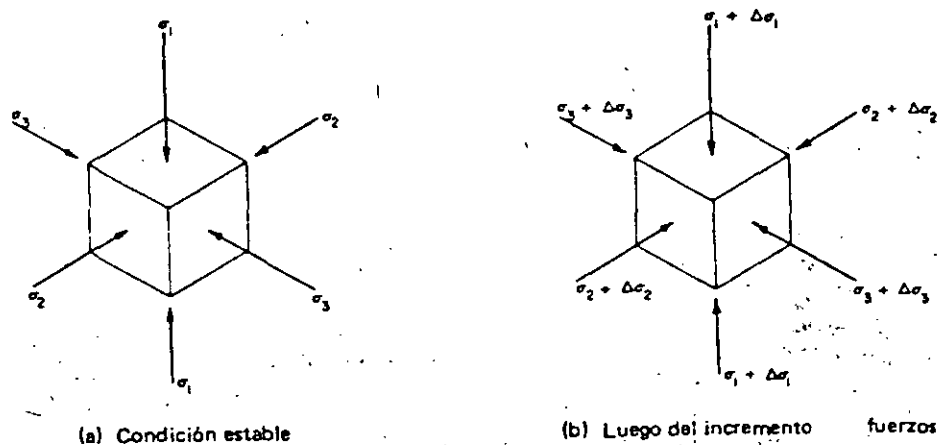


Figura 10-2 Un elemento de suelo sujeto a incrementos en los esfuerzos principales.

10.3 CONCEPTOS DE LA TEORÍA DE LA ELASTICIDAD USADOS EN PROBLEMAS DE MECÁNICA DE SUELOS

Un tensor es un vector que describe un estado físico (tal como un esfuerzo) o un fenómeno físico (tal como una deformación) y requiere tres o más componentes para su completa descripción. En general cualquier esfuerzo o deformación requiere tres cosenos de dirección para una descripción completa de su magnitud y dirección. En esfuerzos en un plano (o deformaciones), uno de los cosenos de dirección es 0. Refiriéndose a la fig. 10-1, los tensores de esfuerzos y deformaciones (o matrices) pueden desarrollarse intercambiando τ_{ij} con σ_{ij} (i.e., $\tau_{11} = \sigma_{11}$; $\tau_{21} = \sigma_{21}$, etc) para esfuerzos y análogamente intercambiando τ_{ij} con ϵ_{ij} para deformaciones ($\tau_{11} = \epsilon_{11}$; $\tau_{21} = \epsilon_{21}$, etc). Los tensores de esfuerzos y deformaciones resultantes son:

Esfuerzos			Deformaciones		
σ_{11}	σ_{21}	σ_{31}	ϵ_{11}	ϵ_{21}	ϵ_{31}
σ_{12}	σ_{22}	σ_{32}	ϵ_{12}	ϵ_{22}	ϵ_{32}
σ_{13}	σ_{23}	σ_{33}	ϵ_{13}	ϵ_{23}	ϵ_{33}

El lector puede observar fácilmente que un tensor es una notación abreviada para sumar los vectores esfuerzo o deformación a lo largo de los tres ejes cartesianos orientando el elemento de interés. La convención de sub-índice es estándar (ref. de nuevo a la fig. 10-1) ya que:

1. El primer sub-índice es el eje normal al plano de interés.
2. El segundo sub-índice es un eje ortogonal paralelo al vector.

Estos sub-índices producen subscritos *ii* para esfuerzos normales o deformaciones; los sub-índices *ij* son paralelos al plano y son esfuerzos cortantes o deformaciones cortantes.

Del equilibrio de momentos e ignorando los diferenciales de segundo y mayores órdenes, obtenemos tres magnitudes de cortante y deformación como valores complementarios:

$$\begin{aligned} \sigma_{x1} &= \sigma_{1x} & \sigma_{xz} &= \sigma_{zx} & \sigma_{yz} &= \sigma_{zy} \\ \epsilon_{x1} &= \epsilon_{1x} & \epsilon_{xz} &= \epsilon_{zx} & \epsilon_{yz} &= \epsilon_{zy} \end{aligned}$$

lo cual da un tensor simétrico y solamente seis cantidades se necesitan para una completa descripción. La mayoría de trabajos de mecánica de suelos está relacionado con las condiciones iniciales de esfuerzos principales. La carga posterior generalmente produce esfuerzos cortantes que deben ser evaluados. La fig. 10-3 ilustra las áreas de fronteras de un tetraedro elemental equilátero (1/8 de octaedro) usando un sistema ortogonal de coordenadas con los ejes principales 1, 2 y 3, como se muestra. Puede usarse cualquier clase de tetraedro pero en este texto sólo se considerará un elemento equilátero. La dirección

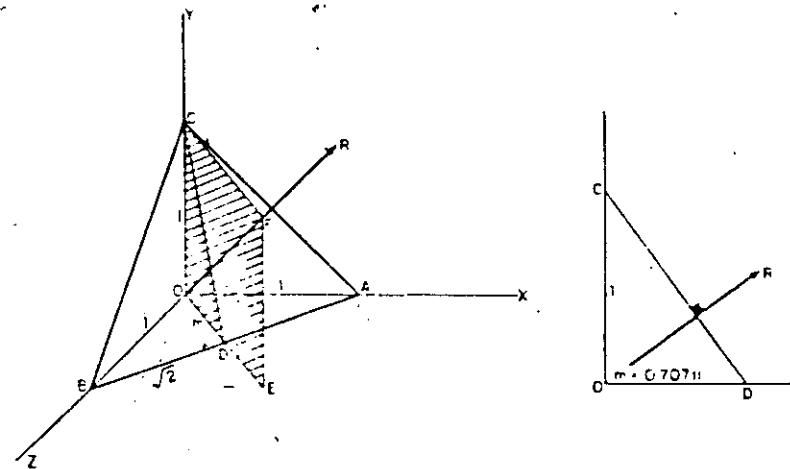


Figura 10-3 Tetraedro equilátero orientado con respecto a los ejes principales indicados y sujeto a tres esfuerzos principales.

de la normal al plano octaédrico (plano ABC de la fig. 10-3) puede obtenerse mediante cálculos o por medios gráficos. Debido a que estamos usando un volumen diferencial, es posible despreciar las fuerzas en el cuerpo y considerar solamente las fuerzas en la superficie (los esfuerzos normales tal como se muestran, debido a que estos son planos principales).

El vector de esfuerzos resultantes σ_r sobre el plano octaédrico puede obtenerse para encontrar la orientación de ejes generales sumando las fuerzas en las tres direcciones ortogonales y usando los cosenos directores apropiados. Como el equilibrio de fuerzas es necesario, no se pueden obtener los esfuerzos octaédricos como sumatoria de vectores de las componentes normal y de esfuerzo cortante; en lugar de ello, deben considerarse los esfuerzos y las áreas sometidas a esfuerzo. Por ejemplo (refiérase a la fig. 10-3), para un tetraedro equilátero tenemos $OA = OB = OC = 1$; por tanto, las áreas $AOC = BOC = AOB = (1 \times 1)/2 = 0.5$ unidades. El área ABC se calcula de las relaciones $m = 0.70711$, $AB = \sqrt{2}$, y $OC = 1$ para obtener $ABC = 0.86602$ unidades.

Los cosenos directores se establecen como relación de áreas, tal como sigue:

$$m_1 = \frac{AOB}{ABC} = \frac{0.5}{0.866} = \frac{1}{\sqrt{3}} \quad m_2 = \frac{BOC}{ABC} = \frac{1}{\sqrt{3}} \quad m_3 = \frac{AOC}{ABC} = \frac{1}{\sqrt{3}}$$

Estos siempre serán los cosenos directores, para un tetraedro equilátero. De la relación $\sum F = 0$ a lo largo de cualquier eje, y definiendo el esfuerzo normal sobre el plano ABC como $R = \sigma_{oct}$, tenemos, en general,

$$R(A_{ABC})m_i - \sigma_i A_i = 0$$

Para los valores reales del área en este ejemplo, se obtiene:

$$R(0.866) \left(\frac{1}{\sqrt{3}} \right) - \sigma_1(0.5) = 0$$

$$R(0.866) \left(\frac{1}{\sqrt{3}} \right) - \sigma_2(0.5) = 0$$

$$R(0.866) \left(\frac{1}{\sqrt{3}} \right) - \sigma_3(0.5) = 0$$

y sumando, $3R(0.866) \left(\frac{1}{\sqrt{3}} \right) - 0.5(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) = 0$

El esfuerzo normal en el octaedro se obtiene entonces como

$$\sigma_{oct} = R = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} \tag{10-1}$$

Esta ecuación para el esfuerzo normal en el octaedro no depende de valores iguales de los esfuerzos principales (σ_1 no tiene que ser igual a σ_2 ; σ_3 no tiene que ser igual a σ_2 , etc.), pero aquí estamos tratando un tetraedro equilátero. El esfuerzo cortante en un octaedro puede obtenerse (ver cualquier texto sobre teoría de la elasticidad) como

$$\tau_{oct} = \frac{1}{3} \sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2} \tag{10-2}$$

La ec. (10-2) muestra que:

1. Ningún esfuerzo cortante se produce con $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$. Esta es una condición de esfuerzos hidrostáticos. Esta condición puede producirse en un ensayo de suelo haciendo una *consolidación isotrópica* (iguales esfuerzos en todo el alrededor) considerado en más detalle en el cap. 13.
2. Esfuerzos cortantes se producen cuando $\sigma_1 > \sigma_2$ ó $\sigma_1 > \sigma_3$, y en un ensayo triaxial cuando $\sigma_2 = \sigma_3$ y $\sigma_1 > \sigma_3$. La diferencia de esfuerzos $\sigma_1 - \sigma_3$ es el esfuerzo *desviador*.

Caben aquí dos observaciones adicionales:

1. Se logra una simplificación considerable cuando se usan esfuerzos bidimensionales ($\sigma_3 = 0$).
2. El suelo in situ tiene esfuerzos iniciales cortantes y normales en el plano octaédrico debido a que los esfuerzos verticales (σ_1) y laterales (σ_2 y/o σ_3) son diferentes. Nótese que en las condiciones de estado estático los esfuerzos verticales y laterales son esfuerzos principales.

Si usamos la notación matricial para los esfuerzos normales,

$$[\sigma_i] \{m_i\} = \{\sigma\} \tag{10-3}$$

Reagrupando, dividiendo por la matriz de los cosenos directores $\{m_i\}$ y expandiendo tenemos

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 - \sigma & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 - \sigma & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 - \sigma \end{bmatrix} = 0$$

Expandiendo el determinante (la matriz) a 0, obtenemos

$$\sigma^3 - J_1 \sigma^2 + J_2 \sigma - J_3 = 0$$

donde

$$J_1 = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3$$

$$J_2 = \sigma_1 \sigma_2 + \sigma_2 \sigma_3 + \sigma_3 \sigma_1$$

$$J_3 = \sigma_1 \sigma_2 \sigma_3$$

(10-4)

El factor $J_1 = 3\sigma_{oct}$. Los factores J se llaman *invariantes*, debido a que los esfuerzos principales son independientes (no varían) de la orientación arbitraria de los ejes.

Cuando existen presiones de poro, la ec. (10-3) se modifica usando la ec. (2-21) para obtener

$$[\sigma_i - u] \{m_i\} = \sigma \tag{10-5}$$

Ejemplo 10-1 ¿Cuáles son los esfuerzos normales y cortantes octaédricos cuando $\sigma_1 = 50$ kPa, $\sigma_2 = \sigma_3 = 25$ kPa y la presión de poro $u = 10$ kPa?

SOLUCION Usando la ec. (10-1), se obtiene

$$\sigma_{oct} = \frac{50 + 25 + 25}{3} = 33.3 \text{ kPa}$$

Usando la ec. (10-2), se obtiene

$$\tau_{oct} = \frac{1}{3} \sqrt{(50 - 25)^2 + (25 - 25)^2 + (25 - 50)^2} = 11.8 \text{ kPa}$$

Estos valores al igual que varios valores intermedios de σ_1 se han dibujado en la fig. 10-4.

σ_1	$\Delta\sigma_1$	σ_{oct}	τ_{oct} (Esfuerzos totales)
25	0	25.0	0.00
30	5	26.7	2.40
35	10	28.3	4.70
40	15	30.0	7.07
45	20	31.7	9.42
50	25	33.3	11.8 (Falla)

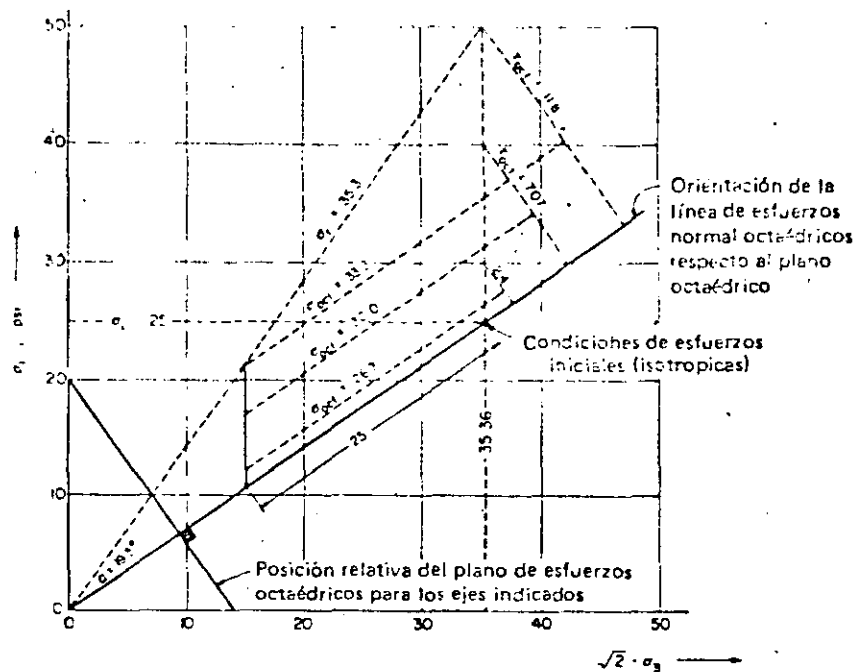


Figura 10-4 Trayectoria de esfuerzos de los esfuerzos normal y cortante octaédricos. Parte de los datos mostrados se calculan en el ejemplo 10-1.

Los esfuerzos efectivos octaédricos se calculan como sigue:

$$\begin{aligned} \sigma_{oct} &= \frac{(50 - 10) + (25 - 10) + (25 - 10)}{3} \\ &= 23.3 \text{ kPa} \quad (\text{igual que } 33.3 - 10) \\ \tau_{oct} &= \frac{1}{3} \sqrt{(40 - 15)^2 + 0^2 + (15 - 40)^2} \\ &= 11.8 \text{ kPa} \quad (\text{igual que antes}) \end{aligned}$$

Obsérvese que los esfuerzos cortantes no son afectados por la presión del poro. Podemos calcular los esfuerzos efectivos resultantes σ_r sobre el plano octaédrico como

$$\sigma_r = \sqrt{\sigma_{oct}^2 + \tau_{oct}^2} = 26.11 \text{ kPa}$$

el cual actúa en un ángulo por encima del vector normal al plano octaédrico de

$$\alpha = \tan^{-1} \frac{11.8}{23.3} = 26.85$$

10-4 EL MÓDULO ESFUERZO-DEFORMACION Y LA LEY DE HOOKE

El módulo esfuerzo-deformación (comúnmente llamado de elasticidad) E_s se define en cualquier texto de mecánica de materiales como

$$E_s = \frac{\text{Esfuerzo}}{\text{Deformación unitaria}} = \frac{\Delta \sigma_1}{\Delta \epsilon_1} \quad (10-6)$$

el cual es simplemente la pendiente de la curva esfuerzo-deformación. Cuando un elemento de cualquier material es comprimido por un esfuerzo σ_1 , se presentan deformaciones laterales

$$\epsilon_x = \mu \sigma_1, \quad \epsilon_z = \mu \sigma_1 \quad (a)$$

en donde μ = relación de Poisson. La relación de Poisson se considerará con más detalle en el cap. 14, al igual que la ec. (10-6).

Usaremos $\Delta \sigma_1$ para identificar el incremento de los esfuerzos sobre una masa de suelo debido a cualquier condición de carga (por ejemplo, cargas de edificios; cargas cerca de la superficie tal como zapata, losas de sótano, etc. y cargas negativas tales como excavaciones). Los elementos del suelo interior a la masa están siempre sujetos a algún esfuerzo vertical inicial σ_1 y a esfuerzos laterales o radiales, de los cuales σ_x y σ_z son valores de coordenadas particulares, debido a efectos de sobrecarga, como se muestra en la fig. 10-5. Si estos esfuerzos han sido aplicados durante un período de tiempo geológico, se alcanza equilibrio en las deformaciones ($\dot{\epsilon}_i = 0$) y tenemos una condición de equilibrio estático. Las nuevas cargas aplicadas (recientemente) producen un incremento de esfuerzos de $\Delta \sigma_1$ y una condición de estado de deformaciones no en equilibrio. Los caps. 11 y 12 consideran la condición de deformación de estado de no equilibrio cuando de/dt es muy pequeño. Aquí y en el cap. 13 nos ocuparemos de de/dt cuando es grande (intervalos del orden de horas a no más de algunos días).

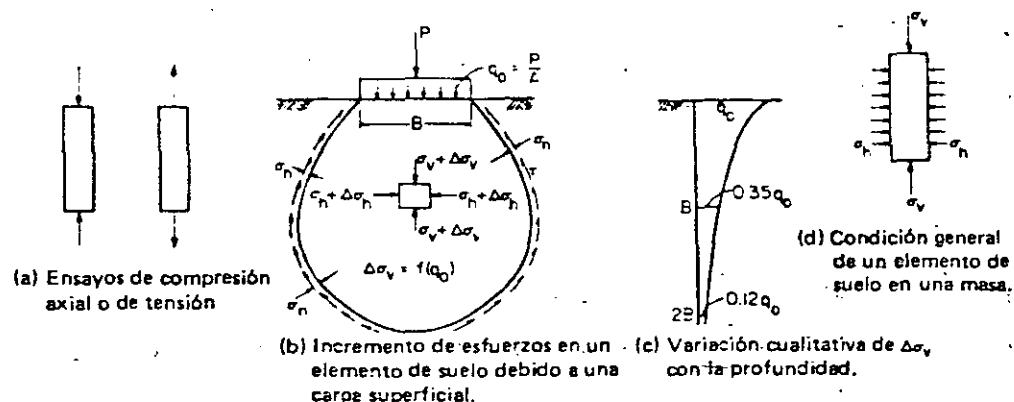


Figura 10-5 Ensayos de suelo y condición general de un elemento de suelo bajo un área cargada.

Cuando un elemento de suelo es comprimido bajo un incremento de esfuerzos $\Delta\sigma_y$, tiende a expandirse lateralmente produciendo deformaciones de ϵ_x y $\epsilon_z > 0$. Esta expansión es resistida por el suelo que rodea el elemento y se desarrollan esfuerzos $\mu \Delta\sigma_x$ y $\mu \Delta\sigma_z$, que tienden a restablecer la forma del elemento de suelo. La combinación de $\Delta\sigma_y$ y los esfuerzos restauradores $\mu \Delta\sigma_x$ y $\mu \Delta\sigma_z$ resultan, por combinación de la ec. (10-6) y la ec. (a), en la siguiente expresión para deformación:

$$\epsilon_y = \frac{\Delta\sigma_y}{E_s} - \frac{\mu \Delta\sigma_x}{E_s} - \frac{\mu \Delta\sigma_z}{E_s} \quad (b)$$

Simplificando la ec. (b) y extrapolando se puede obtener para las deformaciones en las tres coordenadas

$$\begin{aligned} \epsilon_y &= \frac{1}{E_s} [\Delta\sigma_y - \mu(\Delta\sigma_x + \Delta\sigma_z)] \\ \epsilon_x &= \frac{1}{E_s} [\Delta\sigma_x - \mu(\Delta\sigma_y + \Delta\sigma_z)] \\ \epsilon_z &= \frac{1}{E_s} [\Delta\sigma_z - \mu(\Delta\sigma_x + \Delta\sigma_y)] \end{aligned} \quad (10-7)$$

Estas tres ecuaciones de deformación reciben el nombre de la ley generalizada de esfuerzo-deformación de Hooke¹. En los cursos de mecánica de materiales, los efectos de la relación de Poisson son comúnmente ignorados, pero en el trabajo de mecánica de suelos los efectos de la relación de Poisson son generalmente muy grandes para poder ignorarlos (aunque se ha hecho comúnmente).

La compresión uniaxial y los ensayos de tensión son ampliamente usados, como en la fig. 10-5, para aceros, concreto, madera y otros materiales comunes en ingeniería. Debido a que estos materiales forman miembros estructurales aislados en el espacio o rodeados por presión atmosférica (0 en el día 1), los ensayos producen información satisfactoria para diseños sin incluir los efectos de la relación de Poisson. Por otro lado, nunca se usan columnas aisladas de suelo para soportar cargas en compresión; el área de suelo cargada está siempre rodeada o confinada por otro suelo (fig. 10-5b) o por una pared u otros elementos estructurales, como en el caso adyacente a una excavación. La única excepción es la roca o los pilares de suelo (columnas) que soportan los techos en las operaciones de minas; aquí el pilar es grande y solamente la porción interior soporta la carga del techo a través de una combinación del efecto "confinante" y las fuerzas compresivas del techo de la mina.

¹ Cuando ϵ_x , ϵ_y , ϵ_z no son deformaciones principales, hay también tres ecuaciones de deformación cortante como parte de esta ley de esfuerzo-deformación.

Mediante la ec. (10-7) se puede demostrar que si se ejecuta un ensayo de compresión uniaxial en un suelo donde $\Delta\sigma_x = \Delta\sigma_z = 0$, la deformación será mayor que la deformación in situ y como el efecto de la relación de Poisson no se produce, el módulo de esfuerzo-deformación usando la ec. (10-6) será muy pequeño. Igualmente, si se realiza un ensayo de suelo en una muestra completamente saturada y se aplica un incremento vertical de esfuerzo de $\Delta\sigma_y$, tendremos una condición de $\Delta\sigma_y = \Delta\sigma_x = \Delta\sigma_z$ hasta que el agua de los poros pueda drenar. Debido a que las deformaciones son todas cero durante un intervalo, se requiere que la relación de Poisson sea 0.5 (de las ecs. 10-7). Nótese, sin embargo, que la relación de Poisson no permanece igual a 0.5 durante toda esta condición de esfuerzos y sólo permanece constante hasta cuando tenga lugar algo de drenaje. La condición de que no tenga lugar deformación alguna hasta tanto el drenaje ocurra es una deformación del tipo consolidación, que consideraremos en los caps. 11 y 12.

Debido a que los esfuerzos de tensión no son posibles en los suelos sin cohesión, y como los suelos cohesivos pueden soportar solamente cantidades muy limitadas de esfuerzos de tensión, los únicos esfuerzos en el suelo de significancia práctica para el ingeniero son los esfuerzos de compresión y los esfuerzos cortantes desarrollados a medida que las partículas deslizan como resultado de los esfuerzos de compresión.

Ejemplo 10-2

DADO un suelo tiene una relación de Poisson de $\mu = 0.30$. Se realiza un ensayo de compresión inconfiada con esfuerzo lateral $\sigma_x = \sigma_z = 30$ kPa y uno de compresión confinada (triaxial) sobre el mismo suelo, con el mismo contenido inicial de agua y densidad, y con esfuerzos laterales $\sigma_x = \sigma_z = \sigma_r = 30$ kPa.

SE PIDE Hallar el módulo de esfuerzo-deformación E_s para ambos ensayos y para las condiciones obtenidas en el ensayo de compresión inconfiada de $\sigma_y = \sigma_f = 70$ kPa (aproximadamente 10 lb/pul²) y las correspondientes deformaciones $\epsilon_y = 0.020$ cm/cm.

SOLUCION El módulo de esfuerzo-deformación para el ensayo de compresión inconfiada es simplemente

$$E_s = \frac{70.0}{0.020} = 3500 \text{ kPa} \quad \text{Usando la ec. 10-6)}$$

Para el ensayo triaxial, tenemos de la ec. (10-7)

$$E_s \epsilon_y = \sigma_y - \mu(\sigma_x + \sigma_z)$$

de lo cual

$$E_s \epsilon_y = 70.0 - 0.30(30.0 + 30.0) = 52.0 \text{ kPa}$$

Para el ensayo de compresión inconfiada, $E_s \epsilon_s = 70$.

Será necesario suponer una variación lineal para la deformación ϵ , lo que podría introducir un serio error pero no en este caso, debido a que la extrapolación es solamente desde 52 hasta 70 kPa. Con la deformación de 0.20 para 70.0 kPa, la deformación para 52 kPa es aproximadamente

$$\epsilon_s = \frac{52}{70}(0.20) = 0.0149 \text{ cm/cm}$$

El valor aproximado del módulo de esfuerzo-deformación para el ensayo de compresión triaxial es

$$E_s = \frac{70.0}{0.0149} = 4698 \text{ kPa}$$

Este valor del módulo de esfuerzo-deformación es alrededor de 34% mayor que el valor del ensayo de compresión inconfiada. El lector debe observar que este cálculo indica un incremento de E_s in situ con la profundidad. ¿Por qué?

10-5 ESFUERZOS BIDIMENSIONALES EN UN PUNTO

La fig. 10-1 mostró el caso general de los esfuerzos en un punto dentro de un cuerpo isotrópico homogéneo, elástico y en una masa de suelo en particular. En mecánica de suelos, ha resultado conveniente suponer que los esfuerzos principales σ_2 y σ_3 son iguales (e implícitamente se supone que E_s y μ son constantes), o que $\sigma_2 = 0$, lo que produce una condición de esfuerzos en un plano (y con frecuencia tomando simultáneamente $\epsilon_2 = 0$) y designando la condición de esfuerzo-deformación total estado de "deformación en un plano". A partir de la ec. 10-7 nótese cuidadosamente que una condición de deformación en un plano puede tener tres esfuerzos ortogonales diferentes de cero y que una condición de esfuerzo en un plano puede tener tres deformaciones ortogonales distintas de cero.

Consideremos el caso de $\sigma_2 = \sigma_3$ y adoptemos la práctica convencional de tomar el mayor de los tres esfuerzos principales ortogonales como σ_1 . Los resultados de campo indican que la suposición de $\sigma_2 = \sigma_3$, aunque no es estrictamente correcta, no introduce un gran error y simplifica bastante el análisis elástico. En muchas estructuras de retención y problemas de excavación, la suposición de σ_2 o $\epsilon_2 = 0$ (deformación en un plano) es razonablemente realística.

La fig. 10-6 ilustra el caso para una condición de esfuerzo bidimensional con el esfuerzo principal σ_1 y σ_3 que actúan sobre los planos principales mostrados (caras de elementos). Un análisis similar podría hacerse para dos de los tres esfuerzos principales pero los valores del mayor y del menor generalmente se escogen como se ha hecho aquí.

Se seleccionan para inspección detallada dos de los planos principales (AC y CB de la fig. 10-6), tal como en la fig. 10-6b. Suponiendo que el plano AB

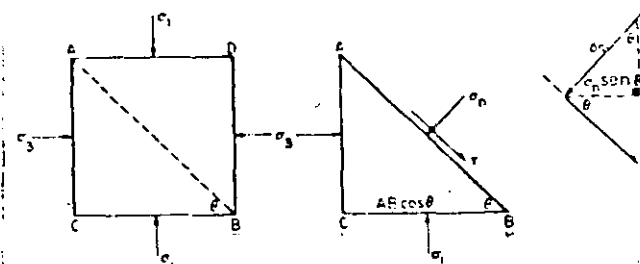


Figura 10-6 Esfuerzos principales bidimensionales para obtener los esfuerzos normal y cortante en cualquier plano AB como se indica.

es 1 unidad \times 1 unidad perpendicular al plano de la página, lo que da un área de 1 unidad. De esta suposición se sigue que

$$BC = AB \cos \theta$$

$$AC = AB \sin \theta$$

Sumando las fuerzas paralelas al eje X , obtenemos ($\sum F_x = 0$)

$$\sigma_3(AB \sin \theta) + \tau(AB \cos \theta) - \sigma_n(AB \sin \theta) = 0 \quad (a)$$

Sumando las fuerzas paralelas al eje Y , obtenemos

$$\sigma_1(AB \cos \theta) - \tau(AB \sin \theta) - \sigma_n(AB \cos \theta) = 0 \quad (b)$$

Eliminando AB en las ecs. (a) y (b), se obtiene

$$\sigma_3 \sin \theta + \tau \cos \theta - \sigma_n \sin \theta = 0$$

$$\sigma_1 \cos \theta - \tau \sin \theta - \sigma_n \cos \theta = 0 \quad (c)$$

Esto da dos ecuaciones en σ_1 y σ_3 y dos valores no conocidos, el esfuerzo cortante τ y el esfuerzo normal σ_n . Por el proceso de eliminación y haciendo uso de la relación trigonométrica

$$\cos^2 \theta = 1 - \sin^2 \theta \quad \sin^2 \theta = \frac{1}{2}(1 - \cos 2\theta) \quad \sin \theta \cos \theta = \frac{1}{2} \sin 2\theta$$

Obtenemos las siguientes ecuaciones (fáciles de hallar en cualquier texto de mecánica de materiales pero que presentamos aquí para complemento y repaso):

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta \quad (10-8)$$

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta \quad (10-9)$$

Nótese que estas dos ecuaciones se basan en los principios de la mecánica y no tienen nada que ver con las propiedades del material. La teoría de la elasticidad se ocupa de los esfuerzos y las propiedades del material E_s y μ . De

pasó; debe notarse que se hubiera podido deducir un conjunto parecido de ecuaciones para el caso general en donde los planos AC y CB de la fig. 10-6 no sean planos principales. La diferencia principal sería que los esfuerzos cortantes en los planos AC y CB tendrían que haberse incluido también. Debido a que en los ensayos del suelo donde se usan las ecs. (10-8) y (10-9) involucra comenzar con esfuerzos principales conocidos, se prefiere la presentación aquí incluida.

10-6 CÍRCULO DE ESFUERZOS DE MOHR

Las ecs. (10-8) y (10-9) son las ecuaciones paramétricas de un círculo de esfuerzos en el plano XY de

$$\text{Radio } R = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$$

$$\text{Origen del círculo: } X = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \quad Y = 0$$

como se muestra en la fig. 10-7. Es mucho más fácil desarrollar las ecs. (10-8) y (10-9) por el círculo de Mohr² que a través del procedimiento usado en la sección precedente (el lector debe verificarlo).

En mecánica de suelos, los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 son siempre esfuerzos de compresión, debido a que el suelo no puede resistir esfuerzos significativos de tensión; es costumbre, también, dibujar el círculo de Mohr en el primer cuadrante y no en el segundo como se hace en los textos de mecánica de materiales.

En este punto, el lector debe notar además que $\Delta\sigma_1$ y σ_1 se pueden usar intercambiamente en éste y en el texto siguiente. A partir del contexto de la discusión, puede entenderse si se consideran las condiciones iniciales, los incrementos de esfuerzo, o los esfuerzos que producen deformaciones. Gran parte de la literatura de mecánica de suelos también usa $\Delta\sigma_1$ y σ_1 intercambiamente, con el contexto del uso necesario para interpretar la respuesta. En el suelo siempre tenemos esfuerzos iniciales, los cuales no producen deformaciones si tenemos una condición de estado de equilibrio estático.

En ausencia de esfuerzos normales en un plano, existe un estado de cortante puro. La fig. 10-8 ilustra que las condiciones necesarias para obtener un cortante puro en algún plano requieren que el material esté sujeto a esfuerzos de tensión en el plano principal menor. Esta situación será muy difícil de desarrollar con una muestra de suelo. En efecto, se requiere de procedimientos especiales para obtener resistencias del suelo a la tensión (Fang y Chen, 1971).

² Este círculo de esfuerzos se llama círculo de Mohr, debido a que se cree que Otto Mohr fue la primera persona en proponer su uso en 1871.

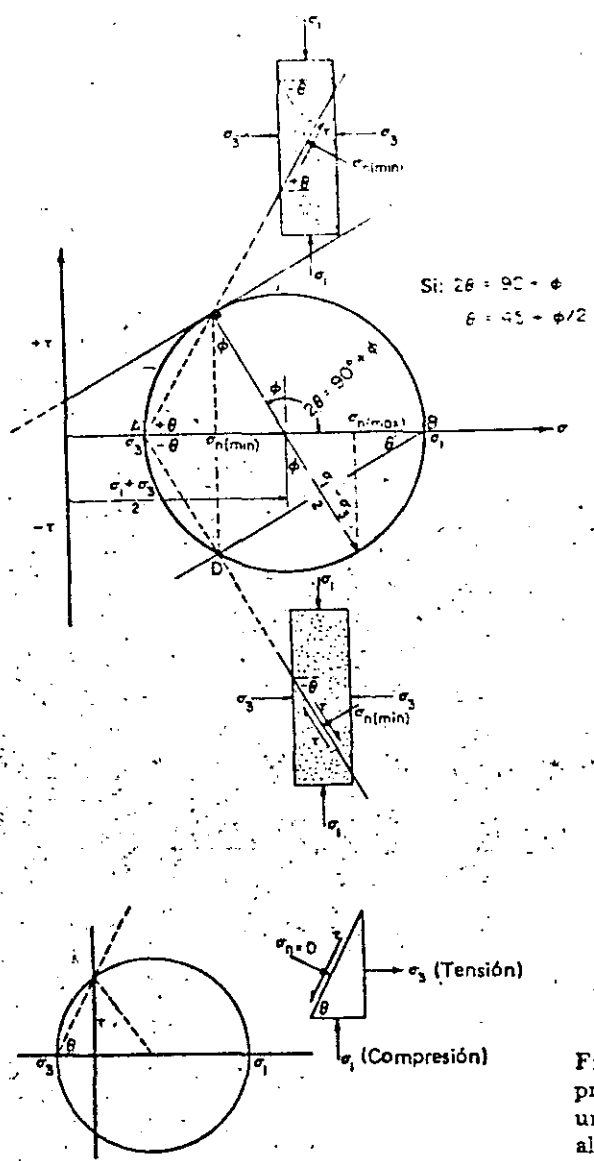


Figura 10-7 Círculo de esfuerzos de Mohr con orientación de los planos de esfuerzos e identificación de los términos usados en las ecs. 10-8 y 10-9. Note que la línea que parte de σ_3 localiza $\sigma_{n(\min)}$; el ángulo $ADB = 90^\circ$, como debería ser.

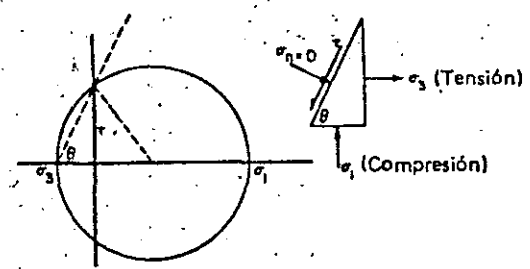


Figura 10-8 Condiciones de esfuerzos principales necesarias para desarrollar una condición de cortante puro en algún plano.

10-7 ESFUERZOS DE BOUSSINESQ EN UN MEDIO ELASTICO SEMI-INFINITO

Boussinesq (1885) aplicó algunos conceptos matemáticos complicados a algunas de las ecuaciones de elasticidad dadas anteriormente, junto con las siguientes condiciones de frontera (refiérase a la fig. 10-9):

1. Los esfuerzos se desvanecen a $r \rightarrow \infty$.
2. Las deformaciones se desvanecen a $r \rightarrow \infty$.

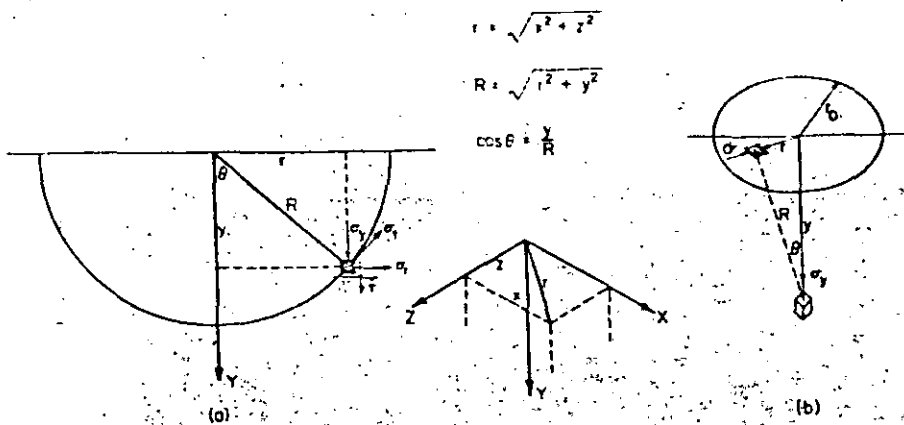


Figura 10-9 (a) Carga puntual en la superficie de un medio semiinfinito, elástico para las ecuaciones de Boussinesq. (b) Aplicación de la ecuación de Boussinesq al revés para obtener esfuerzos en el sub-suelo debidos a la aplicación de una carga en un área.

3. Los esfuerzos cortantes son cero en $Y = 0$ (superficie).
4. Los esfuerzos normales son cero para $Y = 0$, excepto en el punto de aplicación de la carga.
5. $\sum F_y = 0$.

Para la carga puntual en la superficie de un espacio semi-infinito, elástico y usando los símbolos de la fig. 10-9, Boussinesq obtuvo las siguientes ecs.

$$\Delta y = \frac{P}{4\pi R G} [2(1 - \mu) + \cos^2 \theta] \quad (\text{asentamiento del punto}) \quad (10-10)$$

donde G = módulo elástico al esfuerzo cortante (definido en el cap. 13)

$$\sigma_y = -\frac{3P}{2\pi R^2} \cos^3 \theta \quad (\text{esfuerzo vertical}) \quad (10-11)$$

$$\sigma_r = \frac{P}{2\pi R^2} \left(-3 \cos \theta \sin^2 \theta + \frac{1 - 2\mu}{1 + \cos \theta} \right) \quad (\text{esfuerzo radial}) \quad (10-12)$$

$$\sigma_t = \frac{P}{2\pi R^2} (1 - 2\mu) \left(\cos \theta - \frac{1}{1 + \cos \theta} \right) \quad (10-13)$$

$$\tau = -\frac{3P}{2\pi R^2} (\cos^2 \theta \sin \theta) \quad (\text{esfuerzo cortante}) \quad (10-14)$$

Las ecuaciones de Boussinesq se han usado ampliamente para obtener los esfuerzos en un estrato, debidos a una carga en la superficie. Se han hecho numerosas modificaciones para aplicarlas a estratos de profundidad finita, depósitos estratificados y cargas aplicadas a una profundidad por debajo de la superficie de la masa de suelo. Las soluciones de Boussinesq se han presentado en forma de tablas (Newmarks, 1942), curvas (Fadum, 1948) y bulbos

de presión (Bowles, 1977). Con el advenimiento de las calculadoras programables electrónicas (y la disponibilidad de usar computadores digitales), parece innecesario suministrar este tipo de información en este texto. Para obtener el esfuerzo vertical (de interés particular para los ingenieros de geotecnia) debido a la carga de la zapata, que no es una carga puntual, es necesario hacer lo siguiente:

1. Dibujar la zapata a escala y subdividirla en n cuadrados unitarios (use 0.3×0.3 ó 0.5×0.5 m, o quizás 1×1 pie).
2. Obtener la carga unitaria para cada cuadrado unitario como $P = qA$, donde q = presión en el suelo debido a la carga de la zapata.
3. Obtener las coordenadas x y z del centro de cada área unitaria respecto al punto por debajo de la zapata en donde se desea la presión—usualmente el centro pero algunas veces una esquina o un lado—.
4. Calcular los valores de r , R , y $\cos \theta$. Como $\cos \theta = y/R$, la ec. (10-11) puede volverse a escribir así:

$$\sigma_y = \sum_1^n \frac{3P y^3}{2\pi R^5} = C_1 \frac{y^3}{R^5} = C_2 \frac{1}{R^5}$$

Este cálculo supone que el área unitaria es equivalente a la carga puntual; por lo tanto, una sumatoria de las cargas puntuales en toda el área de la zapata debería dar el incremento correcto de esfuerzo en el punto debido a la carga en la zapata. Por lo general, no se necesita utilizar una muy pequeña malla para obtener los esfuerzos con precisión adecuada en ingeniería. Se puede aprovechar la simetría, de tal manera que un cuarto de la zapata pueda subdividirse para encontrar el esfuerzo en el centro (pero multiplicar el valor acumulado por 4).

5. Para una profundidad dada y , la constante C_2 puede calcularse y almacenarse. Las coordenadas x y z están dadas, se calcula y se obtiene, se suma y se almacena la contribución unitaria de esfuerzos. Cuando todas las áreas unitarias hayan sido acumuladas y almacenadas, este valor se llama valor del esfuerzo de interés.

Un método alterno para obtener el esfuerzo vertical por debajo del centro de una zapata circular (exacto), cuadrada (aprox. exacta), o rectangular es (ver fig. 10-9b) volver a escribir la ec. (10-11) para R y la profundidad y , ignorando el signo ($-$), y obtener

$$\sigma_y = \frac{3P}{2\pi y^2 [1 + (r/y)^2]^{1.5}}$$

y para P = presión del contacto unitario a q_0 , que actúan en un área diferencial dA , tenemos

$$\sigma_y = \frac{3q_0}{2\pi y} \frac{1}{[1 + (r/y)^2]^{1.5}} dA$$

Integrando desde 0 hasta r_o y con $dA = 2\pi r dr$, tenemos

$$\sigma_v = q_o \left\{ 1 - \frac{1}{[1 + (r_o/y)^2]^{1.5}} \right\} \quad (10-15)$$

Ejemplo 10-3 ¿Cuál es el incremento de esfuerzo a 6 m por debajo del centro de una zapata circular de diámetro = 3 m para una carga $P = 1200$ kN?

SOLUCION

$$q_o = \frac{P}{A} = \frac{1200}{0.7854 \times 3^2} = 170 \text{ kPa}$$

De la ec. (10-15)

$$\sigma = 170 \left\{ 1 - \frac{1}{[1 + (1.5/6)^2]^{1.5}} \right\} = 170(0.09) = 14.8 \text{ kPa (exacto)}$$

Ejemplo 10-4 ¿Cuál es el incremento de esfuerzo para 1.5 y 3 m de profundidad en el centro de una zapata circular de $B = 3$ m? La carga por zapata es 1800 kN.

SOLUCION

$$q_o = \frac{1800}{3^2} = 200 \text{ kPa}$$

$$\pi R^2 = A \quad R = \sqrt{\frac{A}{\pi}} = \sqrt{\frac{9}{\pi}} = 1.69 \text{ m}$$

para $y = 1.5$ m

$$\sigma = 200 \left\{ 1 - \frac{1}{[1 + (1.69/1.5)^2]^{1.5}} \right\} = 200(0.71) = 141.5 \text{ kPa}$$

Este valor es casi exactamente igual a los valores dados por Bowles (1977) y en otros textos.

Para $y = 3$ m, el esfuerzo es igual a $\sigma = 200(0.34) = 67.7$ kPa (casi exacto también).

Frecuentemente se hace necesario el incremento promedio de esfuerzo en el estrato en los cálculos de asentamientos, tales como los asentamientos por consolidación del cap. 11 o para calcular el asentamiento como

$$\Delta H = \frac{\sigma_{av}(L)}{E_s}$$

El incremento promedio se obtiene utilizando una integración numérica de esfuerzos de las diversas coordenadas y en el estrato. Un método de usar la fórmula trapezoidal cuando la coordenada y se ha incrementado usando un incremento constante Δy y para los esfuerzos σ_{y_i} para obtener

$$A = H \sigma_{y,pr} = \Delta y \left(\frac{\sigma_{y1} + \sigma_{y_n}}{2} + \sigma_{y2} + \sigma_{y3} + \dots + \sigma_{y_{(n-1)}} \right) \quad (10-16)$$

Ejemplo 10-5 ¿Cuál es el esfuerzo 2, 4 y 6 m por debajo de una zapata rectangular de 3 X 4 en planta, que carga 2000 kN? ¿Cuál es el incremento del esfuerzo promedio en estos 6 m de profundidad?

SOLUCION Divida la zapata en 48 unidades de 0.5 m, como se muestra en la fig. E10-5a.

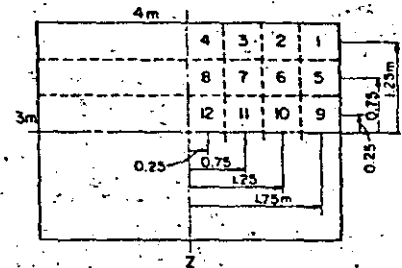


Figura E10-5a

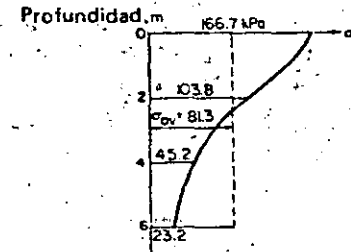


Figura E10-5b

Paso 1 Hallar los esfuerzos para 2, 4 y 6 m. Debido a la simetría, de usarse sólo un cuarto de la zapata. Las coordenadas son (lista parcial):

Elemento	x	z	Elemento	x	z
1	1.75	1.25	5	1.75	0.75
2	1.25	1.25	6	1.25	0.75
3	0.75	1.25	7	0.75	0.75
4	0.25	1.25	8	0.25	0.75

La coordenada y es sucesivamente 2, 4 y 6 m.

Luego de dar los 12 valores, sumar, volver a considerar y multiplicar por 4, se obtiene

$\sigma_{y(0\text{ m})} = 166.7$ kPa ($= \frac{2000}{12}$ presión de contacto; no calculada, porque la ecuación en este punto es discontinua)

$\sigma_{y(2\text{ m})} = 103.8$ kPa $\sigma_{y(4\text{ m})} = 45.2$ kPa $\sigma_{y(6\text{ m})} = 23.2$ kPa

Paso 2 Hallar el incremento promedio de esfuerzo en el estrato de 6 m. Refiérase a la fig. E105b y observe $\Delta y = 2$ m.

$$H_{oypr} = 2 \left(\frac{166.7 + 232}{2} + 103.8 + 45.2 \right) = 487.9$$

$$\sigma_{pr} = \frac{487.9}{6} = 81.3 \text{ kPa}$$

10-8 DEFORMACIONES DEL SUELO Y ASENTAMIENTOS

Todos los materiales se deforman cuando son sometidos a esfuerzos. Esta deformación es elástica cuando el material vuelve a tener su forma original luego de retirar el esfuerzo. Las deformaciones plásticas ocurren cuando los esfuerzos exceden los límites elásticos de un material; las deformaciones elastoplásticas ocurren en materiales que no tienen claramente definidos sus límites elásticos (o propiedades). Cuando el esfuerzo en estos materiales es retirado, se recupera muy poca deformación por recuperación elástica, tal como se ilustra en la fig. 10-10b.

Una masa depositada a lo largo de períodos geológicos estará esencialmente en condición de estado de equilibrio estático ya que está ajustado a los esfuerzos causados por el peso del suelo por encima de cualquier plano dado. Un nuevo tallo o excavaciones o nuevas construcciones tales como edificios, presas, diques y otros terraplenes, producirán un estado de deformación temporal en condición de equilibrio no estático en las zonas de influencia de los esfuerzos.

El asentamiento, o la deformación, bajo una carga es el movimiento total vertical causado por la aplicación de la carga. Puede producirse hacia abajo por un incremento de la carga hacia abajo y un levantamiento (expansión) por disminución de cargas tales como excavaciones, ascenso del nivel de

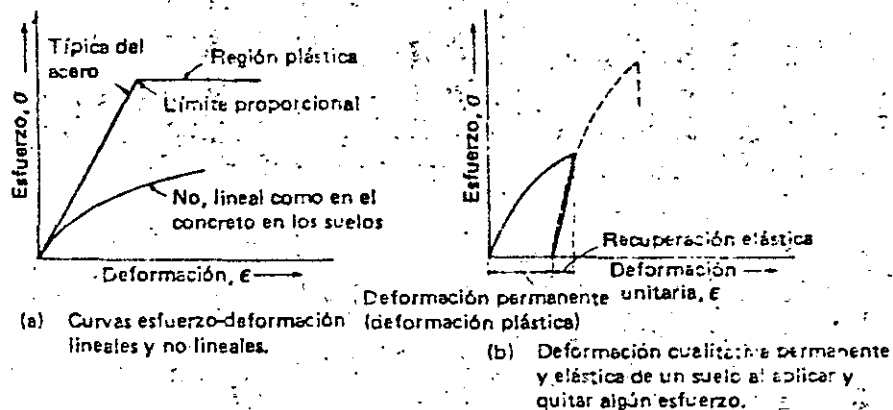


Figura 10-10 Características esfuerzo-deformación.

aguas freáticas y otras condiciones de carga. Las deformaciones son siempre causadas por cambios en los esfuerzos efectivos. En el análisis de mecánica de suelos, los cambios en los asentamientos son:

1. **Inmediatos.** Son asentamientos que ocurren de horas a algunos días después de la aplicación de la carga. Estos tipos de asentamientos pueden calcularse usando $\Delta H = \sigma L / E_v$, con las dificultades principales en obtener E_v y la profundidad del esfuerzo de influencia L (ver sec. 15-9).
2. **Consolidación.** Son asentamientos dependientes del tiempo, que ocurren en una masa de suelo fino saturado o parcialmente saturado, que tiene bajo coeficiente de permeabilidad. Estos asentamientos dependen del tiempo, en razón de que el drenaje de agua de los poros debe acompañar el asentamiento.

El resultado final de los asentamientos inmediatos o por consolidación es el mismo, aunque el método de calcular los asentamientos es considerablemente diferente. Los asentamientos por consolidación se considerarán en los caps. 11 y 12. El cap. 12 se relacionará principalmente con cuánto tiempo se requiere para que los asentamientos de consolidación tengan lugar.

10-9 MODELOS REOLOGICOS

La reología es el estudio de la conducta de un material en estado fluido. La estructura del suelo bajo los esfuerzos tiende a cambiar (a fluir) hacia una nueva forma que resista mejor el esfuerzo. Si el agua está presente en los poros del suelo, el cambio en la estructura del suelo puede (o estará) estar acompañado de un flujo de agua desde los poros, debido a la reducción del tamaño de los poros de la estructura alterada del suelo. Este flujo se debe a un incremento de la energía del agua resultante del empuje de los granos de suelo contra el agua de los poros durante la deformación. A medida que el flujo del agua tiene lugar, la presión se disipa, de modo parecido al goteo en un gato hidráulico.

El flujo del agua es siempre una función del tiempo, como puede observarse en los tubos de agua, en los ríos, en agua de escorrentía, etc; por lo tanto, los modelos reológicos serán modelos de esfuerzos dependientes del tiempo y de la deformación.

El modelo reológico más simple es el resorte o modelo de Hooke, como se muestra en la fig. 10-11a. Si se tiene un amortiguador (parecido a un amortiguador de golpes de un automóvil), se tiene un modelo de Newton

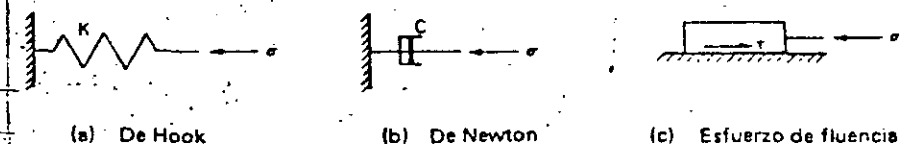


Figura 10-11 Modelos reológicos simples.

(fig. 10-11b). Si tenemos una condición de cierto esfuerzo mínimo que cause una deformación (o un deslizamiento), análogo al bloque que desliza hacia abajo en un plano, se tiene un modelo de *esfuerzo de fluencia* (ver fig. 10-11c).

El modelo de Hooke o resorte considerado independientemente representa las características elásticas de la matriz de partículas del suelo. Para tener una deformación instantánea elástica, la matriz de partículas del suelo debe ser continua.

La aplicación de un esfuerzo a una masa de suelo completamente saturada impondrá los esfuerzos inicialmente en el agua del poro, debido a que no puede ocurrir deformación alguna en la estructura hasta que exista espacio libre disponible en los poros. El espacio libre se dispondrá en los poros del suelo sólo después de que haya ocurrido el drenaje en el poro. La fig. 10-12 ilustra esta situación, incluyendo agua inicial de poros, intermedia y final, y los esfuerzos hechos en la estructura del suelo. La disipación de las presiones de poro depende de la velocidad del flujo del agua de los poros—el tamaño de la válvula de la fig. 10-12—y puede simularse por la acción de un amortiguador. En este caso, sin embargo, a medida que las presiones de poro se disipan, la estructura del suelo (el resorte) asume la carga, requiriéndose que el elemento resorte y el amortiguador están emparejados de alguna manera. La velocidad de deformación es proporcional al esfuerzo aplicado y cuán rápido se puede disipar la presión del fluido de los poros, es decir, es una función del coeficiente de permeabilidad y de viscosidad del fluido de los poros.

Los problemas principales que surgen en el uso del resorte y del amortiguador son:

1. El adecuado apareamiento de los elementos (ver fig. 10-13), debido a que muchas combinaciones son posibles, además de las que aquí se ilustran.
2. La evaluación adecuada del coeficiente del resorte y del amortiguador, que dependerán de:
 - (a) La estructura del suelo (relación de vacíos, gradación, tamaño de los granos y forma)

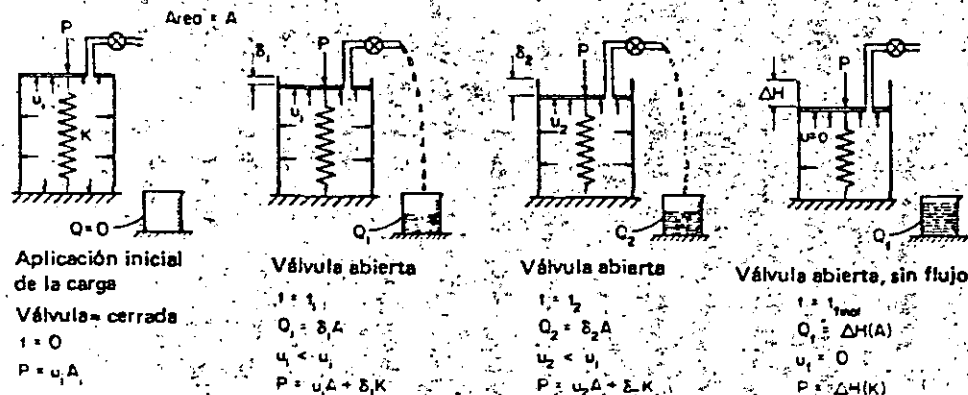


Figura 10-12 Transferencia de carga del agua de los poros al suelo (resorte) a medida que el proceso avanza.

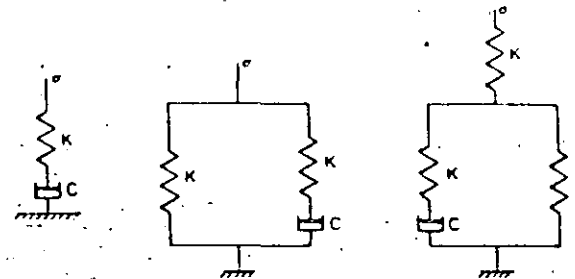


Figura 10-13 Varias parejas de amortiguador resorte. Esto ilustra algunas de las muchas posibles parejas que pueden hacerse.

- (b) Mineral arcilloso
- (c) Contenido de agua
- (d) Temperatura
- (e) Restricciones de carga (velocidad de carga, tamaño del área cargada, magnitud de la carga total, etc.)

Obsérvese que en ésta y en la sección siguiente, se considera una *longitud unitaria de suelo* y un *esfuerzo* y no una fuerza; por lo tanto, las constantes del resorte y los coeficientes del amortiguador deben tener unidades consecuentes con este concepto.

10-10 MODELOS REOLOGICOS COMPUESTOS

Para ilustrar adecuadamente el grado de complejidad de este problema, vamos a presentar varias composiciones de modelos reológicos.

A. Modelo de St. Venant

Uno de los modelos más simples es el modelo de St. Venant, ilustrado en la fig. 10-14. Nótese que el método de carga es tal que el resorte sólo puede cargar esfuerzos de compresión, (o carga). Esto es consecuente con las propiedades generales elásticas de la masa de suelo, debido a que el suelo puede cargar muy poca tensión.

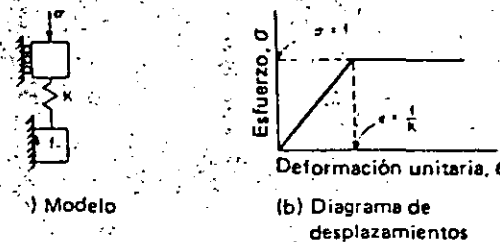


Figura 10-14 El modelo de St. Venant con desplazamientos elásticos (resorte) y plásticos.

B. Modelo de Kelvin

Un apareamiento paralelo de un modelo de Hooke y de Newton resulta en el modelo de Kelvin de la fig. 10-15. Nótese que el desplazamiento de un amortiguador (modelo de Newton) es dependiente del tiempo.

Matemáticamente, si pasamos el plano AA y sumamos los esfuerzos,

$$\sigma = K\epsilon + C \frac{d\epsilon}{dt} \tag{10-16}$$

donde $d\epsilon/dt$ = la velocidad de deformación

ϵ = deformación unitaria

K = constante del resorte

σ = esfuerzo total aplicado (fuerza)

C = coeficiente del amortiguador

Si la ec. 10-16 se resuelve usando las soluciones estándar para ecuaciones diferenciales de la forma $dx/dy + Mx = N$ y las condiciones de frontera de $x = 0$ para $t = 0$ para $\sigma =$ esfuerzo constante, tenemos

$$\epsilon = \frac{\sigma}{K} \left(1 - \exp - \frac{Kt}{C} \right) \tag{10-17}$$

Un análisis de unidades indica que

K = fuerza/área = esfuerzo

C = fuerza-tiempo/área = viscosidad

C. Modelo de Maxwell

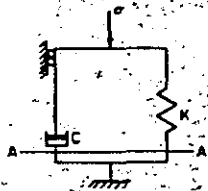
El modelo de Maxwell consiste en un modelo de Hooke y uno de Newton en serie, tal como en la fig. 10-16.

Debido a que σ es común para ambos elementos, la deformación es

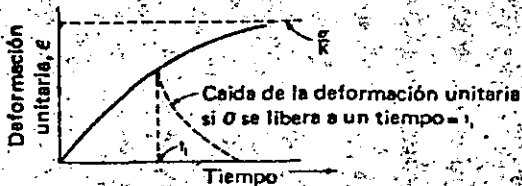
$$\epsilon = \epsilon_{\text{resorte}} + \epsilon_{\text{amortiguador}}$$

y sustituyendo valores para la deformación

$$\epsilon = \frac{\sigma}{K} + \frac{\sigma t}{C} \tag{10-18}$$

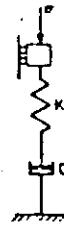


(a) Modelo

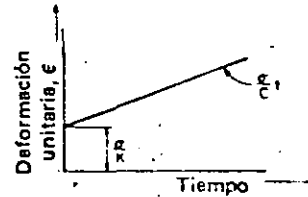


(b) Diagrama tiempo-desplazamiento

Figura 10-15 Modelo de Kelvin. Con parejas en paralelo todos los desplazamientos son función del tiempo.



(a) Modelo



(b) Diagrama tiempo-desplazamiento

Figura 10-16 El modelo de Maxwell. La compresión del resorte ocurre a $t = 0$.

se puede obtener una deformación instantánea debido a la carga aplicada (esfuerzo) seguido por una deformación función del tiempo, como se muestra en el amortiguador.

D Modelo de Bingham

La fig. 10-17 ilustra el modelo de Bingham. En este modelo, a medida que $\sigma < f$, la deformación es simplemente,

$$\epsilon = \frac{\sigma}{K}$$

Cuando $\sigma > f$, el bloque de fricción empieza a moverse. A medida que se mueve el bloque de fricción, el amortiguador influncia la deformación, de tal manera que la deformación unitaria es ahora

$$\epsilon = \epsilon_{\text{resorte}} + \epsilon_{\text{amortiguador}}$$

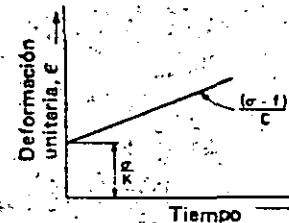
$$\epsilon = \frac{\sigma}{K} + \frac{(\sigma - f)t}{C} \tag{10-19}$$

E. Modelo de Burgers

La fig. 10-18 ilustra el modelo de Burgers. La solución de este modelo reológico es la suma de las soluciones del modelo de Maxwell (ec. 10-18) y del modelo de Kelvin (ec. 10-17) o



(a) Modelo



(b) Diagrama tiempo-desplazamiento

Figura 10-17 El modelo de Bingham. El modelo de fricción y el amortiguador restringen el desplazamiento. El desplazamiento del resorte es independiente del tiempo.

$$\epsilon_t = \frac{\sigma}{K_1} + \frac{\sigma t}{C_1} + \frac{\sigma}{K_2} \left(1 - \exp - \frac{K_2}{C_2} t \right) \quad (10-20)$$

Estos modelos reológicos simples ilustran la complejidad del problema de proporcionar un modelo adecuado para describir la conducta del suelo en cualquier depósito del suelo. Los modelos reológicos para la conducta del suelo no se usan en la actualidad debido al problema de evaluar las constantes del resorte y del amortiguador y al problema de seleccionar el modelo apropiado o la pareja adecuada. Algunos investigadores son de la opinión, sin embargo, de que el modelo de Burgers tiene el futuro más promisorio para describir la conducta del suelo. El modelo de Bingham puede ser más apropiado para el análisis de estados críticos, en donde el suelo está en un estado de continua fluencia.

Ejemplo 10-6

DADO El modelo de Burgers de la fig. 10-18 con los siguientes datos:

$$\begin{aligned} K_1 &= 100 \text{ kN/cm}^2 & C_1 &= 0 \\ K_2 &= 150 \text{ kN/cm}^2 & C_2 &= 100 \text{ kN - mes/cm}^2 \\ \sigma &= 10 \text{ kN/cm}^2 \end{aligned}$$

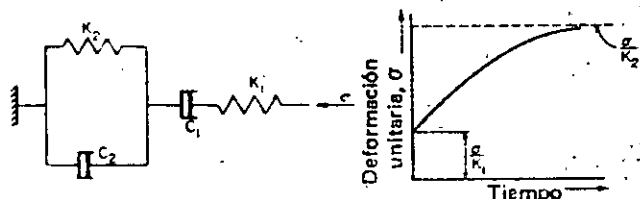
SE PIDE

- (a) El gráfico deformación unitaria ϵ contra tiempo para $t = 0 - 4$ meses.
- (b) ¿Cuál es la deformación total en 10 cm de suelo si $\sigma = 10 \text{ kN/cm}^2$ al final del cuarto mes?

SOLUCION

(a) Con $C_1 = 0$, el lector debe saber que este es el caso de un término sin amortiguador no el caso de $\sigma t/0$.

$$\epsilon_t = \frac{\sigma}{K_1} + \frac{\sigma t}{C_1} + \frac{\sigma}{K_2} \left(1 - \exp - \frac{K_2}{C_2} t \right) \quad (10-20)$$



(a) Modelo

(b) Diagrama tiempo-desplazamiento

Figura 10-18 El modelo de Burgers como una pareja de los modelos de Maxwell y Kelvin.

Simplificando, se puede hacer una tabla como sigue

$$\epsilon_t = \frac{10}{100} + \frac{10}{150} (1 - \exp - 15t)$$

t, meses	ϵ_t , cm/cm
0	0.10
0.5	0.135
1.0	0.152
1.5	0.160
2.0	0.163
2.5	0.165
3.0	0.166
4.0	0.166

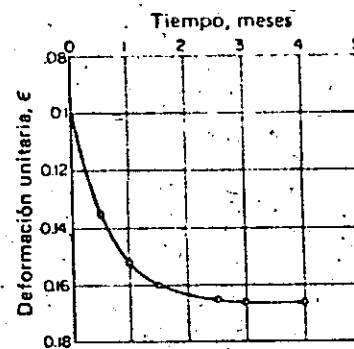


Figura E10-6

- (b) La deformación en una longitud de suelo de 10 cm al final del cuarto mes es

$$e = \epsilon L = 0.166(10) = 1.67 \text{ cm}$$

Nótese que éste no es un problema realista para un suelo verdadero, debido a que C_2 es un término de viscosidad para un fluido. Por lo tanto, se puede cuestionar ¿Cómo C_1 puede ser 0 o diferente de C_2 es decir, cómo se puede a la vez tener y no tener un fluido?

10-11 RESUMEN

Este capítulo ha presentado una introducción a lo siguiente: (1) teoría seleccionada de los conceptos de la elasticidad; (2) el concepto de esfuerzos octaédricos; (3) esfuerzos principales; (4) el círculo de Mohr para las condiciones de esfuerzos en un plano; (5) elementos de reología y modelos reológicos simples; (6) selección de parejas de modelos reológicos simples...

En particular, el lector debe poner en perspectiva estos intentos para describir un sistema de partículas usando modelos continuos. El problema es formidable debido a las limitaciones generales asociadas con la presencia de lentes, estratificación, variaciones en el contenido de agua, relación de vacíos y otros factores. Los capítulos posteriores en el contenido ilustrarán qué predicciones razonables se pueden hacer si se llevan a cabo ensayos apropiados de laboratorio (o ensayos in situ) y se interpretan sobre muestras de suelo de alta calidad.

PROBLEMAS

10-1 Dibujar la trayectoria de esfuerzos efectivos octaédricos del ejemplo 10-1.

10-2 Para una condición inicial de esfuerzos triaxiales de $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 40$ kPa, ¿cuáles son los esfuerzos en el octaedro? Cuando el esfuerzo desviador ($\sigma_1 - \sigma_3$) es 70 kPa, ¿cuáles son los nuevos esfuerzos octaédricos?

Respuesta: Para un esfuerzo desviador = 70, $\sigma_1 = 33$ kPa.

10-3 Una condición bidimensional de esfuerzos tiene $\sigma_1 = 30$ kPa y un esfuerzo desviador = 30 kPa. Si $\phi = 36^\circ$ hallar el esfuerzo cortante en la falla y presente gráficamente la orientación de la superficie de falla.

Respuesta: 12.1 kPa.

10-4 Verificar los esfuerzos σ_1 del ejemplo 10-5.

10-5 Rehacer el ejemplo 10-5 usando áreas unitarias de 1 m x 1 m y comparar los esfuerzos σ_1 con los del ejemplo.

10-6 Si la profundidad de interés en el ejemplo 10-5 se incrementa hasta 12 m, ¿cuál es el incremento promedio de esfuerzos debido a la carga de la zapata?

Respuesta: 46.8 kPa.

10-7 Rehacer el ejemplo 10-6 si $C_2 = 100$ kN \cdot año/cm³.

10-8 Dibujar una curva de ϵ contra tiempo para el modelo de Kelvin de la fig. 10-15, si $K = 30$ kN/cm³ y $C = 10$ kN \cdot mes/cm³.

10-9 Rehacer el ejemplo 10-6 si $\sigma = 1.0$ kN/cm².



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

**EVALUATION OF THE RISK OF INDUCED SEISMICITY AT THE
ITZANTUN HYDROELECTRIC SITE, CHIAPAS, MEXICO**

AGOSTO, 1985

EVALUATION OF THE RISK OF INDUCED SEISMICITY AT THE ITZANTUN HYDROELECTRIC SITE, CHIAPAS, MEXICO

A. URIBE-CARVAJAL and E. NYLAND

Institute of Earth and Planetary Physics, Department of Physics, University of Alberta, Edmonton, Alta. T6G 2J1 (Canada)

(Received September 20, 1982; revised version accepted July 1, 1983)

ABSTRACT

Uribe-Carvajal, A. and Nyland, E., 1983. Evaluation of the risk of induced seismicity at the Itzantun hydroelectric site, Chiapas, Mexico. *Eng. Geol.*, 19: 247-259.

Consolidation theory and concepts of rock failure can be used to evaluate the probable risk of induced seismicity as a result of filling of reservoirs. This evaluation indicates the safest way to fill a reservoir, and depends only on the geometry of the load, the rate of filling and the geological structures in the area. The stability function is actually a measure of the risk of having failure, with time, for a particular loading history in respect to a plane of weakness.

The stability function is applied to the area of the Itzantun reservoir, which will be in southern Mexico. Drawdowns can increase the risk of triggering earthquakes in this area, which is prone to thrust faulting. It is possible to estimate the stresses after a period during which the water level is maintained and a decrease in stresses with the depth of the observation point.

The estimates of the probable induced seismicity are limited as the residual stress in the area prior to the impounding is unknown. With a measure of the residual tectonic stress it will be possible to determine an optimal filling rate to reduce the probability of induced seismicity.

INTRODUCTION

During the last twenty years, it has been observed that large engineering projects may change the characteristics of the seismic events in the surrounding region. These changes are induced by changes in stress that are a result of man's activities. Among the activities and events that cause induced seismicity are fluid injection, fluid extraction, mining, underground detonations, flooding, and reservoir impoundment (Packer et al., 1977). Here we will deal only with reservoir impoundment.

There are many examples of where the filling of reservoirs has changed the characteristics of events in an area. These changes range from the induction of large magnitude events to changes in the micro-earthquake activity. The filling of large reservoirs, however, has not always resulted in induced seismicity. Attempts to relate induced seismicity to size or depth of a reservoir have had little success. The changes in seismic activity do not follow

a simple pattern (Gough, 1978). Excellent reviews of the observed changes have been prepared by Simpson (1976), and Gupta and Rastogi (1976).

Induced seismicity is difficult to prove. An increase in seismic activity in areas that were already active is difficult to attribute entirely due to the filling of the reservoir. In other areas the pattern of seismic events changes radically, and there seems to be an obvious association with the filling of the reservoir. In some areas, there appears to be an increase of seismic activity during the initial filling, whereas in others, the increase occurs some years after filling. There appears to be a correlation between the water depth and the number of earthquakes at some reservoirs (Withers and Nyland, 1978). And there also appears to be a relation to the rate of filling (Simpson and Negmatullae, 1981).

The amount of data on reservoir-induced seismicity is limited. Up to 1977, there had been 55 reported cases of reservoir-induced seismicity (Packer et al., 1977). Of these, Packer et al. classify 16 as clear cases, 35 as questionable and 4 as probably not reservoir-related. They reach the following conclusions regarding induced seismicity due to reservoir loading.

- (1) The initial state of stress in the ground is of prime importance.
- (2) Failure of unfractured material as a result of reservoir filling is unlikely, but failure is likely to occur along pre-existing faults in fractured material.
- (3) "Instantaneous" stresses generated by rapid reservoir filling lead to shear stress along faults without increasing the effective stress.
- (4) Instability along faults could occur at great depths as shown by the curvature of the failure envelope. The shearing resistance of the material is reduced as the confining pressures increase.

There is by no means unanimous agreement about the existence of reservoir-induced seismicity. Other authorities claim that only 3 clear cases of reservoir-induced seismicity exist. The difficulty is to provide a viable mechanism for failure caused by reservoirs and to use a convincing stress-strain relation for crustal rock. We believe that the evidence from other reservoirs indicates convincingly that failure can be caused by relatively small external influences (i.e., Raleigh et al., 1976; Pomeroy et al., 1976; Cook, 1976; Gough, 1978; Wetmiller, 1981). The fact that statistically rigorous observations do not exist for reservoirs does not deny that reservoirs can induce seismicity; it merely means that seismic evidence by itself, from reservoirs alone, is not sufficient to resolve the matter.

Adding, however, the existence of faults on which seismicity is known to occur, the fact that stimulated seismicity has been observed for other kinds of processes, and the fact that a reasonable physical mechanism for reservoir-induced seismicity can be postulated, justifies modelling studies of this problem to determine the range of risk.

Any prediction of seismicity involves assumptions about the stress-strain relations of crustal rock and the conditions under which faults will fail. The largest stress increment due to large reservoirs is of the order of 10 bar. Under increment loads of 10 bar most crustal rocks deform elastically. Of course the incremental response of a rock confined under 10^3 bar at 10 km

depth may be different from that of a rock at the surface, but its elastic nature remains due to the small size of the stress increment. Therefore, the assumption of elastic behaviour is plausible.

The variation of elastic behaviour can be deduced from seismic data. Young's modulus deduced from seismic data for depths from 0 to 25 km varies from $6 \cdot 10^5$ to $8 \cdot 10^5$ kg cm⁻². This variation is small compared with its magnitude. Hence, the assumption that the elastic properties are constant is reasonable albeit not entirely satisfactory. Other authorities (i.e., Turcotte, 1974; Kirby 1977) have considered the upper 25 km of the lithosphere to be elastic.

Obviously water pressure plays a crucial role in the dynamics near a reservoir. The simplest extension of elasticity theory that takes into account the presence of water is the Biot consolidation theory. It is normally applied to soils and is justified here only by the fact that it is a simple tractable extension which can deal with the presence of pore fluids in a plausible way. It may not be correct, but at these relatively low pressures it is a reasonable first approximation.

The general conclusion from the observation of induced seismicity is that reservoir volume is not always a reliable indicator of the risk of induced seismicity. The larger the volume, the greater the probable risk, but there is always the potential for surprises such as were encountered at Hydro-Quebec in Canada (Leblanc and Anglin, 1978). Manicougan 3 on the Canadian Shield caused seismicity changes while the nearby Manicougan 5, twice as deep and with a considerably larger volume, has not induced any seismicity. Manicougan 3 has a height of 108 m and its volume is $1.04 \cdot 10^{10}$ m³.

In only a few cases have the depths of these seismic events been determined accurately. Local observations and the teleseismic data all indicate that the hypocentres are shallow. Gupta et al. (1972) have determined the depths and positions from the events at Koyna from a local array, and found that the majority of the events occurred at a depth of less than 10 km, but some occurred as deep as 30 km.

Migration of seismic events has also been observed in some reservoirs. Simpson (1976), Soboleva and Mamadaliev (1976) and Simpson and Negmatullaev (1981) indicate that the events at Nurek are migrating toward the reservoir.

The focal mechanisms (Bufe et al., 1976; Gough and Gough, 1976; and others) observed that different reservoirs are consistent with the types of preexisting faults in the neighbourhood. At Kariba, Kremasta and Oroville, dip-slip faulting was observed, while at Koyna, Hsinfenkiang and Hoover, the mechanism was strike-slip faulting. At Nurek the induced seismicity is occurring along a series of thrust faults connected by short segments that show strike-slip motion (Simpson and Negmatullaev, 1981). Simpson (1976), Bell and Nur (1978) and Withers and Nyland (1976) suggest that rapid lowering and raising of the water level may be an important factor in inducing seismicity in regions of thrust faulting.

The magnitudes of the main shocks near reservoirs have been as high as

6.5 at Koyna (Gupta et al., 1972), 6.3 at Kremasta (Comninakis et al., 1968), 6.1 at Hsinfenkiang (Wang et al., 1976). It is not possible to give an upper limit for the magnitude of induced earthquakes, as the filling of reservoirs acts only as a trigger of the preexisting stress.

THE ITZANTUN SITE

The Itzantun site is in the state of Chiapas in the southern part of Mexico, 120 km NE of the city of Tuxtla Gutierrez (Fig.1). It is in a region with several rivers, the most important of which are the Tlacotalpa, the San Pedro and the Huitupan. The Tlacotalpa flows in the Itzantun gorge, and at this location the flow is $2 \cdot 10^6$ m³ of water per year. The geologic formations in the area are chiefly thick assemblages of mudstones and massive limestones.

The foundation of the Itzantun dam will be sandstone, mudstone, and limestone which appears reasonably homogeneous, at least at the surface. Many fractures in the formations near the dam have been filled with calcite but some are open and show evidence of recent movement of the order of centimetres.

The Itzantun fault crosses the reservoir just upstream from the dam and

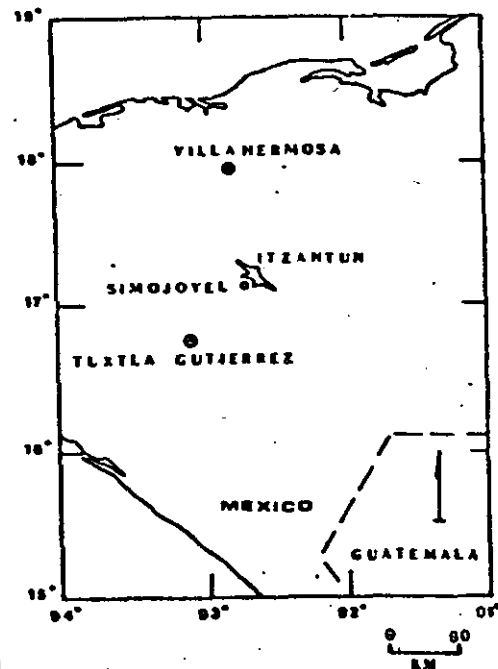


Fig.1. Location map of the study area.

is clearly the significant structural feature in an analysis of the risk of induced seismicity (Fig.2). The gorge itself was not developed along a fault zone. The irregular directional changes of the river, and the fact that no fault breccia was found in a borehole slanted to go under the gorge, indicate that the river has eroded along minor fractures and joints. Nevertheless the strike of the river is along a potential failure plane. (The known faults in the area are approximately at right angles to the strike of the river.)

MODEL STUDIES

As a first approximation it is possible to model the problem as consolidation of a water-logged half space. Our computer programs for two- and three-dimensional analysis treat the modelling problem by considering the earth to be a uniform, isotropic half-space consisting of an elastic matrix affected by fluid under pressure. This material is characterized by a single permeability, a relative fluid matrix compressibility, a coupling factor (or hydraulic transmissibility) for the bottom of the reservoir, and two elastic moduli. The reservoir load can be approximated as a "long" two-dimensional load or within limits treated as three-dimensional.

The major deficiency of this approach is that effects on the strength of faults must be judged qualitatively. Interpretive examples are given in

Withers and Nyland (1978). They point out that the incremental stresses due to a reservoir are rarely large enough to cause failure by themselves. The potential for failure must exist and may be triggered by the reservoir.

STRESSES IN POROUS MEDIA

The definition of stresses in porous media meets with certain difficulties, but some heuristic theory has been developed to deal with these stresses. Terzaghi (1951) proposed that stresses in porous media are a "neutral stress", the stress in the fluid, and an "effective stress", the difference between the total stress prevailing in the fluid-filled media and the neutral stress. It is the effective stress that causes deformation (Scheidegger, 1974).

Biot (1941) suggested that the compaction of soils is caused by a phenomenon called "soil consolidation". This means that the settlement is caused by the gradual adaptation of the soil to a load variation. Biot made the following assumptions: (1) isotropy of the material; (2) linear stress-strain relations; (3) the strains in the media are small; (4) the water contained in the pores is incompressible but may contain air bubbles; and (5) the water flows through the porous skeleton according to Darcy's law.

With these assumptions, Biot developed the theory for the consolidation of porous media; the basic relations that describe the phenomenon are given by Biot in a series of papers published since 1941. Little has changed in this theory since then (Rice and Cleary, 1976).

In order to approach the consolidation problem outlined earlier, we have followed the technique described by Withers and Nyland in their series of papers (Withers and Nyland, 1976, 1978; Withers, 1977). In order to solve the consolidation equations, use is made of the displacement functions of McNamee and Gibson (1960). This implies the development of a procedure to allow us to determine the double Fourier and Laplace transforms of the water load. The Fourier transforms are done by using the Advanced Mathematical Library of the array processor (AP-190L), which allows the whole computation to be overlapped with data-access time. This permits us to deal with the two-dimensional transforms of the load at a given time as a vector and determine the change of the stresses up to that time.

Once the values of the transforms of the stresses at the desired location corresponding to each of the times of the known load history are determined, we have the information necessary to construct a curve for which inverse Laplace transform will give the behaviour of one of the components of stress at any time. From these components, a failure criterion and an assumption about the orientation of a plane of weakness, we calculate estimates of stability of a point in the formation. The inclusion of several segments in the loading history curve is done by applying the superposition principle. Thus after the inverse Fourier transform is performed in the AP for a given component of stress, the resulting values at some X, Y, Z , are the Laplace transform in discrete form of the change in time of one component of stress. The result is a function of time, which defines the way a point in the formation moves towards, or away from, failure.

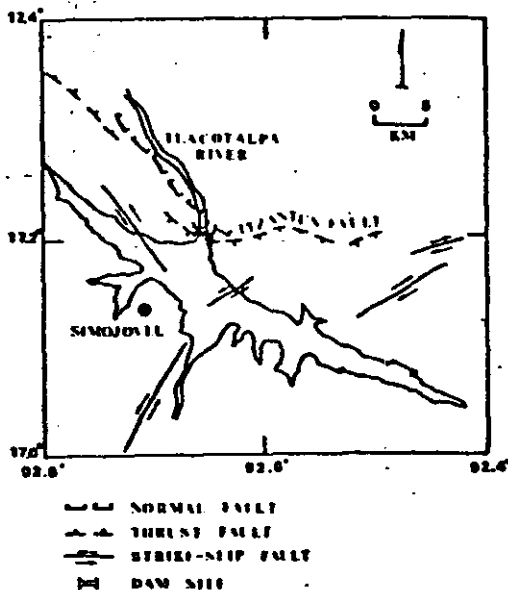


Fig.2. Major geological features of the area of Itzantun and the location of the Itzantun fault with respect to the dam site.

FAILURE CRITERIA

In the Mohr's circle representation in three dimensions, the normal and shear stress across a plane of weakness whose normal has director cosines l, m, n , are given by Jaeger and Cook (1979, p.27). Fixing two of the direction cosines (say n and l) two equations can be obtained. Each of them represents one family of Mohr's circles in two dimensions and for a fixed value of the corresponding direction cosine each represents a unique circle. Therefore, by fixing n and l , two circles can be drawn such that their intersection will lie at a point on the surface of a three-dimensions Mohr representation, and will be a unique location for these two circles whose centres are at $(\sigma_1 + \sigma_2)/2$ and $(\sigma_2 + \sigma_3)/2$ and whose ratios are AC and BD , respectively, as shown in Fig.3.

With the previous procedure it is possible to determine the values of σ and τ for every combination of stresses. That is, the location of point P can be determined for any time. A simple failure criterion is that of Coulomb (Fig.3) which suggests that failure occurs when the shear on a failure plane exceeds

$$\tau = S_0 + \sigma_n \tan \alpha$$

where τ is the shear strength of the rock, α is the angle of shear resistance; σ_n is the normal effective stress on the plane of fracture; S_0 is the apparent cohesion and is the shear strength of the material under zero normal pressures. S_0 ranges considerably from zero in a fractured material to several hundreds of bars in an intact material (Withers, 1977). In Itzantun, fractures are present and S_0 is probably small. If α lies between 25° and 45° , then the coefficient of friction is between 0.47 and 1.0 but it is usually around 0.6 ($\alpha = 30^\circ$).

As the value of S_0 is unknown, we set it to zero. Now the variation of the minimum distance between the failure envelope and the point P , defines the changing stability of the system.

By fixing the angles θ and ϕ , the plane of weakness of the material is determined. The variation with time of the distance between the corresponding

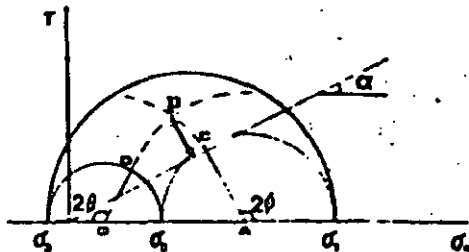


Fig.3. Definition of the STABILITY function as the distance between P and the failure envelope.

point P on the surface of the Mohr's circles and the failure envelope will result in a "STABILITY" history for a given location of coordinates X, Y, Z . This stability history can be represented as a curve in a stability value vs time diagram and we refer to this curve as the stability function.

The stability function depends only on the loading history, the known geological structures (that will determine the angles θ and ϕ), and the geometry or the bathymetry of the lake. Stability has been defined as a function proportional to the minimum distance between the failure envelope and P .

The use of a Coulomb failure criterion implies that the rocks will behave in an elastic way and that fracture will occur in a brittle way. Although rocks behave in a more complicated way, the assumption of elastic materials is often made in geophysics; Solomon et al. (1980) and many others have suggested that the upper few tens of kilometres of the earth's crust can be treated as elastic materials. Turcotte (1974) determined that the upper bound for this pseudo-elastic behaviour is 300°C ; this temperature is well above that expected at the depths we consider here.

Assuming Mohr-Coulomb failure is consistent with the assumption that the incremental stresses cause elastic deformation, particularly near failure. The assumption of brittle failure may not be true for all faults, but it is a reasonable, tractable hypothesis.

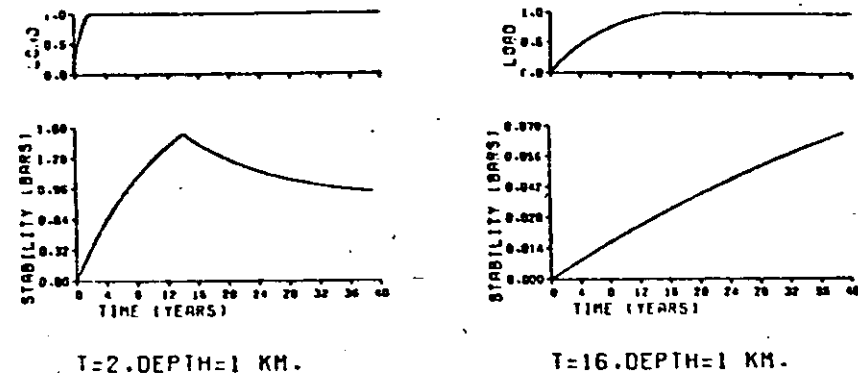
We acknowledge that the treatment of the earth as a porous half-space consisting of an elastic matrix saturated with water is a simplistic model. However, the stability functions are relative, and only serve as indicators of how the risk of inducing seismic activity is changing with respect to a reference initial value.

DISCUSSION OF RESULTS

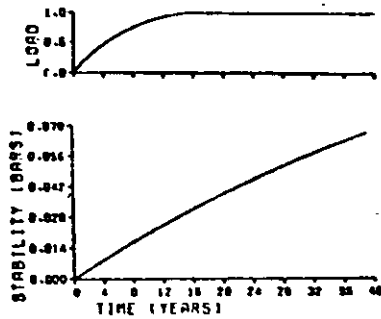
We attempt here to evaluate the risk of induced seismicity in a qualitative way. In order to do this we have made and justified as far as possible a number of assumptions.

- (1) In the upper 25 km of the earth incremental stress changes cause an elastic response and failure occurs according to a Mohr-Coulomb failure criterion.
- (2) The in-situ stresses are such that small increments can cause failure.
- (3) The effect of water can be modelled by the Biot consolidation theory.
- (4) A uniform half-space is a reasonable approximation to reality.
- (5) The geologic estimates of fault orientation define the location and direction of expected failure. Intact rock will not fail under reservoir-induced loads.

With these assumptions the results shown in Figs.4-7 were obtained. Figs.4 and 5 represent the stability function for two loading histories consisting of monotone increasing loads, to a constant load. Both have been calculated for a point beneath the deepest part of the reservoir at a depth of 1 km and show the relation of the resulting stress to the rate of filling. For the curve where the complete load is reached 16 years after the beginning of



$T=2$. DEPTH=1 KM.



$T=16$. DEPTH=1 KM.

Fig. 4. The upper graph shows a loading history consisting of a continuously increasing exponential, where the total load is reached after 2 years of loading. The bottom graph shows the stability function corresponding to a point below the deepest part of the reservoir at 1 km depth.

Fig. 5. The upper graph shows a loading history consisting of a continuously increasing exponential, where the total load is reached after 16 years of loading. The bottom graph shows the stability function corresponding to a point below the deepest part of the reservoir at 1 km depth.

the impoundment, the increase in stress is much smaller than when the total load is reached after 2 years.

Fig. 4 also illustrates that when the load is kept constant for a certain time period, the stresses begin to decrease to a limiting value. This means that the effect of the anomalous stress produces changes that lead to an equilibrium state that does not necessarily have to be the initial state of stress in the area. This can be thought of as related to the existence of residual stresses.

The non-linear dependence of the risk function on the rate of filling is shown in Table I. This table shows the value of the stability function 20 years

TABLE I

Variation of the stability function for different rates of filling of the reservoir, the time required to attain complete filling for each of the loading histories considered, and the maximum and final value observed for the stability curve during each of these cases

Duration of loading (years)	Stability function in bars		
	Max. value		Value after 20 years
	Attained	Time (years)	
2	1.54	15	1.21
3	0.95	20	0.95
4	0.51	20	0.51
16	0.15	20	0.15
16	0.04	20	0.04

after impounding was begun and the maximum value attained during that period. This is done for a location at 1 km beneath the deepest part of the Itzantun reservoir. The loading histories used to obtain this table are as follows, where T is the time at which the lake was first completely filled, and D is the maximum depth of the reservoir. After $.25 T$ the reservoir had water up to $.15 D$. After $.5 T$ it had $.75 D$. At $.75 T$ it was $.9 D$ full. From the time T the reservoir remains filled. It is obvious that a peak in the stability function has been reached during this 20 years interval only for the first case of Table I. With a faster rate of filling the risk of reaching failure is higher; for the first case the risk increases sharply, it reaches its maximum value 2 years from the beginning of the filling of the reservoir and then it decreases to a value of about .9 bar and remains constant.

The rate of filling of the reservoir is not the only way in which artificial lakes could change the seismic activity of an area. Some changes have been observed after filling and draining the reservoir, like in the case of Oroville, CA, where an event of magnitude 5.9 occurred after this kind of loading history (Withers, 1977).

In order to see the effect of draining of a reservoir on the stability function, we applied the loading history shown in Fig. 6. This example shows that the stability function for unloading tends to have a second minimum, in this case after 8 years. The effect of a fast decrease in the value of the stability function must generate sudden changes in the stresses that might trigger seismic events.

Other histories involving reduction of loads show that if lowering the water level is done rapidly, the negative slope of the stability function moves toward a horizontal position. This reduces the risk over a thrust fault but increases it for a normal fault, as the values in the latter part of the stability curve are much bigger.

Decrease in loads in the loading history result in a stability decrease that attenuates rapidly with the depth of the observation point. For a depth of 4 km the effect is not observed at all (Fig. 7).

CONCLUSIONS

Why the filling of some reservoirs causes seismic events is poorly understood. We give no firm predictions for Itzantun. Studies indicate residual stresses, differences in permeability, and differences in physical properties of the formations under the reservoir may determine whether there is induced seismicity risk or not. None of these factors are known with precision at Itzantun.

The changes in stability in a water reservoir due to the presence of the water can be predicted in a qualitative way by assuming: (a) a model of a porous half-space consisting of an elastic matrix saturated with water, (b) that brittle failure can occur in the upper 10 km of the lithosphere if small stress changes are made, and (c) that the effect of water in rocks can be approximated with Biot's consolidation theory.

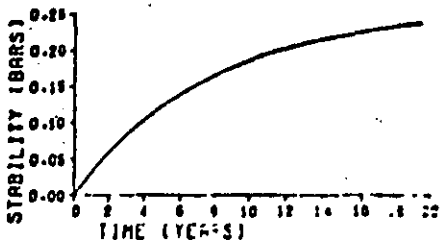
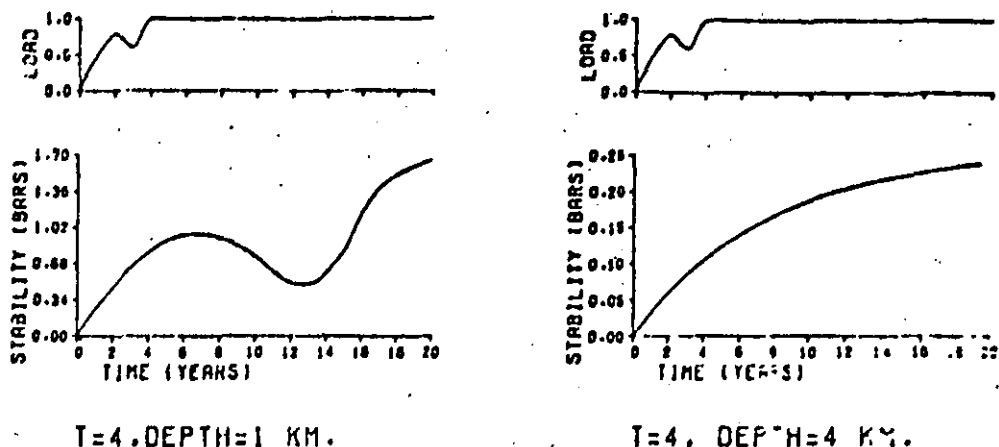


Fig. 6. The upper graph shows a loading history in which an unload takes place in the interval from the second year of loading until the third one, after which the increase in load is continued until the fourth year when the total load is attained. The bottom graph shows the stability function corresponding to a point below the deepest part of the reservoir at 1 km depth.

Fig. 7. The upper graph shows the same loading history as that of Fig. 6. The bottom graph shows the stability function corresponding to a point below the deepest part of the reservoir at 4 km depth.

We suggest that to diminish the risk of induced seismicity at Itzantun, the filling of the reservoir should be as slow as economics permits, with intervals at which the water level is held constant.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to the Instituto de Ingenieria from the Universidad Nacional Autonoma de Mexico and to the Comision Federal de Electricidad of Mexico for the support given in the first stages of this work. We are particularly grateful to J. Havskov and S.K. Singh for many valuable discussions.

A. Uribe-Carvajal is supported at the University of Alberta by the Consejo Nacional de Ciencia y Tecnologia (CONACYT) of Mexico. This research was supported by the Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC) of Canada.

REFERENCES

- Bell, M.L. and Nur, A., 1978. Strength changes due reservoir pore pressure and stress and application to lake Oroville. *J. Geophys. Res.*, 83: 4469-4483.
- Biot, M.A., 1941. General theory for three dimensional consolidation. *J. Appl. Phys.*, 12: 578-581.
- Bufe, C.G., Lester, F.W., Lahr, K.M., Lahr, J.C., Seckins, L.S. and Hanks, T.C., 1976. Oroville earthquakes: Normal faulting in the Sierra Nevada foothills. *Science*, 192: 72-74.

- Comninakis, P., Drakopoulos, J., Moumoulidis, G. and Papazachos, B.C., 1968. Foreshock sequences at the Kremasta earthquake and their relation to water loading of the Kremasta artificial lake. *Ann. Geofis. (Rome)*, 21: 39-71.
- Cook, N.G.W., 1976. Seismicity associated with mining. *Eng. Geol.*, 10: 99-122.
- Gough, D.I., 1978. Induced seismicity. In: *The Assessment of Mitigation of Earthquake Risk*. UNESCO, 341 pp.
- Gough, D.I. and Gough, W.I., 1970a. Stresses and deflection in the lithosphere near lake Kariba-I. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 21: 65-78.
- Gough, D.I. and Gough, W.I., 1970b. Load induced earthquakes at lake Kariba-II. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 21: 79-101.
- Gough, D.I. and Gough, W.I., 1976. Incremental stresses near the Cahora Bassa Gorges. *Eng. Geol.*, 10: 211-218.
- Gupta, H.K. and Rastogi, B.K., 1976. *Dams and Earthquakes*. Elsevier, Amsterdam, 229 pp.
- Gupta, H.K., Rastogi, B.K. and Narain, 1972. Common features of the reservoir associated seismic activities. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62: 481-492.
- Jaeger, J.C. and Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of Rock Mechanics*. Wiley, New York, N.Y., 593 pp.
- Kirby, S.H., 1977. State of stress in the lithosphere: inferences from flow laws of olivine. *Pure Appl. Geophys.*, 115: 245-258.
- Leblanc, G. and Anglin, F., 1978. Induced seismicity at the Manic 3 reservoir, Quebec. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68: 1469-1485.
- McNamee, J. and Gibson, R.E., 1960. Displacement functions and linear transforms applied to diffusion through porous media. *Q.J. Mech. Appl. Math.*, 13: 98-111.
- Nyland, E. and Withers, R.J., 1976. A fast method for computing load induced stresses in the earth. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 44: 689-698.
- Packer, D.R., Lovegreen, J.R. and Burn, J.L., 1977. *Reservoir Induced Seismicity, Vol 6*. Woodward-Clyde Consultants, San Francisco, Calif., 124 pp.
- Pomeroy, P.W., Simpson, D.W. and Sbar, M.L., 1976. Earthquakes Triggered by surface quarrying - Wappingers Falls, New York sequence of June, 1974. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66.
- Raleigh, C.B., Healy, J.H. and Bredehoeft, J.D., 1976. An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado. *Science*, 191: 1230-1237.
- Rice, J.R. and Cleary, M.P., 1976. Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 14: 227-241.
- Rothe, J.P., 1973. Summary: geophysical report. In: *Man-made Lakes: Their Problems and Environmental Effects*. Am. Geophys. Union, *Geophys. Monogr.*, 17: 441-454.
- Scheidegger, A.E., 1974. *The Physics of Flow Through Porous Media*. University of Toronto Press, 353 pp.
- Simpson, D.W., 1976. Seismicity changes associated with reservoir loading. *Eng. Geol.*, 10: 123-160.
- Simpson, D.W. and Negmatullaev, S.K., 1981. Induced Seismicity at Nurek Reservoir Tadzhikistan, USSR. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71: 1561-1586.
- Soboleva, O.V. and Mamadaliyev, U.A., 1976. The influence of the Nurek reservoir on local earthquake activity. *Eng. Geol.*, 10: 293-306.
- Solomon, S.C., Richardson, R.M. and Bergman, E.A., 1980. Tectonic stress: models and magnitudes. *J. Geophys. Res.*, 85: 6086-6092.
- Terzaghi, K. Van, 1951. *Theoretical Soil Mechanics*. Wiley, New York, N.Y.
- Terzate, D.L., 1974. Are transform faults thermal contraction cracks? *J. Geophys. Res.*, 79: 2573-2577.
- Wang, M., Hu, Y., Chen, Y., Yang, M., Li, T., Chin, Y. and Feng, J., 1976. Mechanism of the reservoir impounding earthquakes at Hsinfengkiang and a preliminary endeavour to discuss the case. *Eng. Geol.*, 10: 331-351.

- Wetmiller, R.J., 1981. Microseismicity in the Rocky Mountain House seismic zone, Western Canada. Abstract G.A.C./C.G.U. Meeting, Calgary.
- Withers, R.J., 1977. Seismicity and Stress Determination at Man made Lakes. Ph.D. Thesis, The University of Alberta, Edmonton, Alta., 211 pp.
- Withers, R.J. and Nyland, E., 1976. Theory for the rapid subsidence near reservoirs on layered and porous media. *Eng. Geol.*, 10: 169-185.
- Withers, R.J. and Nyland, E., 1978. Time evolution under artificial lakes and its implication for induced seismicity. *Can. J. Earth Sci.*, 15: 1526-1534.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

ESTUDIOS GEOFISICOS EN EL P.H. BACURATO, SIN.

AGOSTO, 1985

ESTUDIOS GEOFISICOS EN EL P.H. BACURATO, SIN.

Marlo Benhuma León
Jaime A. Ruiz Reyes

Comisión Federal de Electricidad

RESUMEN Se presentan los resultados de estudios geofísicos obtenidos en el macizo rocoso que alojará la conducción a presión del P.H. Bacurato, Sin., que actualmente construye la Comisión Federal de Electricidad. Los estudios se desarrollaron en dos etapas; en la primera, que corresponde a la de prefactibilidad, se realizaron tendidos sísmicos largos de 390 m y sondeos eléctricos verticales de AB/2 = 600 m sobre el trazo de toda la conducción. Esta información se utilizó básicamente para el diseño de la excavación y soporte provisional. En la segunda etapa, que corresponde a la de construcción y diseño, se realizaron levantamientos microsísmicos con tendidos cortos de 15 m en ambas paredes del túnel y en toda su longitud. También se hicieron este tipo de mediciones en las paredes de cuatro nichos para poder correlacionar los módulos estáticos obtenidos mediante pruebas de mecánica de rocas. Esta información se utilizó básicamente para el diseño del revestimiento del túnel. Mediante estos estudios fue posible conocer la calidad de la roca a todo lo largo del túnel, demostrando con ello la utilidad y confiabilidad de los métodos en las etapas que comprendió el estudio.

1. INTRODUCCION

El P.H. Bacurato, Sin., se encuentra localizado al Noroeste de la presa " Lic. Gustavo Díaz Ordaz ", en las coordenadas 25° 51' de latitud Norte y 107° 56' de longitud Oeste. Proveerá parte de las aguas de la presa de riego para generación de energía eléctrica a través de una planta, con capacidad instalada de 90 MW, constituida por un canal de llamada, obra de toma, túnel de conducción de 1685 m de longitud, pozo de oscilación, tubería a presión y casa de máquinas exterior con dos turbinas tipo Francis. Para evaluar la calidad del macizo rocoso que alojará la conducción del proyecto, se realizaron estudios geofísicos en las etapas de prefactibilidad (1979) y construcción (1983).

2.- METODOLOGIA

Los estudios geofísicos desarrollados en la etapa de prefactibilidad consistieron en realizar, desde la superficie y sobre el trazo del túnel, tendidos sísmicos de refracción de 390 m de longitud, con 12 geófonos detectores espaciados cada 30 m y 4 puntos de tiro en los extremos a distancias de 30 y 390 m. En total se realizaron 6 tendidos abarcando una longitud total de 2340 m. Esperando encontrar anomalías que no serían detectadas por la sísmica de refracción, se planeó también un estudio de sondeos eléctricos verticales (SEV) con aberturas electródicas AB/2 = 600 m. En total se realizaron 10 SEV espaciados en intervalos de 200 m. La localización de los tendidos y sondeos, para esta exploración geofísica regional, se muestra

en la figura No. 1. Los estudios geofísicos en la etapa de construcción consistieron en realizar tendidos microsísmicos en ambas paredes del túnel con el fin de determinar los módulos elásticos dinámicos, espesores de roca decomprimida y zonas de debilidad. La longitud de cada tendido fue de 15 m con 12 geófonos detectores espaciados cada metro y puntos de golpeo en los extremos. El total de tendidos fue de 220, repartidos equitativamente en ambas paredes del túnel. También se hicieron tendidos en los 4 nichos que fueron utilizados para pruebas de mecánica de rocas y que están ubicados en los cadenamientos 1 + 014, 1 + 878, 1 + 978 y 2 + 165 de la conducción. La longitud de estos tendidos microsísmicos fue de 7 m. Con el objeto de determinar la densidad de los diferentes cuerpos rocosos, se efectuó un muestreo a todo lo largo del túnel que consistió en extraer una muestra de mano a cada 30 m. En total se mandaron 62 muestras al laboratorio de Geoquímica y Petrografía de C.F.E., para el cálculo de sus pesos específicos. Para cada tendido, la calidad de roca se determinó en base al criterio de Myung y Helander (1972) el cual establece:

CALIDAD DE ROCA	MODULO DINAMICO DE YOUNG (ton/cm ²)	DENSIDAD (g/cm ³)
BUENA	$E_D > 492$	$\rho > 2.6$
REGULAR	$352 < E_D < 563$	$2.46 < \rho < 2.59$
MALA	$E_D < 422$	$\rho < 2.45$

3. COMPROBACION DE RESULTADOS

La figura No. 1 muestra la interpretación geofísica del macizo rocoso en la etapa de prefactibilidad; como se puede observar, la calidad de roca que atraviesa la conducción es buena, y sólo en el tramo comprendido entre los cadenamientos 0 + 970 y 1 + 420 se esperaba encontrar roca de regular calidad. Estos resultados pudieron ser verificados cuatro años después cuando la excavación del túnel arrojó los siguientes resultados: el 85% de la conducción a baja presión, está constituido por roca de buena a regular calidad, mientras que el 15% restante representa 175 m de roca de mala calidad distribuida a lo largo del túnel. Por otro lado, entre los cadenamientos 0 + 970 y 1 + 240, se localizan 52 m de roca de mala calidad intercalados en 70 m de roca de regular calidad. Estos resultados comprobaron que los métodos geofísicos utilizados en la etapa de prefactibilidad, fueron los adecuados y que la aplicación de sus resultados fue confiable para el diseño de la excavación.

Análogamente, el grado de confiabilidad de las mediciones microsísmicas, hechas en la etapa de construcción, se determinó en base a la comparación y correlación de sus resultados con los obtenidos mediante estudios geológicos y pruebas mecánicas.

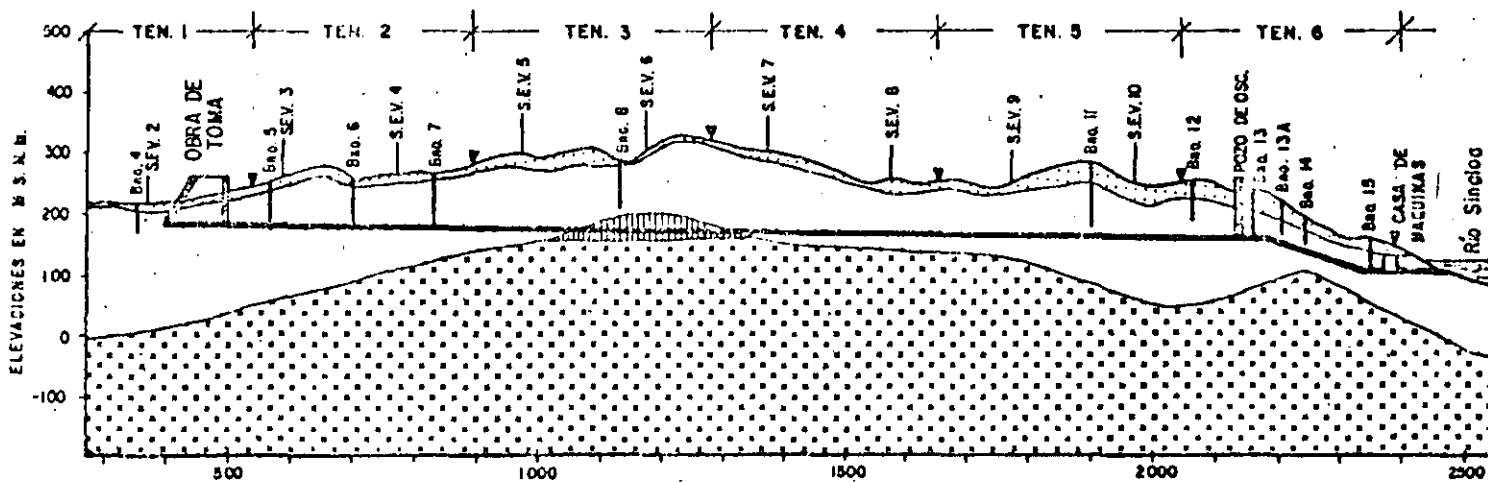
3.1 CORRELACION GEOFISICA - GEOLOGICA

En el túnel de conducción, los resultados geológicos consistieron en cartografiar todas las estructuras existentes y estimar la calidad del macizo mediante el sistema "Q" de Barton de acuerdo con el siguiente criterio:

CALIDAD DE ROCA	VALORES DE " Q "
BUENA	$Q > 4$
REGULAR	$1 < Q < 4$
MALA	$Q < 1$

La aplicación de este índice de calidad de

P. H. BACURATO, SIN.



ESCALA: 1 : 10,000





-  ZONA DE EXCELENTE CALIDAD ($V > 5000$ m/s , $200 < P < 7800$ OHM-m)
-  ZONA DE BUENA CALIDAD ($3564 < V < 4864$ m/s , $138 < P < 777$ OHM-m)
-  ZONA DE REGULAR CALIDAD (V indeterminado, $P = 64$ OHM-m)
-  ZONA DE MALA CALIDAD ($826 < V < 1136$ m/s , $34 < P < 280$ OHM-m)

FIG. 1 DETERMINACION DE CALIDAD DE ROCA MEDIANTE ESTUDIOS GEOFISICOS DE SISMICA DE REFRACCION Y SONDEOS GEOELECTRICOS EN EL P.H. BACURATO, SIN.

roca en los 1667 m de túnel arrojó los siguientes resultados: 53% de roca de buena calidad, 32% de roca de regular calidad y 15% de roca de mala calidad, mientras que los estudios microsísmicos determinaron, para este tramo, los siguientes porcentajes: 41% de roca de buena calidad, 42% de roca de regular calidad y 17% de roca de mala calidad. El enfrentamiento de los resultados geológicos con los obtenidos mediante estudios geofísicos, corroboró la convergencia de los criterios utilizados en la estimación de la calidad de roca, debido a que sus resultados coinciden totalmente en el 70% (1167 m), difieren ligeramente en un 22% (365 m) y contrastan totalmente en el 8% restante (lo cual representa 135 m de los 1667 m estudiados). Fundamentalmente, estas diferencias se deben a particularidades que tiene la roca en algunos tendidos como son: fallas, fracturas, diques, cuerpos arcillosos, zonas de infiltración, etc. La figura No. 2 muestra estadísticamente la correlación que existe entre los parámetros geofísicos y geológicos

para este proyecto. Como se puede observar, el 82% de la población queda gobernada por la relación:

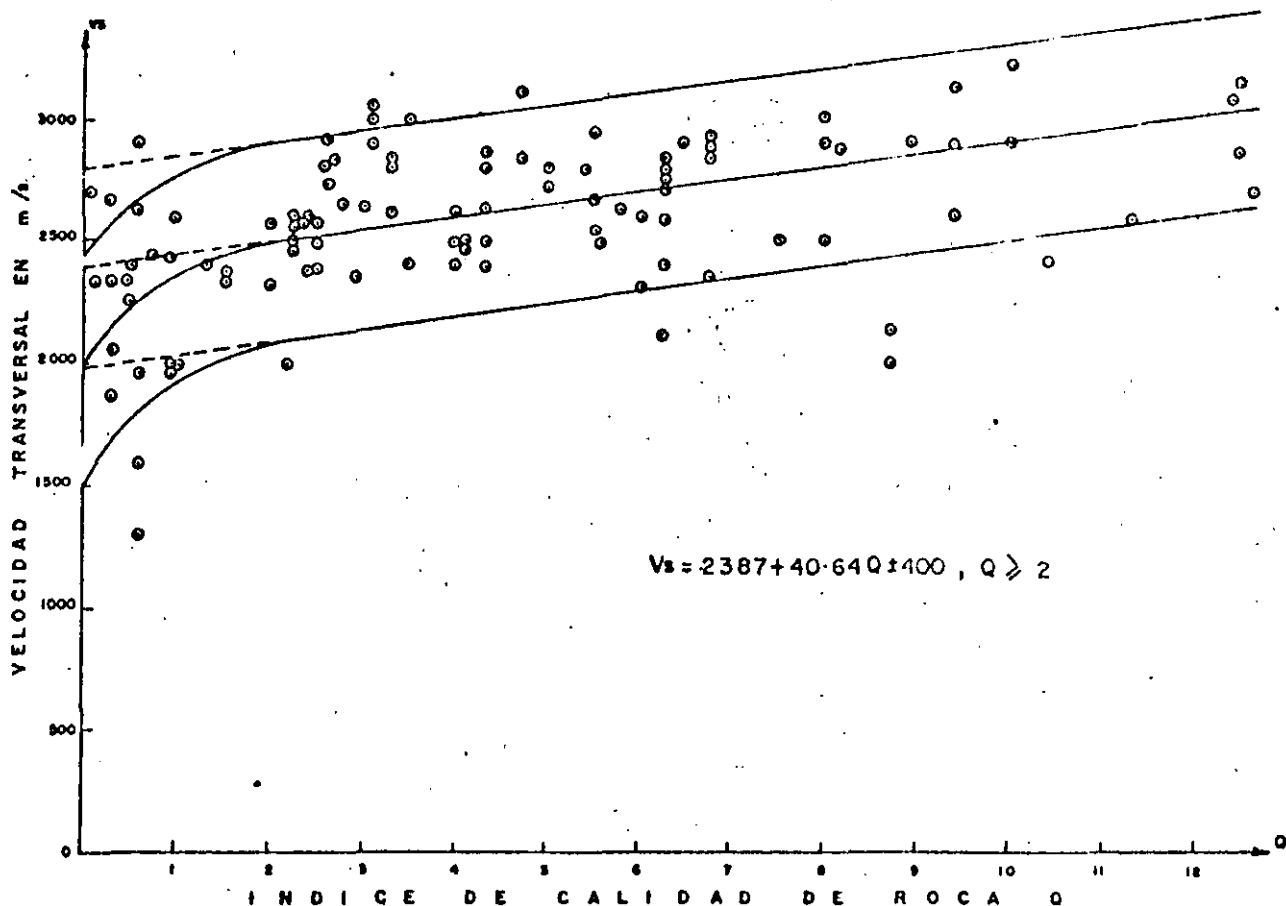
$$V_s = 2387 + 40.64 Q \pm 400$$

Se observa que la mayor dispersión ocurre para valores de $Q < 1.5$, para los cuales la velocidad transversal V_s desciende notablemente.

3.2 CORRELACION GEOFISICA - MECANICA

Las pruebas de placa flexible realizadas por la Oficina de Mecánica de Rocas utilizaron para determinar los módulos de deformación en los 4 nichos de la conducción, los cuales se encuentran distribuidos a lo largo del túnel y alojados en calizas arcillosas. Los resultados obtenidos de estas pruebas fueron los siguientes:

FIG. 2 CORRELACION ENTRE LOS PARAMETROS DE VELOCIDAD TRANSVERSAL (V_s) Y "Q" DE BARTON PARA LA CONDUCCION DEL P. H. BACURATO, SIN.



NICHO	PARED	MODULO DE DESCARGA E_s (ton/cm ²)	MODULO SECANTE (ton/cm ²)
1	IZQUIERDA	169	100
	DERECHA	200	84
2	IZQUIERDA	2,179 *	1,453 *
	DERECHA	954	475
3	IZQUIERDA	585	292
	DERECHA	695	400
4	IZQUIERDA	450	400
	DERECHA	600	500

* VALORES POCO CONFIABLES

A su vez, los estudios microsísmicos arrojaron los siguientes resultados:

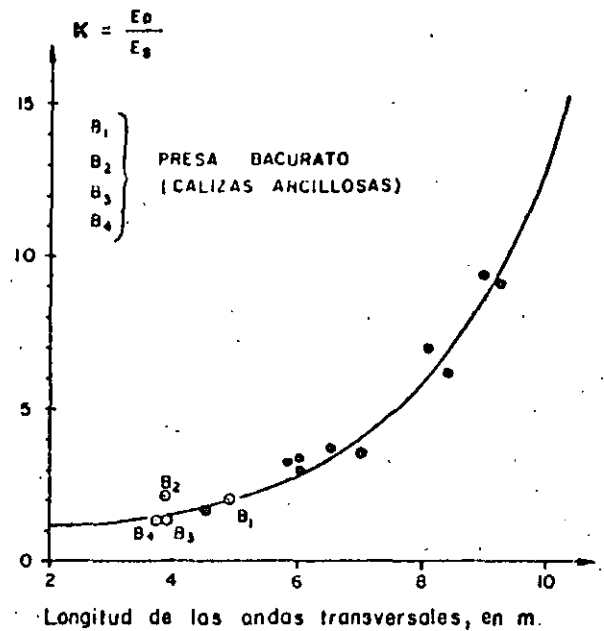
NICHO	PARED	MODULO DINAMICO E_D (ton/cm ²)	RELACION DE POISSON
1	IZQUIERDA	290	0.30
	DERECHA	407	0.33
2	IZQUIERDA	434	0.35
	DERECHA	514	0.37
3	IZQUIERDA	607	0.12*
	DERECHA	288	0.33
4	IZQUIERDA	489	0.28
	DERECHA	400	0.35

* VALORES POCO CONFIABLES

Estos resultados dinámicos se correlacionan con los obtenidos por las pruebas mecánicas a través de las relaciones de Schneider las cuales relacionan los módulos elásticos obtenidos mediante pruebas mecánicas con la frecuencia de las ondas transversales, obteniendo el cociente E_D/E_s y la longitud de dichas ondas. En la figura No. 3 se muestran gráficamente estas relaciones para los 4 nichos del proyecto. Como se puede observar, la mejor correlación ocurre para los nichos 1, 3, y 4, mientras que para el No. 2 resulta un poco desproporcionada. Esto indica que, al menos en un 75%, las mediciones microsísmicas son correlacionables con las pruebas estáticas, por lo que pueden tomarse en consideración para establecer el factor de seguridad en el diseño de soportes y revestimientos del túnel.

4. DISEÑO DEL REVESTIMIENTO

Los estudios geológicos y geofísicos realizados a todo lo largo del túnel se utilizaron para determinar la calidad de roca de los diferentes tramos que atraviesa la conducción a baja presión. Los resultados de esta zonificación, a lo largo de los 1667 m de conducción fueron: 31% de roca de buena calidad, 50% de roca de regular calidad y 19% de roca de mala calidad. Para el diseño del revestimiento que necesitará cada uno de estos tramos, se asignaron los siguientes valores de



Longitud de las ondas transversales, en m.

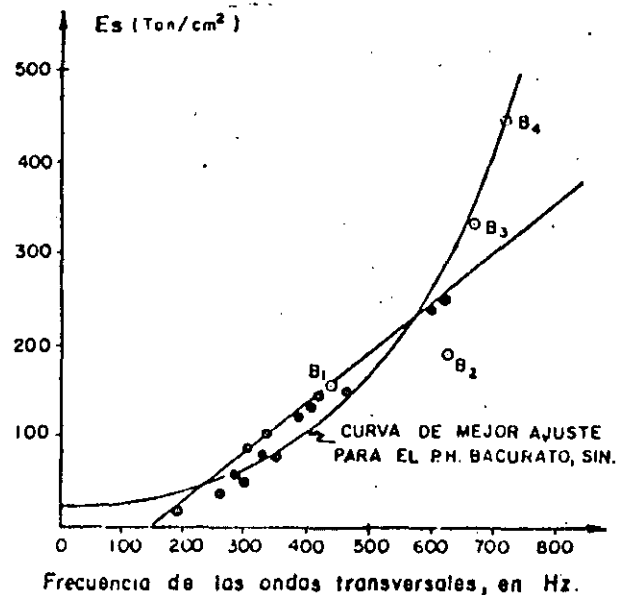


FIG. 3 CORRELACIONES EXPERIMENTALES ENTRE PARAMETROS ESTATICOS Y DINAMICOS DE MODULOS ELASTICOS

módulos de deformación: 100 ton/cm² para tramos de buena calidad, 70 ton/cm² para tramos de regular calidad y 50 ton/cm² para tramos de mala calidad de roca. Estos resultados se muestran en la figura No. 4 junto con los valores originales y corregidos de coeficiente de Poisson determinados por microsísmica.

5. ESTIMACION DE MODULOS ESTATICOS

Utilizando la misma metodología que se empleó para correlacionar los resultados de las pruebas dinámicas con los obtenidos mediante estáticas en los 4 nichos de la conducción, se determinaron valores de módulos secante y de descarga a todo lo largo del túnel con el objeto de correlacionar esta información con la recomendada para el diseño del revestimiento. Como se puede observar en la figura No. 5, el módulo dinámico de Young oscila alrededor de 400 ton/cm², mientras que los valores calculados para el módulo de descarga varían alrededor de las 200 ton/cm² presentando sus valores más bajos (110 ton/cm²) en los tramos comprendidos entre los cadenamamientos 1 + 105 a 1 + 140 y 1 + 725 a 1 + 780. Finalmente, la estimación de los módulos secante se realizó en base a la siguiente relación:

$$T = m \cdot E_D / K^2$$

en donde

- m = constante
- E_D = módulo dinámico de Young

T = módulo secante

K = parámetro de las relaciones de Schneider

Los valores de módulo secante encontrados al aplicar esta relación oscilan alrededor de las 70 ton/cm² con sus valores más bajos (10 a 20 ton/cm²) localizados en las mismas zonas críticas detectadas anteriormente. El primer tramo, comprendido entre los cadenamamientos 1 + 105 a 1 + 140, no se encuentra soportado por marcos de acero aunque se determinó de mala calidad desde su primera evaluación. El segundo tramo, comprendido entre los cadenamamientos 1 + 735 a 1 + 760, se encuentra soportado por 26 marcos de acero y se determinó de mala calidad tanto por los estudios geológicos como por las mediciones microsísmicas.

P. H. BACURATO, SIN.

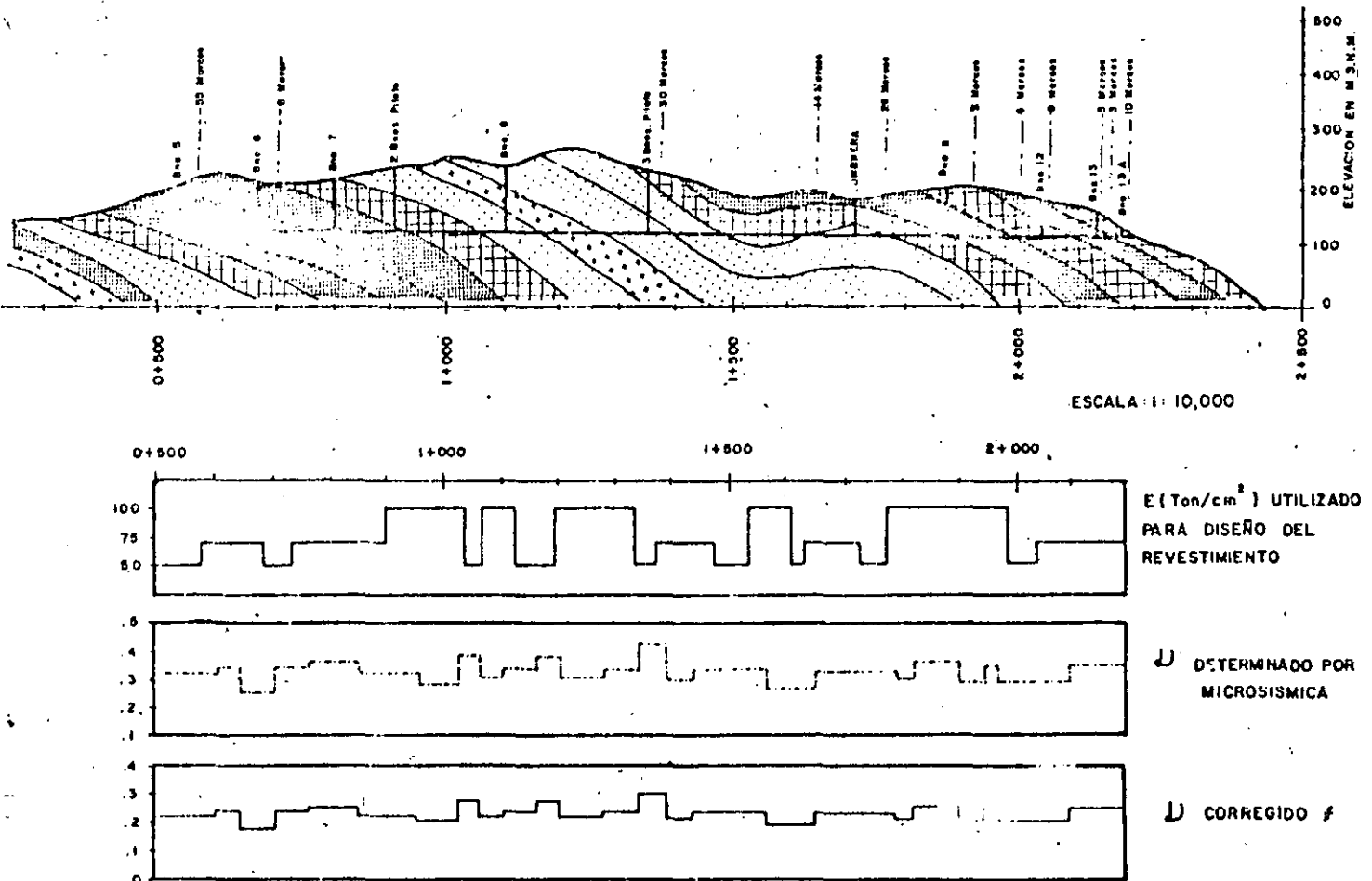


FIG. 4

SEGUN MYUNG Y STURDEVANT, 1970

La figura No. 6 muestra la relación encontrada entre las mediciones dinámicas y las pruebas estáticas para los nichos del P.H. Bacurato; como se puede observar existe una población muy pequeña de puntos como para asegurar que esta relación es adecuada; sin embargo éstas se tomaron en cuenta en carácter de preliminar, esperando encontrar un ajuste más adecuado con ayuda de mediciones posteriores. La comparación de los resultados obtenidos mediante esta metodología con los valores de módulos de deformación asignados para diseño del revestimiento se muestran en la figura No. 7. Como se puede apreciar, existe en general un cierto parecido en la selección de los tramos de calidad de roca mediante ambos módulos; sin embargo los valores calculados son ligeramente mayores que los asignados, lo cual repercute en un mayor grado de seguridad aunque también involucra un mayor costo. De acuerdo con estos resultados podrían sugerirse los siguientes valores de módulo de deformación para diseño del revestimiento: 130 ton/cm² para roca de buena

calidad, 85 ton/cm² para roca de regular calidad y 50 ton/cm² para roca de mala calidad. También cabe comentar que los dos tramos críticos detectados en los estudios preliminares de exploración poseen un módulo de deformación menor a 50 ton/cm², lo cual constituye una ventaja de la caracterización dinámica, puesto que puede estimar para cada tramo estudiado valores más adecuados de acuerdo con sus características particulares.

6. CONCLUSIONES

De las discusiones hechas con anterioridad, cabe concluir los siguientes puntos:

- i) La calidad de roca de un macizo puede estimarse, en la etapa de prefactibilidad, mediante estudios geofísicos.
- ii) Para el túnel de conducción, la determinación de calidad de roca en base a parámetros microsísmicos resultó confiable en un 80%.

P.H. BACURATO, SIN.

CORRELACION DE PARAMETROS ESTATICOS Y DINAMICOS PARA LA ESTIMACION DEL MODULO SECANTE.

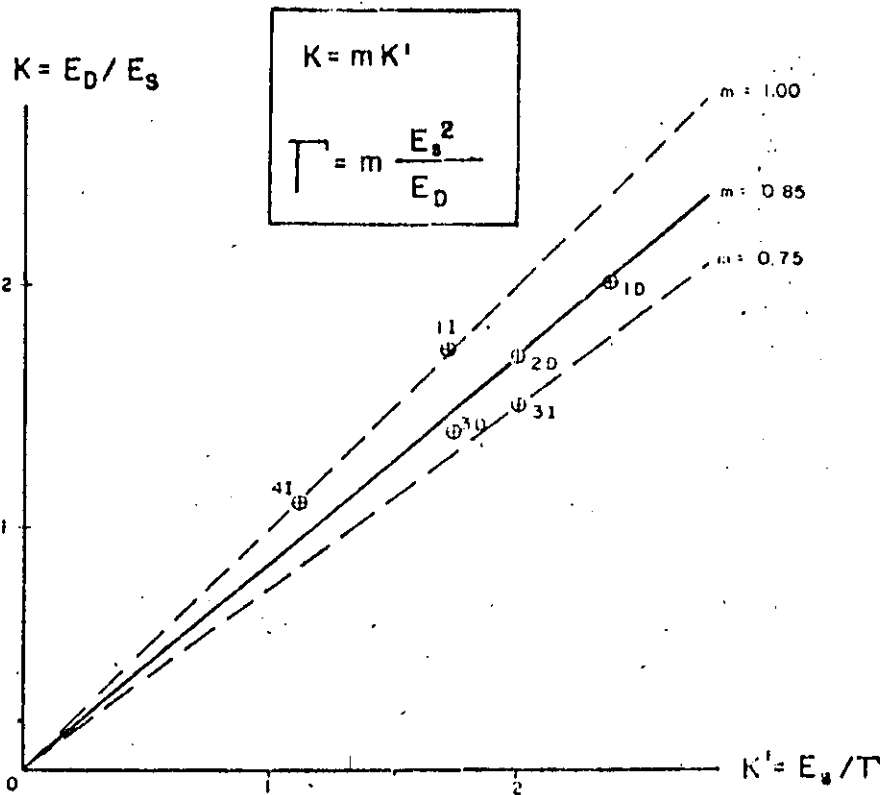
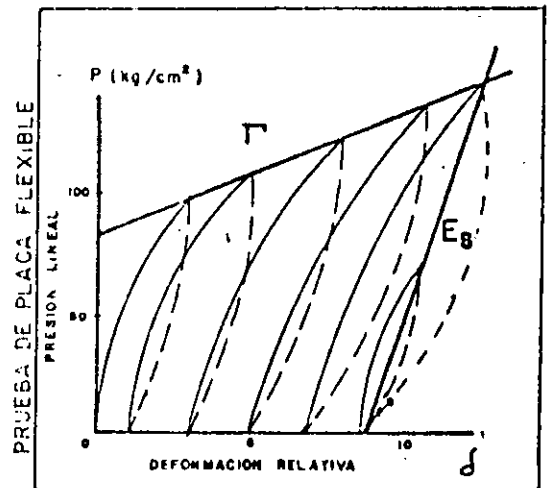
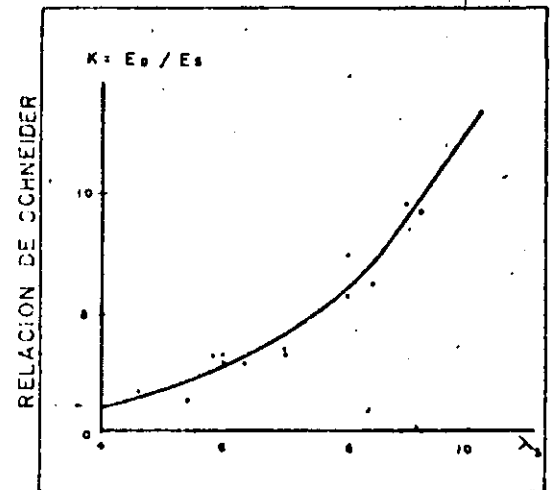


FIG. 5

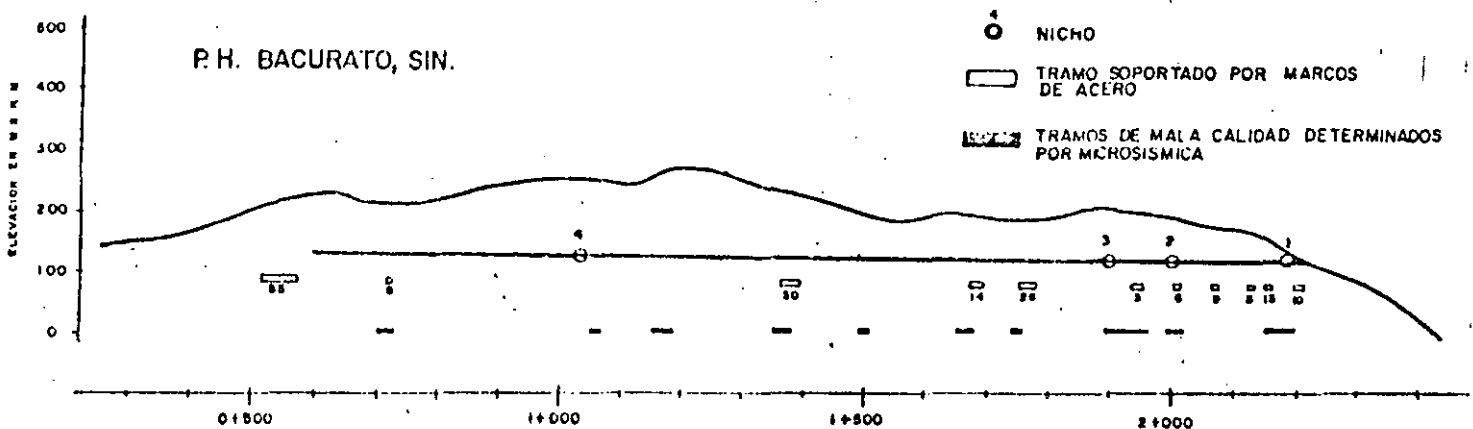


- iii) La calidad de roca determinada mediante el sistema "Q" de Barton resulto ser directamente proporcional con la velocidad transversal de la roca.
- iv) Se pueden establecer valores de módulos de Young para diseño de obras civiles a través de las relaciones de Schneider que correlacionan los módulos dinámicos con los estáticos.

- v) Para el P.H. Bacurato, Sin., se encontró una relación empírica ligera el módulo dinámico de Young, el módulo secante y la longitud de las ondas transversales mediante la ecuación:

$$T = m \cdot E_D / K^2$$

- vi) Resulta más adecuado, en la estimación de calidad de roca, la utilización del módulo secante que el uso convencional del módulo de Young debido a que en la estimación del primero se involucra también la absorción de energía de las ondas transversales.



ESCALA: 1:10,000

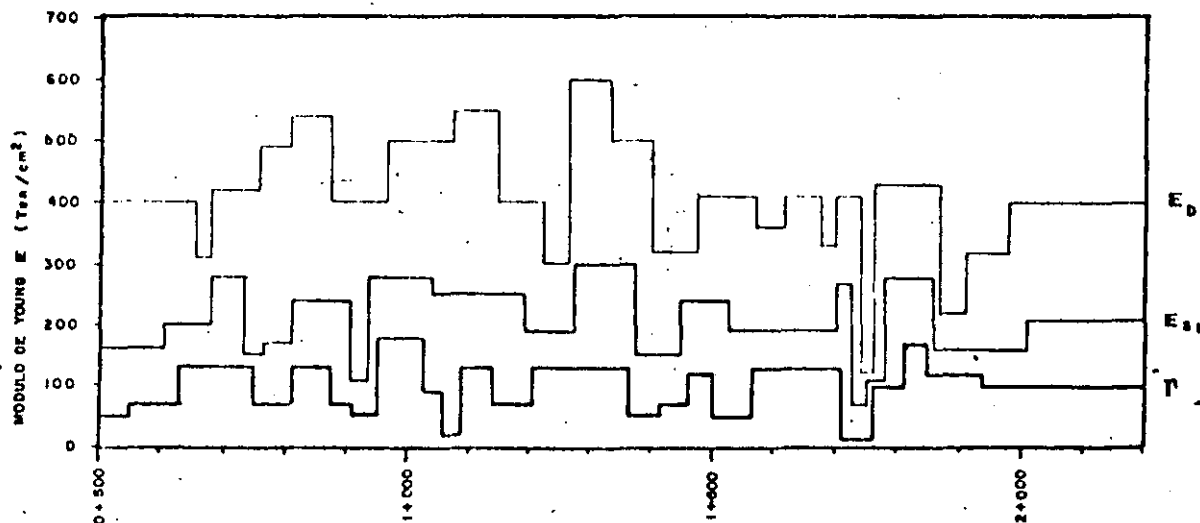


FIG.6

P.H. BACURATO, SIN.

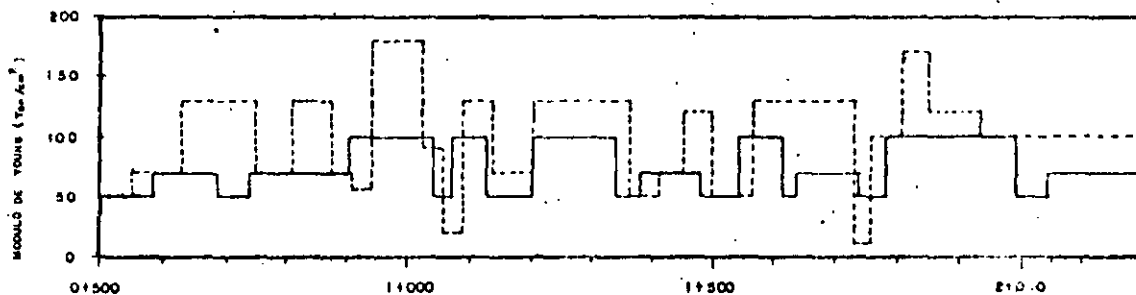
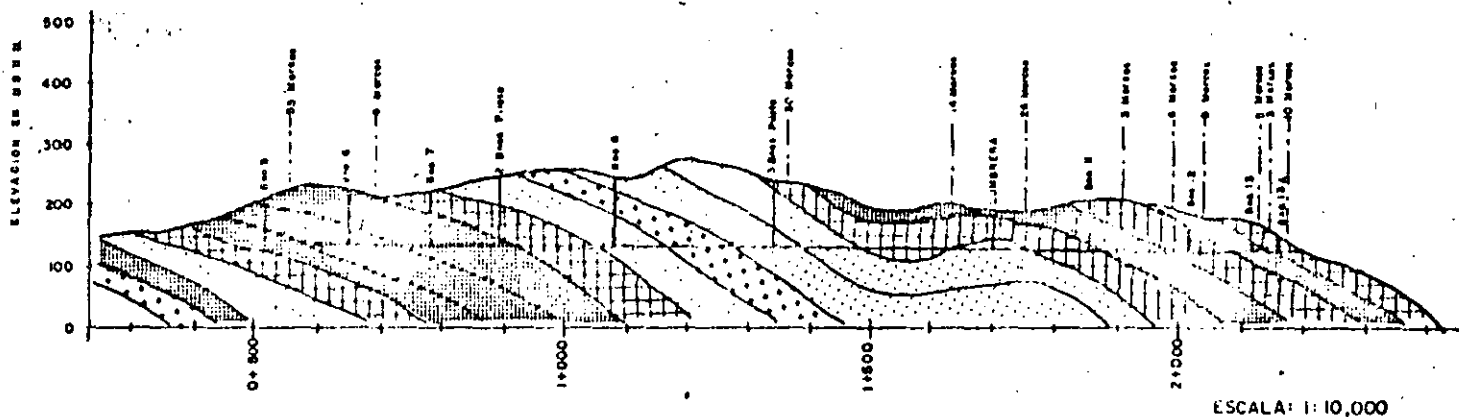
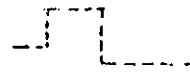


FIG. 7

ES UTILIZADO PARA DISEÑO DE REVESTIMIENTO



ES CALCULADO POR MICROSISMICA



BIBLIOGRAFIA

- Benhumea, L.M. y Valencia, C.J., 1983, Microsismica en el túnel de conducción del P.H. Bacurato, Sin., Informe Parcial Residencia de Estudios Geofísicos, Zona Pacifico Norte, C.F.E., 22 pp.
- Castilla Camacho, J., 1984, Pruebas de placa flexible realizadas en 4 nichos de la conducción del P.H. Bacurato, Sin., C.F.E., Oficina de Mecánica de Rocas, Comunicación Personal.
- Chavelas, P.L. y Prieto, V.R., 1983, Estudio Geológico y Geotécnico de la Planta Hidroeléctrica Bacurato, Sin., C.F.E., Residencia de Estudios Geológicos, Zona Pacifico Norte, Informe Inédito, 196 pp.
- Myung, J.I. y Helander, D.P., 1972, Correlation of elastic moduli dynamically measured by in-situ and laboratory techniques, presented at the thirteenth Annual Logging Symposium, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- Myung, J.I. y Sturdevant, 1970, Introduction to the three dimensional velocity log, publicación técnica de la Birdwell Division, Seismograph Service Corporation.
- Roussel, Jean H., 1968, Etude théorique et expérimentale du module dynamique des massifs rocheux, Vol. 50, Revue de L'Industrie Minière, Paris, 28 pp.
- Valencia, C.J. y Franco, S.M., 1982, Microsismicidad en el túnel de conducción para determinar las propiedades del macizo rocoso en el P.H. Bacurato, Sin.; C.F.E., Residencia de Estudios Geofísicos, Zona Pacifico Norte, Informe Inédito, 5 pp.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

**METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION
GEOTECNICA**

**GEOFISICA APLICADA A EXPLORACION GEOTECNICA
TEMA: PROPIEDADES DINAMICAS DE LAS ROCAS**

JORGE E. CASTILLA CAMACHO

AGOSTO, 1985

PROPIEDADES DINAMICAS DE LAS ROCAS
SU USO EN INGENIERIA CIVIL

Jorge E. Castilla Camacho*

INTRODUCCION

Numerosos problemas en ingeniería civil requieren del conocimiento de las propiedades dinámicas del suelo o la roca con el fin de obtener soluciones satisfactorias.

Estos problemas abarcan un rango muy amplio de situaciones, desde problemas de amplitudes de movimiento muy pequeños (cimentación de equipos de alta precisión) hasta problemas relacionados con el diseño para resistir efectos de grandes sismos. La necesidad de resolver este amplio rango de problemas ha propiciado el desarrollo de una gran variedad de técnicas, tanto de campo como de laboratorio, para evaluar las propiedades dinámicas del suelo o roca y estudiar así su comportamiento ante sollicitaciones dinámicas.

Las principales propiedades dinámicas de suelos y rocas que es necesario conocer para la solución de los problemas antes mencionados son:

Módulo de deformación dinámica (Módulo de Young)

Módulo de cortante (Módulo de Rigidez)

Módulo de deformación volumétrica (Módulo de compresibilidad)

Relación de Poisson

Amortiguamiento y atenuación

Frecuencia de transmisión de ondas

* Jefe del Departamento de Geotecnia de la Subgerencia de Ingeniería Experimental, Comisión Federal de Electricidad.

Parámetros de licuación de suelos, esfuerzos cíclicos de corte y desarrollo de presión de poro.

Resistencia al corte en términos de velocidad de deformación.

Algunas de estas propiedades se pueden estudiar en el campo, otras en el laboratorio y algunas tanto en el campo como en el laboratorio.

La técnica más adecuada dependerá de su similitud con el problema en estudio en cuanto a frecuencia de aplicación de cargas, amplitudes que pueden generarse, deformaciones que pueden causarse, etc., etc.

La elección de la técnica adecuada deberá efectuarse cuidadosamente para lograr representatividad de los parámetros que se obtengan y así lograr soluciones satisfactorias a los problemas que se estudian.

DETERMINACION DE PROPIEDADES DINAMICAS

a) Técnicas de laboratorio

En teoría debería ser posible poder construir aparatos de laboratorio que permitieran someter especímenes de suelo o roca a las mismas condiciones que experimentará en el campo al someterse a una excitación dinámica. Sin embargo, en la práctica esto no es posible.

Las limitaciones de representar las condiciones existentes en el campo (aspectos geológicos, topográficos, escala del fenómeno, etc.) impiden la representación fiel de las condiciones en el laboratorio. Sin embargo, en laboratorio es posible, me-

diante estudios paramétricos, entender el comportamiento de los suelos bajo un rango de situaciones semejantes a las que experimentará en el campo.

El énfasis en los ensayos de laboratorio ha estado orientado recientemente en la determinación de los módulos dinámicos (Módulo de Young y módulo de rigidez), del amortiguamiento y de la relación de Poisson. También se han hecho esfuerzos en la determinación de características de comportamiento bajo cargas cíclicas de compresión o cortante.

En la Tabla 1 se enumeran las principales técnicas de laboratorio para estudio de propiedades dinámicas y se indican las propiedades que pueden ser obtenidas con ellas. Se indica además el orden de magnitud de la deformación involucrada en la prueba y su relación con las deformaciones que se presentan en los problemas de ingeniería.

b) Técnicas de campo

Por muchos años las técnicas de campo se limitaron a la utilización de datos procedentes de exploraciones geofísicas indiscriminadamente. Con el conocimiento de las propiedades dinámicas de suelo y roca y la utilización de otras técnicas, como son las de excitación dinámica mediante vibradores de frecuencia variable, se ha podido restringir el uso de los datos de geofísica para la solución de problemas para los cuales sí es representativa la técnica. Sin embargo, propiamente aplicadas las técnicas sísmicas de exploración geofísica aportan información muy valiosa acerca de las características y comportamiento de las masas de suelo y

roca.

Las técnicas de campo aprovechan la propagación de ondas sísmicas artificiales en el medio, las cuales están gobernadas por las propiedades elásticas del mismo. Las técnicas más aplicadas son la del método sísmico de refracción, el método de "cross hole" y el método de "down hole".

Todos ellos se basan en la medición de la propagación de ondas de compresión y cortante, que permiten determinar las propiedades elásticas dinámicas del medio mediante la teoría de propagación de ondas, en medios elásticos, mediante las siguientes expresiones:

$$\alpha^2 = \frac{E_d}{\rho} \frac{1 - \nu}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \quad (1)$$

$$\beta^2 = \frac{E_d}{\rho} \frac{1}{2(1 + \nu)} \quad (2)$$

en donde:

α = velocidad de propagación de la onda longitudinal en cm/seg

β = velocidad de propagación de la onda transversal en cm/seg

E_d = módulo de elasticidad dinámico, en kg/cm^2

ν = relación de Poisson, adimensional

ρ = densidad de masa, en $\text{kg seg}^2/\text{cm}^4$

No se pretende aquí describir las técnicas usuales, pues otros expositores tendrán esa función. Se pretende comentar la utilización de los resultados en la solución de problemas de inge-

niería civil haciendo énfasis en su correlación con otras propiedades de interés.

UTILIZACION DE PROPIEDADES DINAMICAS

Siendo el tema del presente curso el de la aplicación de la Geofísica a la Geotecnia nos concretaremos a comentar la información que nos proporciona esta técnica para su utilización en la Ingeniería Civil.

Hemos dicho que con los diferentes procedimientos o técnicas que la Geofísica nos ofrece podemos determinar características de propagación de ondas en el medio en estudio, sea este suelo o roca, como son la velocidad y frecuencia de las ondas longitudinal y transversal (Compresión y Corte).

El obtener características de ondas longitudinales es más o menos fácil, sin embargo para la onda transversal se presentan dificultades prácticas que impiden en muchos casos su caracterización,

No obstante, con técnicas adecuadas pueden producirse ondas transversales o de corte que permiten la detección de las mismas con aparatos registradores de vibración (Ref. 1,2).

Como se mencionó antes, suponiendo el medio en el que se transmiten las ondas elástico, homogéneo, isótropo y semi-infinito puede determinarse el módulo de elasticidad dinámico y la relación de Poisson con las ecuaciones (1) y (2), y a partir de ellas el módulo de rigidez y el de compresibilidad, dados por las ecuaciones siguientes:

$$G_d = \frac{E_d}{2(1 + \nu)} \quad (3)$$

$$K_d = \frac{E_d}{2(1 - 2\nu)} \quad (4)$$

en donde,

G_d = módulo dinámico de rigidez o de cortante en kg/cm^2

K_d = módulo dinámico de compresibilidad en kg/cm^2

Estos valores se utilizan en los análisis de esfuerzos y deformaciones de problemas que involucran cargas dinámicas como es el de cimentación de maquinaria, turbogeneradores, problemas de transmisión de ondas sísmicas, etc.

En problemas en los que están involucradas cargas estáticas, por ejemplo cimentaciones de estructuras (presas, edificios, etc.), estados de esfuerzos en la periferia de excavaciones, etc, es necesario el conocimiento de las propiedades elásticas en condiciones estáticas, las cuales presentan valores menores que los dinámicos debido a la diferencia que existe en la velocidad de aplicación de la carga en una y otra condición.

La correlación entre propiedades elásticas y dinámicas no guarda ninguna regla definida. El rango más común es el de una relación entre 1/2 y 1/3 dependiendo del tipo de roca. (1/2 para rocas duras y 1/3 para rocas blandas) pero debido a los accidentes que pueden afectar los medios en consideración (suelo o roca) se han encontrado relaciones hasta de 1/13.

Recopilación de información de muchos proyectos condujo a la for-

mación de las gráficas de las figuras anexas, las cuales son muy útiles para determinar módulos dinámicos y estáticos a falta de mejor información.

La determinación de la frecuencia de propagación de ondas en el terreno ayuda también, para el estudio de vibraciones producidas por explosiones y poder así estudiar las cargas máximas de explosivos que es posible detonar sin causar daños.

BIBLIOGRAFIA

A.S.C.E. Specialty Conference on Earthquake Engineering and
Soil Dynamics.

Pasadena, Cal. June 1978

Lama, R.D. and Vutukufi, J.S. Handbook on Mechanical Properties
of Rock. Vol. II. Trans. Tech. Publications, 1978

Goodman, R. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley, 1980

Jaeger, Ch. Rock Mechanics and Engineering. Cambridge University
Press, 1972.

Plichon, N.J.N. Application des méthodes Géophysiques aux
travaux de ga'nie civil. Annales de L'institut Technique du
batiment at des travaux publics. 1956

Roussel. J.N. Etude théorique et expérimentale du module
dynamique des massifs rocheux. Reuve de L'industrie
minerle, 1968

SCHENEIDER, B. Moyens nouveaux de recounaissance des massifs
rocheux. Sunales de L'institut technique du batiment et
des travaux publics, 1967.

RICHART, F.E. et al. Vibrations of soils and Foundations.
Prentice - Hall, 1970.

TECNICA	PROPIEDADES		DINAMICAS	
	Módulo de Cortante	Módulo de Young	Amortiguamiento	Comportamiento ante esfuerzos cíclicos
(1) Columna Resonante	x	x	x	
(2) Pulso ultrasónico	x	x		
(3) Triaxial Cíclica		x	x	x
(4) Corte simple Cíclico	x		x	x
(5) Corte por torsión cíclico	x		x	x
(6) Mesa vibradora	x			x

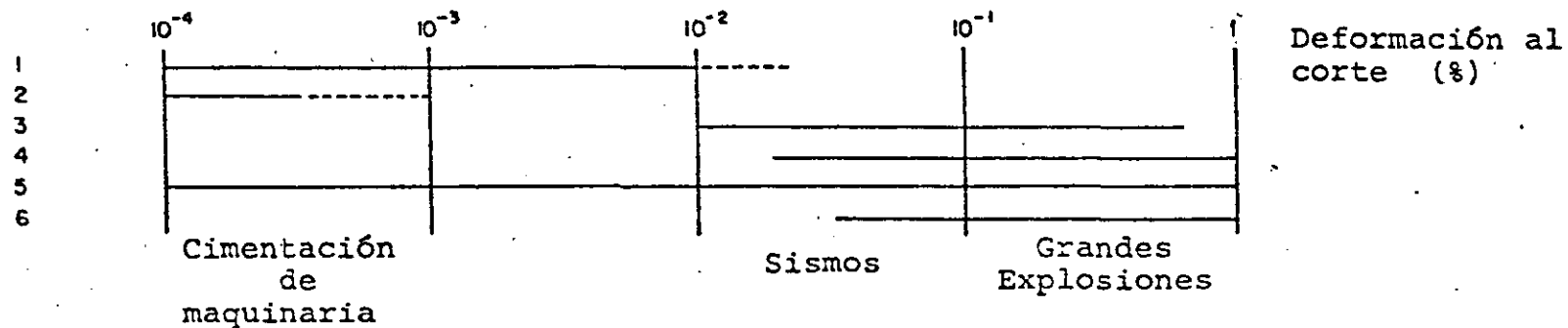
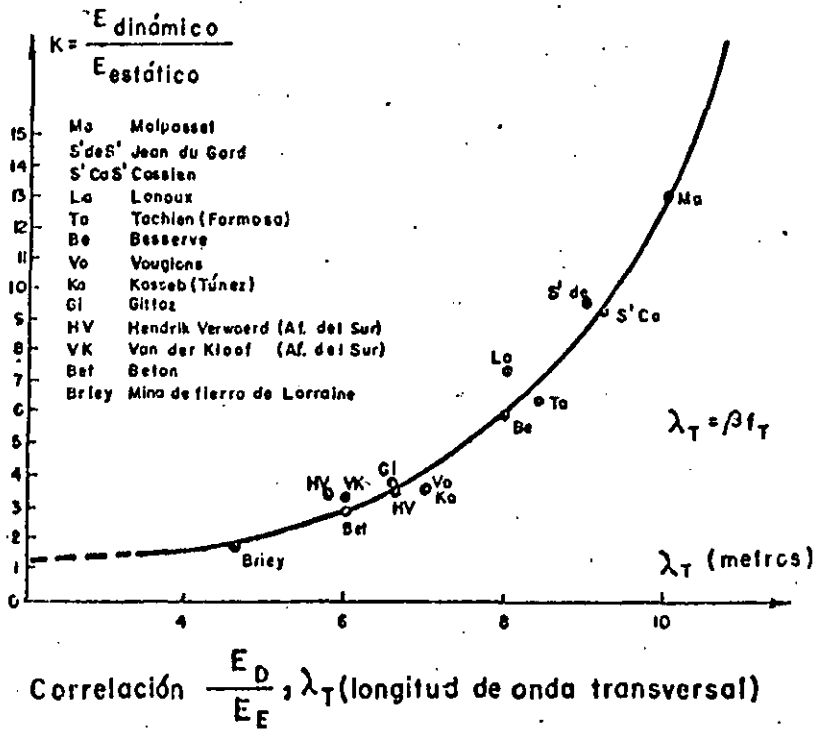
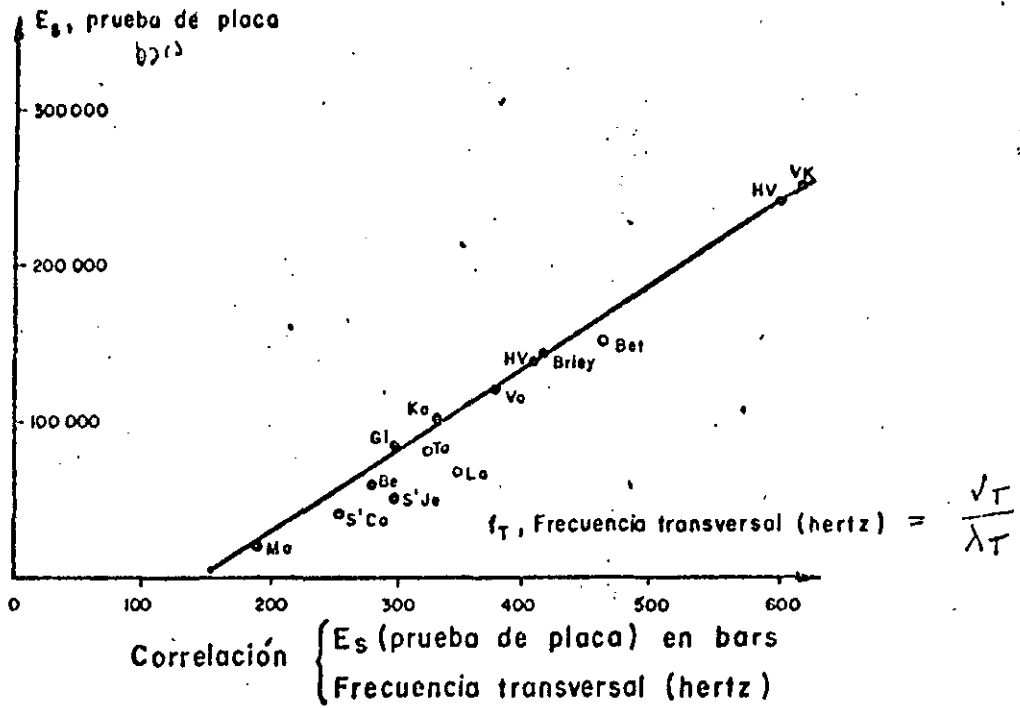


TABLA 1 - TECNICAS DE LABORATORIO PARA ESTUDIO DE PROPIEDADES DINAMICAS



Extraído de la tesis de B. SCHNEIDER

THE SEISMIC DETERMINATION OF YOUNG'S MODULUS AND POISSON'S RATIO FOR ROCKS IN SITU

by

F. F. EVISON, M.A., B.Sc., Ph.D., D.I.C.

SYNOPSIS

12370 1/7
252332 -

The velocities of shear and compressional seismic waves in a rock may together be used to calculate the value of Poisson's ratio in situ, and if the density is known the value of Young's modulus may be calculated as well. Experiments have been carried out in which these two types of wave were generated first by means of an electrically driven vibrator in the volcanic rock ignimbrite, and secondly in the concrete of a dam. From the velocities measured in each case the following elastic constants were calculated: for ignimbrite, $\mu = 0.41$, $E = 460,000$ lb/sq. in.; for concrete, $\mu = 0.21$, $E = 3,600,000$ lb/sq. in. The value of E for ignimbrite was much smaller than would have been deduced from the compressional velocity alone; with the usual assumption as to the value of μ , and much larger than that given by the standard static compression test. The value for concrete was nearly the same by all three methods.

Les vitesses des ondes sismiques de cisaillement et de compression dans une roche peuvent être utilisées ensemble pour calculer la valeur du rapport de Poisson in situ, et si la densité est connue la valeur du module de Young peut également être calculée. Des expériences ont été effectuées dans lesquelles on produit ces deux genres d'ondes à l'aide d'un vibreur commandé électriquement, en premier dans les roches volcaniques ignimbrite, et en second lieu dans le béton d'un barrage. D'après les vitesses mesurées dans chaque cas les constantes élastiques suivantes furent calculées: pour l'ignimbrite, $\mu 0,41$, $E 460.000$ lb/pouce carré ou 32.200 kg : cm²; pour le béton $\mu 0,21$, $E 3.600.000$ lb/pouce carré ou 252.000 kg : cm². La valeur de E pour l'ignimbrite était beaucoup plus petite que celle qui aurait été déduite de la vitesse de compression seule, avec la supposition usuelle concernant la valeur de μ , et beaucoup plus grande que celle donnée par l'essai normal de compression statique. La valeur pour le béton était à peu près la même par toutes les trois méthodes.

INTRODUCTION

In the design of large dams it is usually necessary to allow for elastic deformations of the foundation rock. Various methods have been devised for measuring the Young's modulus of rocks, some of them applicable in situ and others to specimens in the laboratory. But reliable estimates are increasingly difficult to obtain as the need arises to build dams in regions where the rocks have inferior elastic properties and lack homogeneity. Small samples of such rocks not only behave differently from the foundation as a whole but tend to give varying values of the modulus. Moreover, the value of Poisson's ratio may be so different from that commonly assumed that it becomes desirable to measure this property as well, though this is even more difficult to achieve in the laboratory.

One of the accepted methods of determining Young's modulus is to measure the velocity of compressional seismic waves in the rock, and thus calculate the modulus by elastic theory, using the known density and assuming a value for Poisson's ratio. Indeed, it has been claimed that an empirical relation exists between the velocity and the modulus, so that neither the density nor Poisson's ratio need be taken into account (Brown and Robertshaw, 1953). This proposal is considered in the following pages. The method described in the present article involves shear seismic waves as well as compressional waves; from the two seismic velocities one may calculate Poisson's ratio, so that the only additional quantity required for the calculation of Young's modulus is the density.

SEISMIC VELOCITIES AND ELASTIC CONSTANTS

Elastic theory establishes the following relations among Poisson's ratio μ , Young's modulus E , the compressional and shear velocities α and β , and the density γ :

$\gamma \alpha^2 = 2.11 \times 10^{-4} \quad 1.544 \times 10^{-4} \quad 1.79 \times 10^{-4} \quad 1.60$
 (1.24×10^{-4})
 $\gamma \beta^2 = 4.74 \times 10^{-4} \quad 5.18 \times 10^{-4} \quad 5.35 \times 10^{-4} \quad 5.1$
 (5.23×10^{-4})

$$\mu = (\frac{1}{2} \alpha^2 / \beta^2 - 1) / (\alpha^2 / \beta^2 - 1) \dots \dots \dots (1)$$

$$E_1 = \gamma \alpha^2 (1 + \mu) (1 - 2\mu) / 144g (1 - \mu) \dots \dots \dots (2)$$

$$E_2 = \gamma \beta^2 (1 + \mu) / 72g \dots \dots \dots (3)$$

Here $\alpha, \beta, \gamma,$ and g are in ft-lb-sec. units and E is in lb/sq. in. Poisson's ratio is seen to depend only on the ratio of the velocities; this dependence is shown graphically in Fig. 1. The expressions for E , on the other hand, involve in each case a function of μ and the magnitude of the appropriate velocity squared. These functions of μ are plotted in Fig. 2. The increasing downward slope of the lower curve in this figure, with increasing μ , shows that an error in the value of μ adopted in equation (2) is more serious the greater the true value of μ . For example, to take values which are mentioned again later, if $\mu = 0.27$ were assumed when, in fact, $\mu = 0.41$, the estimate of E would be 85% too large—an error which might conceivably have serious consequences. But Fig. 1 shows that when the ratio of the velocities is used the accuracy with which large values of μ are determined is better than that for small values. This approach is thus especially useful for rocks with inferior elastic properties. (The upper curve of Fig. 2 shows that an error in the assumed value of μ would be relatively unimportant if E were being calculated from a measured shear velocity.)

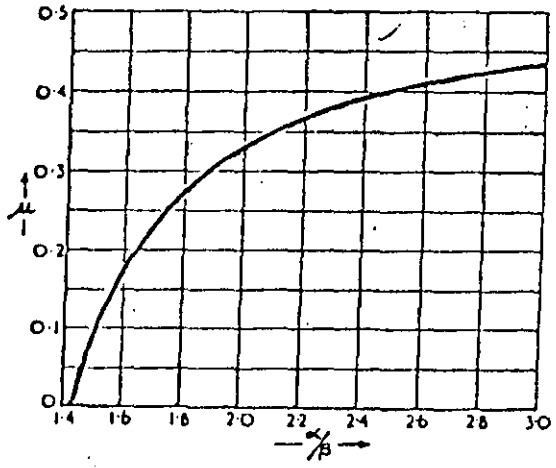


Fig. 1. Theoretical variation of Poisson's ratio with the ratio of seismic velocities

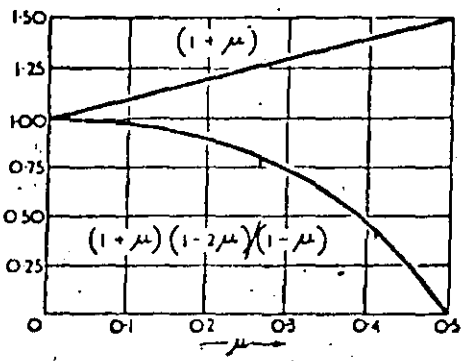


Fig. 2. Variations of $(1 + \mu)(1 - 2\mu) / (1 - \mu)$ and $(1 + \mu)$, to show the effect of errors in μ on calculated values of E (see equations (2) and (3)).

For the more compact rocks μ commonly lies between 0.10 and 0.30, and the functions of μ in equations (2) and (3) may, to a fair approximation, be each taken as constant. Moreover, seismic velocity tends to increase with density, and since the range of variation of α^2 (or β^2) is much greater than that of γ one may expect the Young's modulus to be defined at least approximately by the velocity. Few actual measurements of α and E for the same rock seem to have been made. The data taken by Brown and Robertshaw (1953) from Reich (1930) are not of the required kind. Reich compiled a table of E and α for a large number of rocks, but his values of α were calculated from formulae such as those given above; in some cases he even calculated E , the original measurements having been concerned with some other elastic constant. For these calculations, Reich assumed $\mu = 0.27$. Nevertheless, it appears on theoretical grounds that the method of estimating E from α may be applicable at many sites, and it is surprising that more effort has not been made to obtain an independent check of values estimated in this way.



Fig. 3. Vibrator used as source of compressional and shear waves ;
the base is 4 ft in diameter

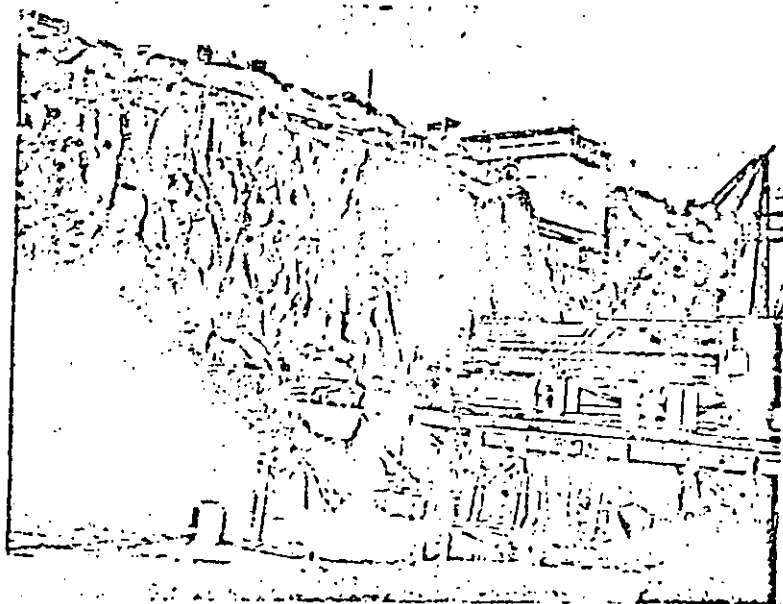


Fig. 4. Excavated abutment in ignimbrite at Whakamaru,
New Zealand

For less compact rocks, however, the compressional velocity is quite inadequate as a guide to Young's modulus, for when Poisson's ratio is large, as has already been mentioned, an underestimate of its value may result in a serious overestimate of Young's modulus. The compressional velocity in water itself is about 5,000 ft/sec., and it is perhaps unwise to apply the method to rocks having velocities below 10,000 ft/sec. Here again, observations of shear waves would be of superior value since this type of wave does not travel in water at all. But to obtain a reliable estimate of Young's modulus for such rocks it seems essential to determine Poisson's ratio rather than to assume it.

MEASUREMENT OF THE SEISMIC VELOCITIES

Compressional waves are the type used in seismic prospecting. They are usually generated by exploding a buried charge of dynamite, though enough energy for observations over short distances may be obtained from sledge-hammer blows or from a falling weight. These latter sources also generate shear waves, but not usually in a form suitable for the measurement of velocity. The compressional waves arrive first and are thus easily identified and timed. Shear waves travel more slowly, and unless their amplitude is relatively large they are apt to be confused with compressional waves which take longer paths. Further, impact sources usually produce a prolonged vibration, so that a succession of arriving waves tend to merge with one another instead of remaining distinct. Thus, the opportunity to measure shear velocities in the field does not often arise.

Shear waves have, however, been generated in a satisfactory form during recent experiments with a mechanical source. This source, which was designed to assist fundamental studies of seismic propagation, operates on a principle similar to that of the loudspeaker. Driving current is obtained from accumulators and flows through a system of rotary and relay switches, which can be so adjusted that the resulting seismic impulse is of the desired frequency and duration (Evison, 1953). Motion is imparted to the rock over a circular area 4 ft in diameter, either by anchoring the vibrator with bolts of the expanding-shell type or by seating it on a layer of mud. The latter method is illustrated in Fig. 3.

Both types of wave may be observed with the same detecting instrument. Waves sufficiently brief for the present purpose have their dominant frequency about ten times higher than is usual in seismic prospecting. For this reason a crystal detector was preferred to the standard moving-coil geophone. A practical advantage of using high frequencies is the possibility of excluding unwanted vibrations produced by pumps, drills, and the usual constructional activities. Such noises are predominantly of low frequency and were eliminated by means of high-pass electrical filters. After amplification the signals were recorded by a standard seismic camera, the records from which may be read, with the help of a travelling microscope, to an accuracy of one ten-thousandth of a second.

The measurement of seismic velocities is most readily carried out upon waves travelling directly from source to detector. In an ideal medium the compressional wave causes movement of the ground solely in the direction of travel, and the shear wave in directions perpendicular to this. In actual ground this distinction seldom holds good, and identification of the waves is in practice based on observed relations between travel-time and distance. There is little risk of confusion, however, since compressional and shear waves are the only types that can travel through a body of rock, and their velocities are always in the ratio of roughly 2 to 1. If observations are made on an outcrop allowance must be made for the occurrence of special surface waves. In principle the method is also applicable to buried strata by the use of refracted waves.

MEASUREMENTS IN IGNIMBRITE AND CONCRETE

Experiments to determine Poisson's ratio and Young's modulus from the two seismic velocities have been carried out on a dam site at Whakamaru, on the Waikato River, New

Zealand. The Waikato, which is being developed as a major source of power, flows through a region of volcanic deposits. At Whakamaru, as at other dam sites, the foundation rock is a welded tuff known as ignimbrite which, when tested in the laboratory by the standard compression method, yields small and variable values of the secant modulus and exhibits a large hysteresis effect.

Convenient access to the interior of the rock at Whakamaru was given by inspection tunnels in the right abutment, which is shown in Fig. 4. The vibrator was installed at a point about 120 ft from the abutment face, and the detector was plugged into a series of holes in the floor of another tunnel running at right angles to the first. With this arrangement the waves traversed a fairly undisturbed portion of rock. Twelve observations were made at distances varying from 16-62 ft; a record obtained at 35.2 ft is reproduced in Fig. 5. The measured velocities, the density, and the calculated elastic constants were as follows:

Ignimbrite $\rho/\beta = 2.6$

$\alpha = 6,500 \text{ ft/sec. } (1981 \frac{\text{m}}{\text{sec}})$ $\beta = 2,500 \text{ ft/sec. } (762 \frac{\text{m}}{\text{sec}})$ $\gamma = 122 \text{ lb/cu. ft. } (1.96 \frac{\text{ton}}{\text{m}^3})$

Hence: $\mu = 0.41$ $E = 460,000 \text{ lb/sq. in. } (32370 \frac{\text{kg}}{\text{cm}^2})$

The method has also been applied to concrete. Observations at distances up to 170 ft were made in an inspection gallery in a completed section of the Whakamaru dam. The vibrator was used as a source of shear waves, and compressional waves were obtained from sledge-hammer blows. The results were as follows:

Concrete $\rho/\beta = 1.65$

$\alpha = 11,700 \text{ ft/sec. } (3566 \frac{\text{m}}{\text{sec}})$ $\beta = 7,100 \text{ ft/sec. } (2164 \frac{\text{m}}{\text{sec}})$ $\gamma = 137 \text{ lb/cu. ft. } (2.2 \frac{\text{ton}}{\text{m}^3})$

Hence: $\mu = 0.21$ $E = 3,600,000 \text{ lb/sq. in. } (253332 \frac{\text{kg}}{\text{cm}^2})$

If Reich's (1930) assumption $\mu = 0.27$ had been adopted in these cases, instead of measuring the shear velocity, the greatly exaggerated value $E = 860,000 \text{ lb/sq. in.}$ would have been obtained for ignimbrite and the slightly reduced value $E = 3,200,000 \text{ lb/sq. in.}$ for concrete.

Standard unconfined compression tests on ignimbrite from the vicinity of the seismic observations gave $E = 140,000 \text{ lb/sq. in.}$ at zero stress and $E = 210,000 \text{ lb/sq. in.}$ at 100-400

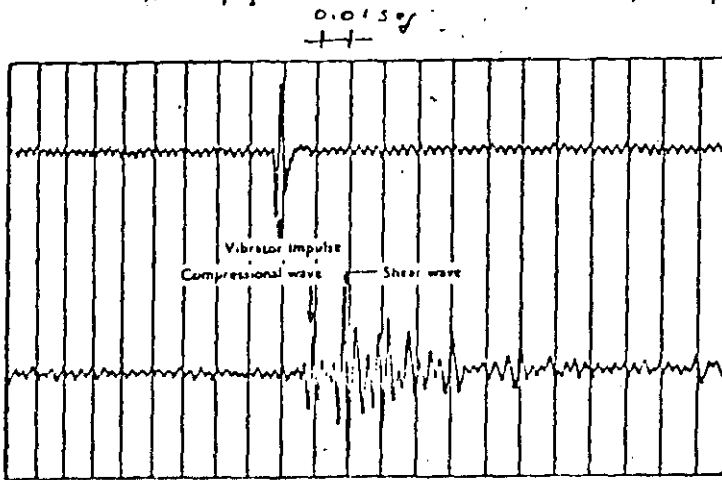


Fig. 5. Record of seismic waves detected in ignimbrite at 35.2 ft from the vibrator. Timing lines are recorded at intervals of 0.01 sec.

lb/sq. in. stress. Similar tests on the concrete gave the value 3,250,000 lb/sq. in. Thus, for a material such as concrete with a fairly large Young's modulus, the seismic method seems to agree well with the compression test; but a large discrepancy between the two methods appears in the case of the ignimbrite. No doubt this discrepancy was largely due to non-elastic effects which, whilst not altering the seismic velocities, would increase the deformation of a specimen under static compression and reduce the apparent modulus accordingly. The significance of such effects is least at small compressions, but then the apparent modulus tends to be further reduced by an uneven distribution of the load upon the specimen. The seismic method involves very small stresses and is believed to indicate the true elastic modulus.

NON-ELASTIC DEFORMATIONS

In designing dams on rocks such as ignimbrite, it may prove desirable to allow for non-elastic as well as elastic deformations. Observed non-elastic effects in rock appear to fall into two categories. Permanent deformation due to the closing of fissures has been detected as an initial diminution of the apparent Young's modulus when the walls of pressure tunnels are tested under hydrostatic load (Jaeger, 1955). Similar indications have been obtained by the method of testing with a hydraulic jack, also used in tunnels (Mayer, 1953). This type of deformation may be reduced by grouting, and in practice measures will usually be taken to eliminate fissures in the foundations by this means.

There remains the possibility that an unfissured or thoroughly grouted rock may flow plastically or deform by one of the other non-elastic mechanisms commonly found in natural solids. Some such mechanism seems to have been responsible for the small apparent values of Young's modulus for ignimbrite given by the compression tests. Values so obtained are unlikely, however, to provide a satisfactory measure of how the rock will behave as a foundation, since the conditions imposed on the rock in situ differ so widely from those in the laboratory. It would seem desirable to aim at studying elastic and non-elastic effects separately rather than attempting to derive a single composite modulus, especially as non-elastic deformation involves time as an essential factor.

Laboratory methods for the measurement of non-elastic properties could perhaps be devised in which the in-situ conditions were simulated. Tests of a large body of the rock in situ would be in some ways preferable, however, as is the case with elastic measurements. It is possible that a useful relation may be found between the non-elastic properties of a rock and the rate at which seismic waves are absorbed in travelling through it. Valuable empirical knowledge can, of course, be obtained from measurements of the actual settlement that occurs in the course of dam construction and thereafter.

CONCLUSION

The experiments illustrate the use of the seismic method to determine the Poisson's ratio and Young's modulus of rock in situ. The values obtained by this method relate to a large body of the rock and are not influenced by non-elastic effects. The method is especially useful when Poisson's ratio cannot safely be assumed, as may often be the case for rocks which have small values of Young's modulus. A simplified model of the vibrator here described could be designed for the special purpose of generating the necessary shear and compressional waves.

ACKNOWLEDGEMENTS

The Author is indebted to the Engineer-in-Chief, New Zealand Ministry of Works (Mr C. W. O. Turner) for facilities provided during the experiments, for making available the results of the compression tests, and for approving the publication of data relating to the Whakamaru site. Mr A. T. Proffitt gave many kinds of assistance on the site. The Author also wishes to thank his colleagues in the Department of Scientific and Industrial Research,

New Zealand, especially Mr P. H. Barker and Dr S. H. Hall, who participated in the experimental work. The photographs, Figs 3 and 4, were taken by Mr P. H. Barker.

REFERENCES

- BROWN, P. D., and J. ROBERTSHAW, 1953. "The in-situ measurement of Young's modulus for rock by a dynamic method". *Geotechnique*, 3 : 283.
- EVISON, F. F., 1953. "An improved electromechanical seismic source tested in shattered rock". *N. Z. J. Sci. Tech.*, 1335 : 4.
- JAEGER, C., 1955. "Present trends in the design of pressure tunnels and shafts for underground hydro-electric power stations". *Proc. Instn Civ. Engrs*, 4 (No. 2) : 116.
- MAYER, A., 1953. "Les Propriétés Mécaniques des Roches" ("The mechanical properties of rocks"). *Geotechnique*, 3 : 329.
- REICH, H., 1930. "Handbuch der Experimentalphysik" ("Handbook of Experimental Physics"). *Wein/Horms—Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig*, 25 : 3 : 17.
-



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

ESTABILIDAD SISMICA

Dr. Antonio Uribe Carvajal

AGOSTO, 1985

ESTABILIDAD SISMICA

DR. ANTONIO URIBE CARVAJAL
C.F.E
Oklahoma 85-8° piso
Col. Nápoles
México 03810, D.F.

RESUMEN

La posibilidad de ocurrencia de un sismo es determinada a partir de la sismología observada y la geología superficial. Aquí se propone el tomar en cuenta también la tectónica regional, las variaciones de esfuerzos inducidos y las propiedades geotécnicas de la roca para determinar la estabilidad de una localidad.

I. INTRODUCCION

El cálculo de la posibilidad de ocurrencia de un sismo de magnitud determinada ha sido un problema que ha inquietado a los ingenieros y científicos de todo el mundo. En México el conocer el potencial sísmico de un determinado sitio es de vital importancia dada la naturaleza sismológica de casi todo el país.

La zona de subducción mexicana es una de las partes de mayor actividad sísmica en el mundo. Eventos de magnitud mayor a 7.0 (Richter) son frecuentes. En general puede pensarse que el potencial sísmico en México disminuye al aumentar la distancia a la trinchera. Esta distribución puede ser apreciada en la Regionalización Sísmica de México (Esteva, 1970, fig 10), en la cual México queda dividido en cuatro zonas de diferente potencial sísmico.

En relación con obras ingenieriles, el riesgo sísmico ha sido enfocado como la probabilidad de que en el sitio de interés se registren determinados efectos locales debidos a algún sismo, en función de un periodo de recurrencia y de las capas geológicas superficiales (Esteva, 1976; Campbell, 1981, etc).

Los efectos en el sitio pueden ser medidos en desplazamiento

del terreno, velocidad de partícula y aceleración inducida, ésta última es la más comúnmente usada para obtener el espectro sísmico de diseño de la obra.

Los diferentes métodos empleados con este fin son de naturaleza estadística por lo que están basados en la sismicidad reportada por los catálogos sismológicos. En este punto es necesario recalcar lo siguiente:

- a) Los catálogos más completos apenas cubren unos 200 años, lo que en tiempo geológico es insignificante.
- b) El periodo de recurrencia para sismos en la zona de subducción mexicana es de 30 a 40 años. Los catálogos nacionales empiezan en 1906 (Figueroa, 1970), por lo que se han cubierto al menos dos ciclos de actividad.
- c) Estos estudios están relacionados con intensidades sísmicas solamente.

II. ASPECTO GEOFISICO

Desde el punto de vista geofísico no es suficiente recurrir a los registros sísmicos para establecer (estadísticamente) el potencial sismológico de un área; se plantea la necesidad de involucrar de una manera más objetiva las condiciones geológicas locales y la tectónica regional. Es decir en un momento dado el que alguna estructura geológica no se haya movido no implica que no pueda hacerlo ya que discontinuidades geológicas representan zonas de debilidad y de acumulación de esfuerzos tectónicos (Uribe y Nyland, 1982).

Además es necesario prever las variaciones de esfuerzos que la obra en sí provoque sobre el material del subsuelo (Uribe y Nyland, 1983). Ya que existen casos históricos de sismicidad inducida cerca de diferentes tipos de obras ingenieriles (Gough, 1978).

Existen en la literatura una serie de fórmulas empíricas que relacionan las dimensiones físicas del afallamiento con la magnitud del sismo relacionado a este movimiento (Kanamori y Anderson, 1975). Al igual que otras relaciones usadas en sismología éstas son altamente dependientes en las condiciones geológicas locales y en el régimen regional de esfuerzos. Utilizando estas fórmulas es posible darse una idea del potencial sísmico de las fallas de interés.

También es posible establecer una regionalización en provincias de iguales características sismológicas, es decir zonas donde los mecanismos focales y nivel de actividad sísmica son semejantes. Esto permite determinar el temblor máximo ocurrido en la provincia, el cual al ser migrado al extremo cercano al sitio de interés es más representativo a que si sus efectos se calculan tomando como referencia el hipocentro.

III. DISTRIBUCION DE ESFUERZOS EN EL SUBSUELO

Cuantificar las componentes del tensor de esfuerzos sólo es posible mediante mediciones de campo para lo cual existen varias técnicas siendo algunas de las más usadas el gato plano, las sondas triaxiales de pozo, el fracturamiento hidráulico y las rupturas de pozo (*well breackouts*).

Todos estos métodos dan valores puntuales reales pero no necesariamente estos son representativos de los esfuerzos regionales promedio.

Es posible determinar estos esfuerzos por medio de modelos numéricos haciendo uso de toda la información geológica y geofísica disponible (Uribe y Nyland, 1985). Esto sólo es válido para determinar esfuerzos regionales ya que pequeñas inexactitudes del modelo pueden cambiar ampliamente los esfuerzos puntuales.

Otra medida del estado de esfuerzos regional es la relación frecuencia-magnitud de la sismicidad observada por medio de redes sismológicas. Este método se basa en la relación empírica $\text{Log } N = a - bM$, en donde N , es el número de temblores de magnitud M registrados, y a y b son constantes locales (Gough, 1978). Este procedimiento es también conocido como el "valor b ".

En general b se encuentra entre 0.7 y 1.4 y se considera que b menor a 1.0 corresponde a zonas de esfuerzos homogéneos, b igual a 1.0 es lo normal y b mayor a 1.0 se obtiene en áreas de esfuerzos heterogéneos, es decir afalladas con sismos pequeños frecuentes.

IV. ESTABILIDAD SISMICA

Una vez determinado el estado de esfuerzos regional y establecido el modelo geológico es posible calcular las zonas sismológicamente inestables relacionando las componentes del tensor de esfuerzos con algún criterio de falla representativo del material.

Para poder decir que un área es más estable que otra es necesario establecer un criterio de comparación entre ellas.

Este criterio puede relacionar diferentes partes de un mismo modelo o bien la estabilidad de una misma localidad para modelos cuyas características varíen en el tiempo.

La representación más generalmente empleada es el círculo de Mohr en la cual la estabilidad está representada por la distancia mínima entre el círculo y la envolvente de falla.

Si los esfuerzos son calculados en todo un modelo se obtiene un conjunto de estas distancias las cuales permiten la comparación de diferentes partes bajo las mismas condiciones (fig 1).

Por otra parte si el estado regional de esfuerzos es desconocido, pero el incremento de estas componentes debido a un

cambio puede ser evaluado, éstas distancias mínimas representarán como evolucionan las diferentes partes del modelo, es decir, son una medida de que tan estable es una parte en ciertas condiciones comparada consigo misma bajo otras condiciones. Un ejemplo de este caso es en el llenado de presas (Uribe y Nyland, 1983), donde los incrementos en es fuerzas efectivos son fáciles de calcular en función de las características de la roca y el llenado y geometría del embalse (fig 2).

Si el conjunto de distancias es suficientemente grande entonces el teorema del valor medio nos permite suponer una distribución normal para estas distancias y entonces se les puede asociar una PROBABILIDAD de falla a cada medida, de manera que la distancia menor del conjunto tenga una probabilidad casi 1.0 de ruptura y la distancia mayor (más estable) tenga una probabilidad casi cero (Uribe y Nyland, 1985), como se muestra en la fig 3.

V. CONCLUSIONES

Existen diferentes métodos para determinar el riesgo de ocurrencia de sismos, cada uno de los cuales ha sido elaborado para cumplir con una finalidad.

Hacerlo a partir de esfuerzos calculados tomando en consideración la tectónica regional, las características geológicas locales, las evidencias sísmicas y las propiedades de la roca *in-situ* podría ser la manera más acertada de hacerlo.

La idea fundamental expuesta es si los sismos superficiales son la manifestación de la ruptura de la roca, estableciendo el estado de esfuerzos de ésta y relacionándola con un criterio de afallamiento representativo de las condiciones del material, puede predecirse qué tan probable es que se produzca un sismo, o bien delimitar áreas con diferente estabilidad sísmica.

Factors affecting



blasting operations

Knowledge of geology and explosives critical to proper blasting procedures

Part I

BY CLARK DAVENPORT

senior geophysicist
David S. Robertson
& Associates, Inc.

Mr. Davenport was assisted in the preparation of this article by Manuel Atucha, jefe de construccion, Refineria de Petroleos del Norte, S.A.; Foster Endacott, geophysicist, Dames & Moore; and by Forrest Peters, consulting geophysicist. Part II will include a brief study of an actual construction project during which the factors that affect blasting operations were investigated and specific design recommendations were made—Ed.

An explosive is a compound that reacts to heat or shock by rapidly decomposing into other compounds, principally gases. The rate of this decomposition varies for different explosives. In some explosives the rate is so slow that the gases burn; in others, it is so rapid that the decomposition process is complete before the gases can expand and, therefore, they explode.

The rate at which the decomposition process proceeds is called the detonation velocity of the explosive. The detonation velocity will depend on the density of the explosive as well as on the type of explosive sensitizer used. Low density explosives, i.e. having loosely packed grains, will have a low detonation velocity. High density explosives will have a high detonation velocity since the tightly packed grains afford rapid grain to grain transmission of the decomposition process.

After initial detonation, the velocity within the explosive sets up a pressure boundary that initiates and sustains the decomposition process throughout the explosive charge. This sequence, shown in Fig. 1, controls the pressure buildup of the gases and governs the amount of energy released to the surrounding materials. The

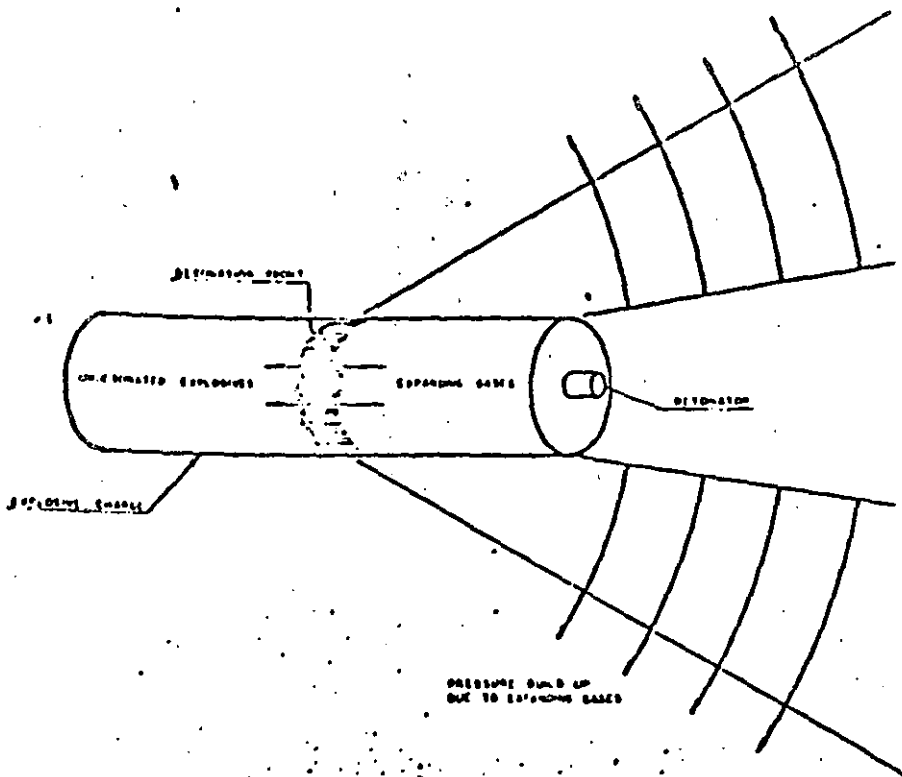
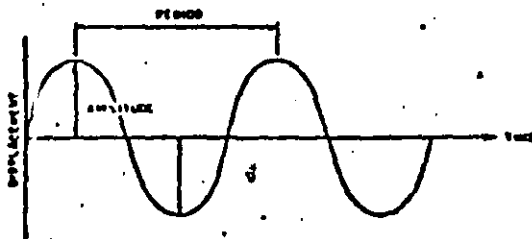
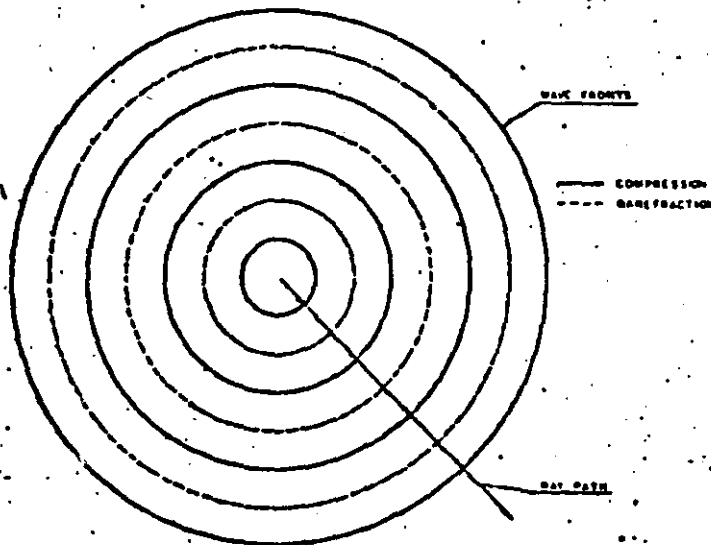


Fig. 1

EXPLOSIVE ACTION



TERMINOLOGY

- WAVE LENGTH - THE DISTANCE BETWEEN TWO SUCCESSIVE PEAKS OR TROUGHES OF THE SAME TYPE
- PERIOD - THE TIME INTERVAL BETWEEN TWO SUCCESSIVE PEAKS OR TROUGHES OF THE SAME TYPE
- CYCLE - THE NUMBER OF PEAKS OR TROUGHES OCCURRING IN ONE PERIOD
- AMPLITUDE - THE MAXIMUM DISPLACEMENT OF A PEAK OR TROUGH

SPHERICAL WAVES

the faster the detonation velocity of an explosive, the higher the pressure that can be exerted by the expanding gases.

Generally, massive hard rock requires faster detonation velocity explosives than those used for softer rock. In softer rock, a high velocity may cause the rock to start to break before the upper limit of the gas pressure is reached. The result: poor rock breakage since all of the gas pressure is not utilized.

The way in which an explosive interacts with the materials that surround it is a complex process related to these factors: geologic; explosive; seismic; and operational.

Geologic factors

Numerous geologic factors affect blasting operations. These factors should be understood and recognized; in any blasting operation, the characteristics of the rock mass to be blasted are more significant in controlling the breakage and vibrations than the characteristics of the explosives used.

The sudden release of energy in the ground generates shock waves which travel throughout the surrounding materials. These seismic waves travel at a speed that is a function of both the wave type and the elastic properties of the materials in which they are traveling. Each rock type has its own characteristic velocity for each type of seismic wave. Generally, these velocities are greater in igneous and metamorphic rocks than in sedimentary rocks. (The seismic waves are discussed in a later section.)

The physical properties of a rock mass have a direct influence on its blasting characteristics. The following properties are of special concern to blast design: density; bedding; banding; cleavage; and jointing.

Density refers to the compactness of the rock mass. *Bedding planes* are planes in sedimentary rocks which divide rock types of different physical characteristics. *Banding* refers to different colored layers within a rock mass. These color changes may indicate differing elastic properties. *Cleavage*

rock unit to break along predetermined planes. *Jointing* refers to the fracture patterns within a rock mass.

One of the major factors which controls the breakage of rock in blasting operations is jointing. A joint is a natural break in a rock unit that is not accompanied by movement of the rock unit on either side of the break. Where movement has taken place, the break is termed a fault. Joints normally are evident from an inspection of rock outcrops, but they also exist at depths within a rock mass. Joints occur in sets, with joints in one set normally parallel to one another; however, one joint set may be inclined at any angle relative to another joint set.

In summary, the amenability of a rock mass to controlled blasting depends more on the physical makeup of the rock mass than on the characteristics of the explosive used. These physical characteristics of the rock mass will govern both the types of explosives and the blasting methods used. Thus, the blast design should take into account these properties and utilize them to advantage whenever possible.

Explosive factors—mechanics of breakage

The initial seismic shock wave set up by an explosive will travel as a vibratory wave with a velocity a bit faster than the corresponding compressional wave velocity of the surrounding material. However, within a short distance from the blast, this vibratory wave will be attenuated and its velocity will be reduced to the compressional wave velocity of the material. If joints, fractures, or a free surface (such as a quarry face) are encountered by this compressional wave as it travels outwards from the blasthole, the compressional wave will be partly reflected from these features. The amount of energy reflected from and transmitted across at such boundaries is a function of the acoustic impedance of the materials on either side of the boundary.

The acoustic impedance (hereafter impedance) of a medium is a function of its density and its

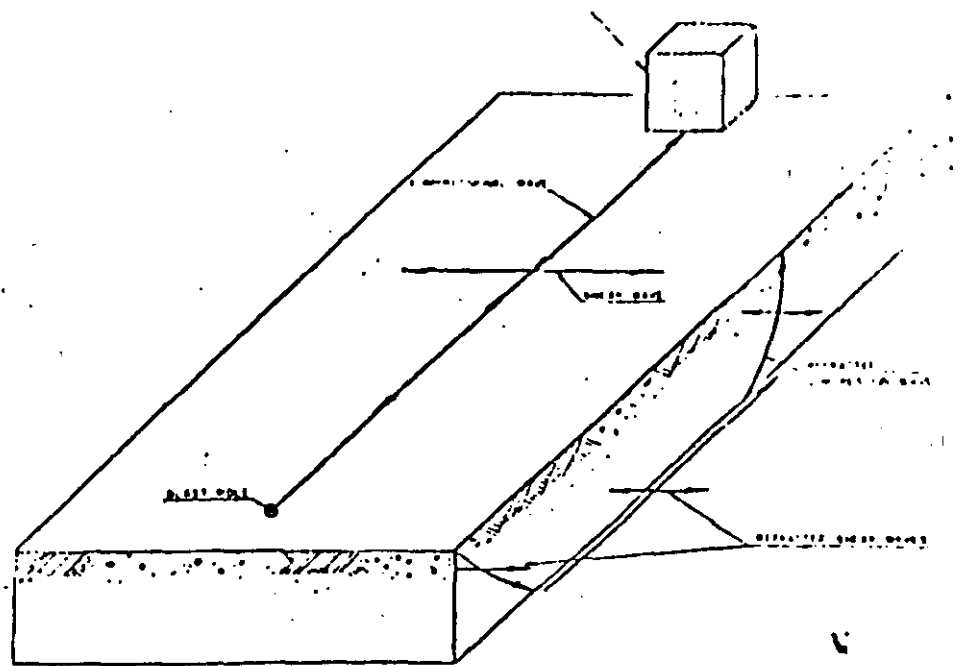


Fig. 3

BODY WAVES

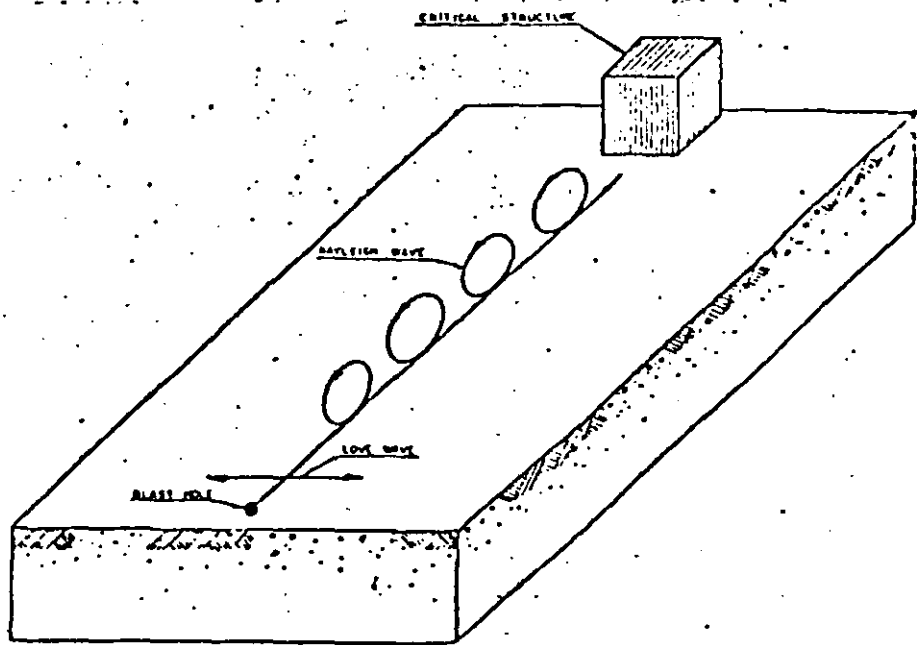
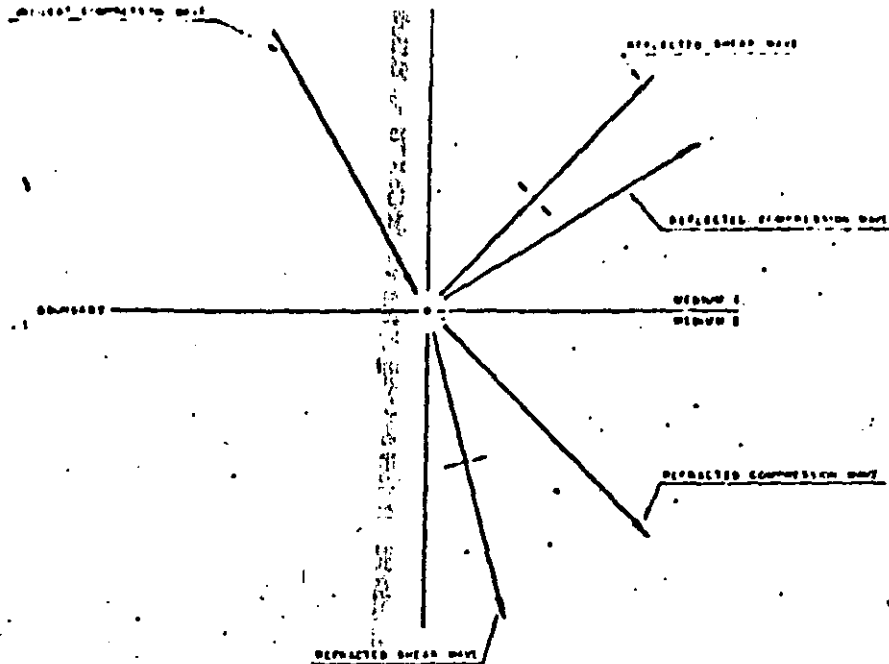


Fig. 4

SURFACE WAVES

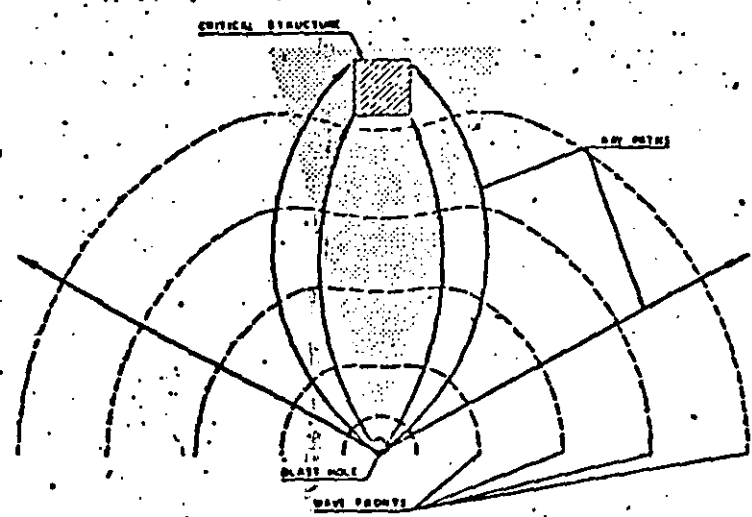
compressional wave velocity. The more nearly equal the two impedances on either side of a boundary, the more compressional energy transmitted across the boundary, and the less reflected back from the boundary. A quarry face is a practical example of an impedance mismatch. The impedance of the rock is much greater than the impedance of air, hence most of the compressional energy striking a quarry face is reflected back into the rock.

When a compressional wave is reflected at a boundary, it is reflected as a tensional wave. As this tensional wave builds up in strength, it can exceed the tensile strength of the rock in which it is traveling, causing new fractures to develop. These fractures, in turn, serve as new boundaries for further reflection of on-coming compressional waves. In normal blasting operations, most of the compressional waves that are reflected as tensional waves do not



REFLECTIONS AND REFRACTIONS OF AN INCIDENT COMPRESSION WAVE AT A BOUNDARY

Fig. 5



KEY
 [Shaded Area] AREA OF MATERIAL OF LOWER COMPRESSIVE WAVE VELOCITY THAN SURROUNDING AREAS

NOTES
 FOR DEFINITIONS OF WAVE FRONT AND RAY PATH SEE TEXT AND FIGURE 2

SURFACE FOCUS PLAN VIEW

Fig. 6

have enough strength to cause tensile failure in the rock mass. However, both tensile and shearing stresses are set up within the rock mass. It has been mentioned that an explosive detonation results in a rapid buildup of gas pressure; this now becomes a very important factor. The expanding gas sets up a gas bubble in the blasthole,

causing additional compressive pulses to move outward from the blasthole. These pulses, or waves, now act upon the newly formed fractures in the rock mass. This action, in turn, is closely followed by the action of the pressure exerted by the gas bubble, which can result in an actual pushing of the rock mass in the direction of least resistance.

impedance of the rock is an important factor in control of rock breakage. The impedance of an explosive is a function of its detonation velocity and its density. The more nearly the impedance of an explosive matches the impedance of a rock mass, the better the results for breakage.

Seismic factors

The easiest way to consider an introduction to the seismic factors which influence blasting operations is to consider the sudden release of energy in an infinite, homogeneous, elastic medium. Such a medium is only theoretical, however, and does not exist within the earth.

The application of a sudden energy impulse to such a medium will result in compression of the medium in the immediate vicinity of the point of application. This region of compression will move outward from the application point at a velocity that is determined by the elastic properties of the medium. This region of the compression moves out as a spherical wave, and this way is followed by another spherical wave of rarefaction, which, in turn, is followed by another spherical wave of compression, and so on. This process is diagrammed in Fig. 2. This figure also presents some of the definitions and nomenclature used in the following discussions of seismic waves.

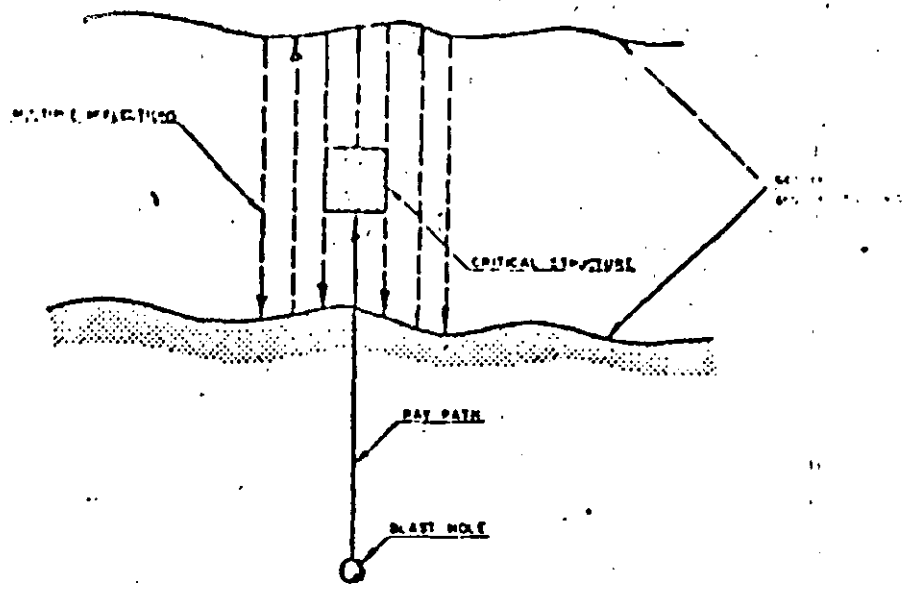
As a spherical wave progresses outward from the point of application, it exerts pressure on the medium in which it is traveling; this pressure is expressed in terms of an amplitude of the seismic wave. As the distance from the application point increases, the pressure exerted by the spherical wave is distributed over an area that changes as the square of the sphere's radius; thus, pressure less amplitude occurs as the distance from the point of application is increased. In addition, the amplitude also will be decreased by friction (absorption) within the medium. Thus, the amplitude of a seismic wave will decrease as a function of the distance from the source of the wave.

be imposed on a medium. These waves are classified into two types—body waves and surface waves. Body waves travel within a medium, while surface waves are restricted to traveling along free interfaces, such as the ground surface. The predominant characteristics of these waves are:

Body waves: there are two types—compression and shear. Pure compression waves will change the volume of a body without changing its shape. Pure shear waves will change the shape of a body without changing its volume. Compression waves exhibit particle motion in the direction of wave propagation, while shear waves exhibit particle motion in a direction perpendicular to the direction of a wave propagation (Fig. 3). In any medium, compression waves always will have a faster propagational velocity than will shear waves.

Surface waves: the two fundamental types are Rayleigh and Love. Rayleigh waves exhibit particle motion in a vertical plane. This motion is elliptical in form, and retrograde with respect to the direction of wave propagation. Love waves exhibit only motion in a horizontal plane, with particle motion transverse to the direction of wave propagation (Fig. 4). The velocities of these waves always will be slower than the velocities of body waves.

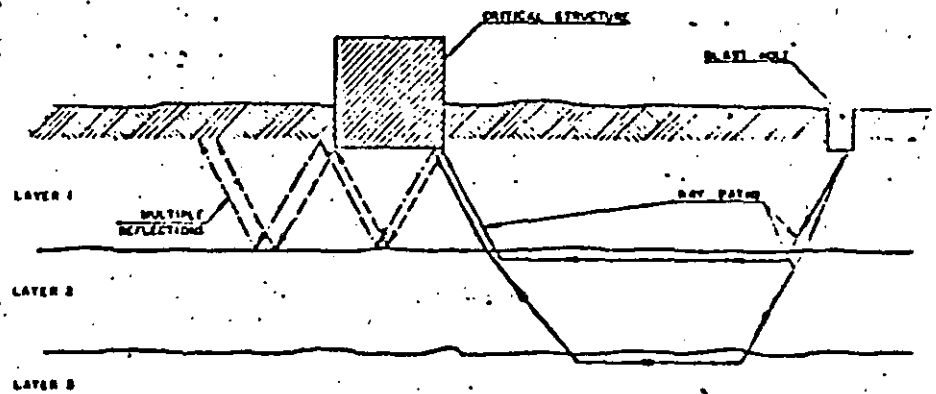
The introduction of boundaries, or layers, into a medium will drastically alter the wave paths by which seismic waves are transmitted. Fig. 1 shows the head of a spherical wave (of either compression or rarefaction), which is termed the wave front. A line drawn perpendicular to this wave front represents the direction of propagation of the wave, and this line is termed the ray path. When a ray path strikes the boundary between two mediums of differing elastic properties, the ray path will be altered. The point where the ray strikes the boundary will become a source for new seismic waves. Some of these new waves will reflect from the boundary while others will be transmitted across the boundary (Fig. 5). As more boundaries are added within the medium, the ray paths



HORIZONTAL STANDING WAVE RESONANCE

PLAN VIEW

Fig. 7



VERTICAL STANDING WAVE RESONANCE

CROSS SECTION

Fig. 8

become extremely complex; measurements taken on the ground surface do not represent the simple particle motion of one wave type, but rather represent the particle motion of combined body wave trains followed by surface wave trains.

It is this system of seismic waves, resulting from explosive sources, passing on or through a site that will characterize the vibrations that must be controlled in blasting operations.

The geologic setting of a site can play a significant role in affecting vibration levels within the site. If a critical structure is located on an energy focus for the seismic waves emanating from a

blast, the structure may receive excessive levels of vibrations, even though areas in close proximity to the blast do not. The geological conditions of the site may result in building such an energy focus through one of the following mechanisms:

Surface focus (Fig. 6): This type of focus can be developed by having a geologic alignment between the blast and the critical structure. If the geologic alignment consists of material with lower seismic velocity than the surrounding material, the ray paths of the seismic energy from the blast will be bent, and could focus on the critical structure.

Horizontal standing wave reso-

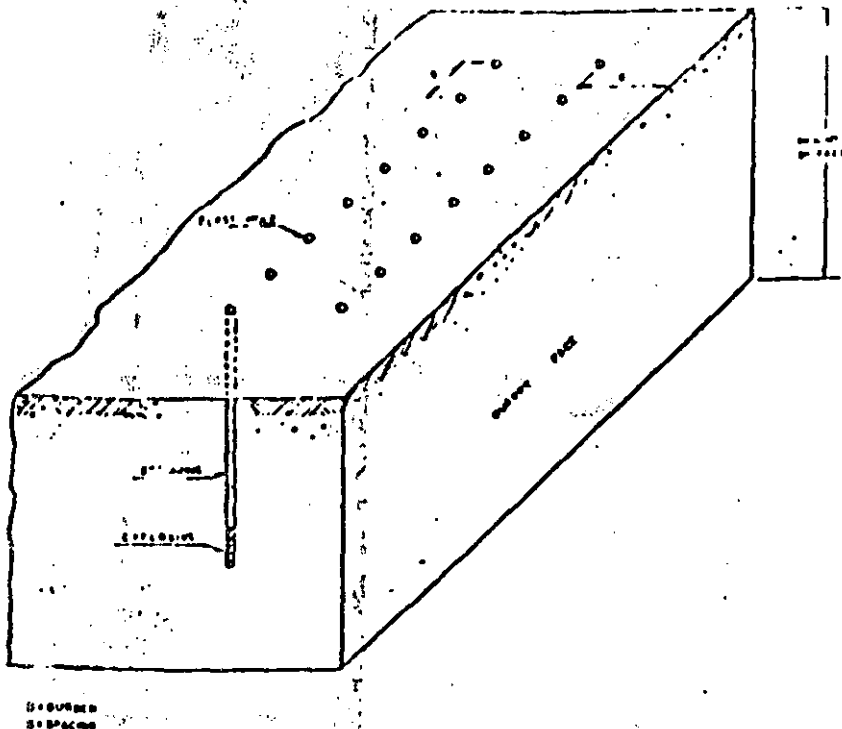
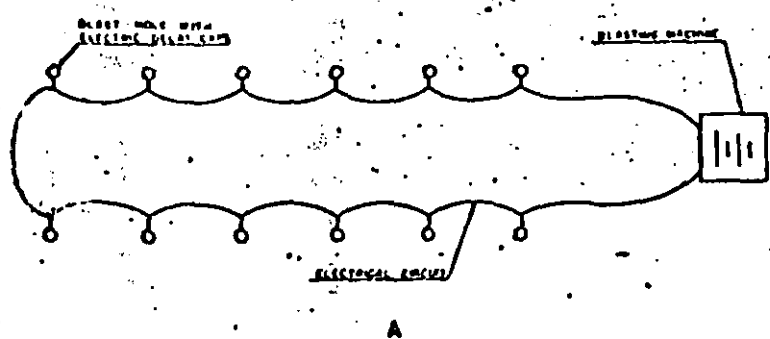
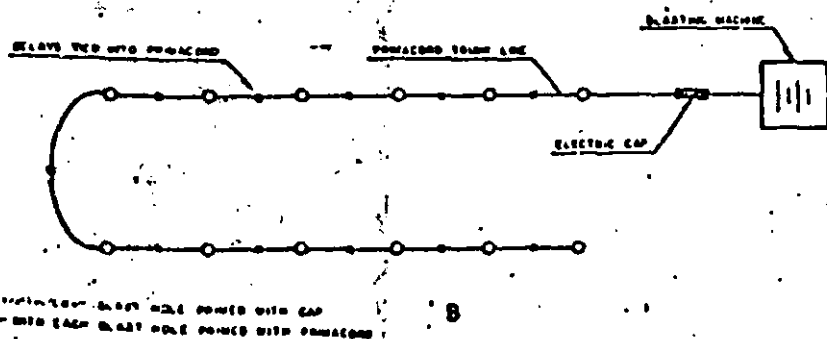


Fig. 9

NOMENCLATURE



A



B

Fig. 10

ELECTRICAL FIRING METHODS

nance (Fig. 7): If a critical structure is located between two geologic discontinuities, such as faults, and one of the discontinuities is between the blast and the critical structure, some seismic waves from the blast may become trapped between the two discontinuities. This reflection system can intensify the vibration level at the critical structure.

Vertical standing wave reso-

nance (Fig. 8): This is similar to the case of horizontal standing wave resonance, except that the seismic waves may become trapped within a vertical geologic unit, thus reflecting and focusing energy on a critical structure.

The thickness of overburden on a site will influence the site's vibration characteristics. If instrumented recordings of vibrations are taken on a rock site, i.e.

pared to recordings for overburden blasts taken on overburden, a difference in the frequency of the vibrations will be noted. A change in the amplitude of the vibrations will be seen. The overburden will act as a low pass filter which will pass frequencies below a certain point and attenuate frequencies above that point. Thus the frequencies recorded from vibrations on overburden will be lower than the frequencies recorded from vibrations on rock.

Operational factors

The distance from a free face to a row of blastholes is termed burden. The distance between two blastholes of the same row is called spacing (Fig. 9). These distances must be balanced with the type and amount of explosive to be used. If the burden dimension for vertical holes is very large compared to the diameter of the explosives, the burden may have to be lessened to account for the added rock weight that will resist movement. In very shallow holes the burden also may have to be reduced because the amount of stemming material will become larger in proportion to the total column length of the explosive, thus reducing the effective yield of the explosive.

The ratio of the blasthole diameter to the diameter of the explosive charge, multiplied by 100 is termed coupling. For a cylindrical charge of the same diameter as a blasthole, this coupling is 100%. Poorly coupled shots will produce poor rock breakage. If a blasthole is poorly tamped with stemming material, a poor energy transmission system caused by lack of coupling and impedance mismatches will result. The impedance of the stemming material will be less than the impedance of either the rock or the explosive, and the process of transmitting energy from the explosive to the stemming material and then on to the rock will be very inefficient and will produce poor rock breakage around the stemmed portion.

Short period delay caps often are used in blasting operations. These electric blasting caps are designed to detonate explosive charges at predetermined time

electricity to the firing circuit. By using these caps, blasts can be designed to move rock in desired directions, to control fly rock, and to perform blasting operations so the stability of the remaining rock masses is relatively unaffected by blasting.

Delay caps allow the complete detonation of explosives in a timed sequence with the application of one initiating electrical circuit. By firing charges in this way, pressure waves from the exploding charges will be separated; hence, the total energy from a series of blasts will be spread out over a given time interval. This time interval is quite rapid but, due to the separation of blasts by different delays, the vibration level will be significantly reduced as opposed to simultaneously shooting a like number of charges. The maximum amount of energy that will reach the areas surrounding a blast using delay caps is a function of the maximum amount of explosives used on any one delay interval.

One way of initiating a blast is to prime the explosives in each blasthole with an electric cap and tie all the caps into a main electric circuit. Another way is to use detonating cord (a high detonation velocity cord-like explosive) to prime the explosive charge in each blasthole, placing special time delay connectors between the selected charges. These delay connectors are tied onto the detonating cord. The detonating cord lines are tied into a main trunkline, which in turn is detonated by one electric cap (Fig. 10). In theory, since both these methods use time delay systems between the charges, the vibration levels for charges of a like size should be reduced by an equal amount. However, this is not true in practice. The detonating cord delay systems apparently have less of an inherent scatter time between charges than do the electrical cap delay systems. This results in the setting up of constructive interference patterns of the resulting seismic waves, and therefore in higher vibration levels for the detonating cord systems.



Rated at 300 tph, plant produces agricultural limestone, asphalt stone, and specifies custom aggregates.

(Continued from page 88)

#10 mesh); #4 x #10 mesh; 1-in. x #4 mesh; asphalt stone (1/2-in. chips). Two bins are maintained for blending to specifications.

The plant, located 10 miles from Lexington, Ky., is the most northern quarry on Highway I-75, which runs through Cincinnati, Ohio. For this reason, its market area extends north 75 miles to Cincinnati. Delivery trucks backhaul sand and gravel from Ohio River operations in that area. The market radius in the other directions is about 25 miles. About 10% of sales are to Nally & Gibson's own ready-mix plant; 5-10% are for agricultural limestone use; the rest of the sales are mostly to highway construction contractors.

Overburden, consisting of 5-12 ft. of dirt and about 15 ft. of rock, is returned to worked-out quarry areas for land reclamation. The quarry is shot every 10 days, using ANFO. Blastholes, prepared by contract drilling, are 6 1/2" diam. by 40 ft. deep on a 12 ft. x 14 ft. pattern. Large rock is broken by secondary blasting in the quarry and a Kent Air Tool in the dump hopper. Two 22-ton Euclid trucks, loaded via a 2 1/4-cu. yd. Northwest power shovel, move the shot rock on a 700-ft. haul to the dump hopper. A 4 ft. x 16 ft. Hewitt-Robins vibrating feeder, with a 5-in. spaced grizzly, conveys material into a 30" x 42" Universal jaw crusher set at 6 in.

Crusher product and grit throughs are conveyed by belt to surge pile. A Syntron vibrat feeder and a belt conveyor in reclaim tunnel under the surge pile elevate the crushed stone to 4 ft. x 14 ft. double-deck S scalping screen. Deck overs sizes are 3 1/2-in. top and 1 1/2-in. bottom.

Top-deck overs chute into Universal 3620 single-rotor impactor, and bottom-deck overs enter a 30 in. x 36 in. Bush hammermill for production of fine aggregate. A Humboldt-Wheeler 125/140 impactor is scheduled to replace these two crushers, since there is an oversupply of fines currently being produced. If the market demand for agricultural limestone increases, the hammermill again will be placed in service.

The crushed material then is elevated to three double-deck S screens installed in a tower. The two three-compartment bins on deck overs are conveyed to a Symons Short Head cone crusher (set at 1/2 in.) operating in electric circuit with the screens. Mid-deck overs and throughs from all of the screens are chuted to separate bins. The third bin functions as a complementary unit for providing blending material for the other bins. These products are delivered to customers in the company's trucks; the larger jobs are handled by contractors.

Factors affecting blasting operations

Part II

BY CLARK DAVENPORT

*senior geophysicist
David S. Robertson & Associates, Inc.*

The purpose of this paper has been to present a synopsis of the factors that affect blasting operations and the subsequent vibrations. In Part I, the mechanics of breakage and geologic, seismic, and operational factors were discussed. Attention now will be turned to other factors important to proper blasting procedures and to a review of a case study.

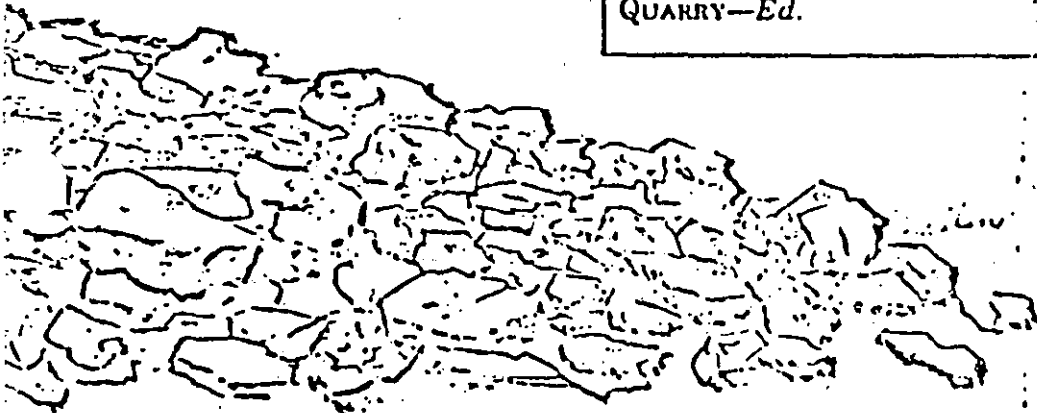
Part I of this article which discusses the importance of a knowledge of geology and explosives in relation to proper blasting procedures appeared in the November issue of *Pit & Quarry*—Ed.

Acoustic energy waves

Air blast is very important because, in many cases, people adjacent to blasting areas can not feel the resulting vibrations, but complaints are registered because they hear the sound of the blast and imagine that they feel the blast.

Energy transmitted in acoustic waves behaves in the same manner as seismic energy. The elastic properties of air are a function of air pressure, temperature and humidity; these depend on the altitude of the site, the time of day, and the prevailing winds on the site at the time of blasting. Low humidity, light surface winds, or high atmospheric pressure on a site can cause focusing of the air blast. Clear to partly cloudy days, warm temperatures, and rapidly changing winds can disperse the acoustical waves.

The use of delay caps, and the proper selection of burden and spacing parameters can help control the direction of the air wave so that it is directed away from built up areas, thus reducing the level of air blast in such areas. Detonating cord, if detonated on the ground surface, will contribute significantly to the intensity of the air blast.



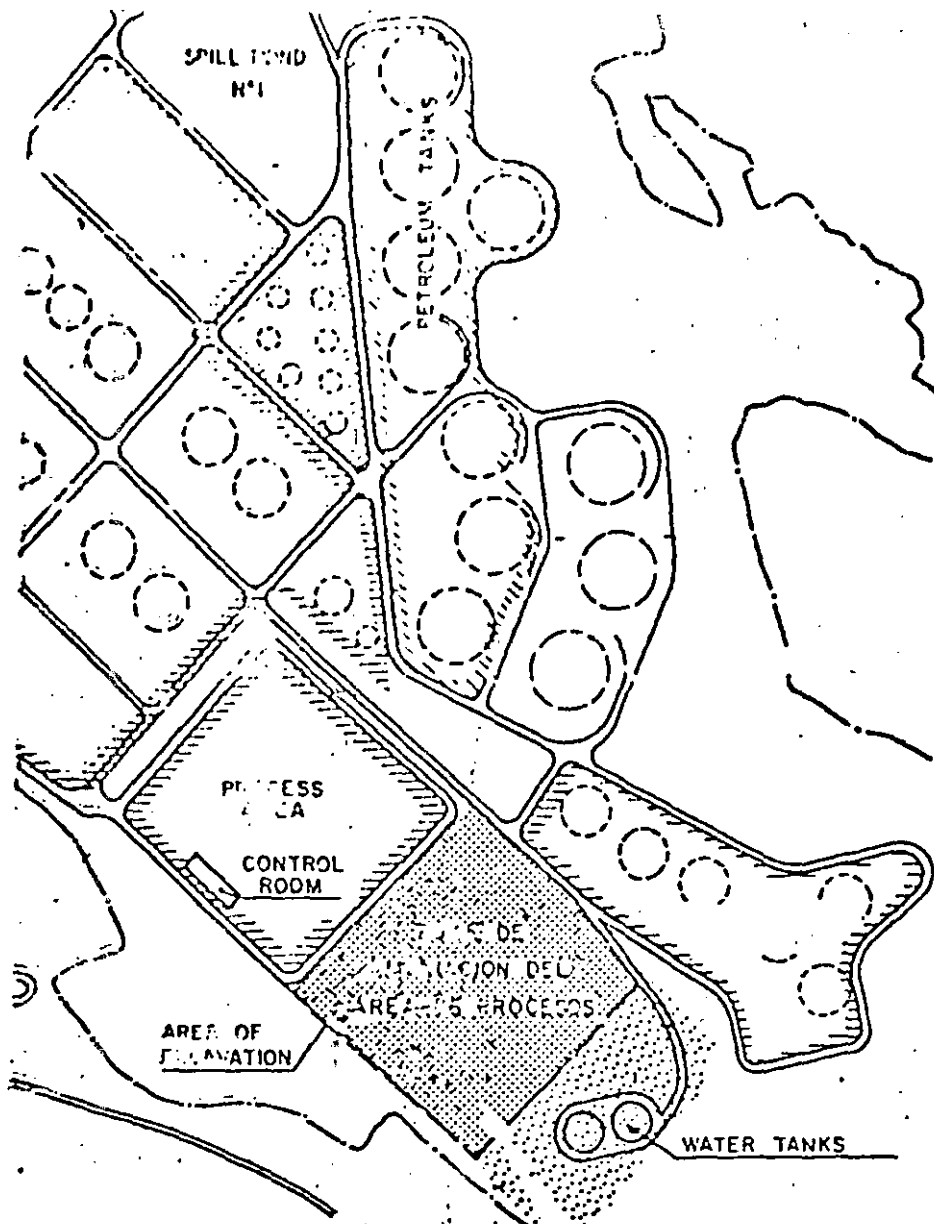


Figure 11

breaking process is transmitted to the surrounding areas as shock waves. As the waves travel, they displace particles in their path, causing the particles to oscillate before returning to their original positions. These oscillations constitute the vibrations that can be of important concern in blasting operations. Seismographs have been designed and constructed to record vibrations as displacements, accelerations, or velocities of the displaced particles.

In Europe and the United States, numerous studies have been performed to determine the relationship of blast vibrations to damage caused to structures. A study conducted by the United States Bureau of Mines (Ref. 5) concluded that the magnitude of particle velocity of a wave passing through the earth at the location of a structure was most closely related to the damage potential of that structure. Most of the scaling laws that have been proposed or developed for vibration studies therefore have been based on studies of particle velocity.

The scaling laws used in vibration studies relate particle velocity to both the distance of a structure from a blast and the charge weight of explosive per delay used in the blast. Vibrations will increase in intensity when

BLAST CHARACTERISTICS

Blast Number	Type Blast	Distance to Geophone (Meters)*	Charge Size (Per Delay) KGS	Scale Distance Meters (Kg) ^{1/3}	Estimated Peak Particle Velocity MM SEC	Measured Velocity Max. Component MM SEC	Peak Particle Velocity MM SEC
1	Test	100 CR	2.5	63	3.3	0.98	1.0
2	Test	30 CR	2.5	19	14.0	4.1	5.4
3	Test	100 CR	7.5	37	6.2	2.5	3.1
4	Test	205 CR	7.5	75	2.7	1.8	2.2
5	Production	240 CR	2.5	152	—	0.48	0.6
6	Production	240 CR	7.5	88	—	1.4	1.6
7	Production	114 WT	30.0	21	—	7.5	10.6
8	Production	77 WT	21.0	17	—	11.6	14.4
9	Production	56 WT	30.0	10	—	15.5	18.0
10	Production	125 WT	21.0	27	—	4.6	5.2
11	Prospect	60 WT	8.5	21	—	7.8	—
12	Prospect	20 WT	6.0	8	—	29.0	—
	Background Vibrations	—	—	—	—	—	0.025

Note: *Geophone Location CR = Process control room WT = Water tank 802

increased, and they will decrease in intensity as the distance from the blast is increased.

Current blast vibration studies normally require the recording of vibrations from different charge sizes at different distances from the blast in an attempt to develop scaling laws that will be used to govern subsequent blasting operations on the same site. The actual recording of the blasts is done with geophones which record particle velocity (or displacement or acceleration) in three directions: the vertical plane; the horizontal plane, in-line with blast; and the horizontal plane transverse to the blast.

The seismograms that result from these recordings are analysed and evaluated for both amplitude and frequency of the seismic waves. It must be recognized that the three components of ground motion recorded represent the actual ground motion in vector composition. Therefore, to recover the actual ground motion, a vector analysis of the three components of wave motion must be performed. The desired vector summation of the wave motion is that summation which will produce the largest amplitude from a given blast. This point will be at the same time on all three components and must be analyzed as such. The characteristics of the seismograph also will be needed to convert the vector summation of ground motion into true motion.

The resultant values are plotted on log-log graph paper against either distance from the blast, or a quantity referred to as "scaled distance." This quantity is equal to the distance of the geophone from the blast, divided by the square root of the charge weight per delay for the blast. These plots will give straight line relationships which will in turn give the parameters necessary to solve the scaling laws. For a detailed discussion of the interpretation of seismograms and solving the scaling laws, the reader is referred to References 1 and 5.

With the use of scaling laws developed for a given site, an operator or contractor will have a guide as to the amount of explo-

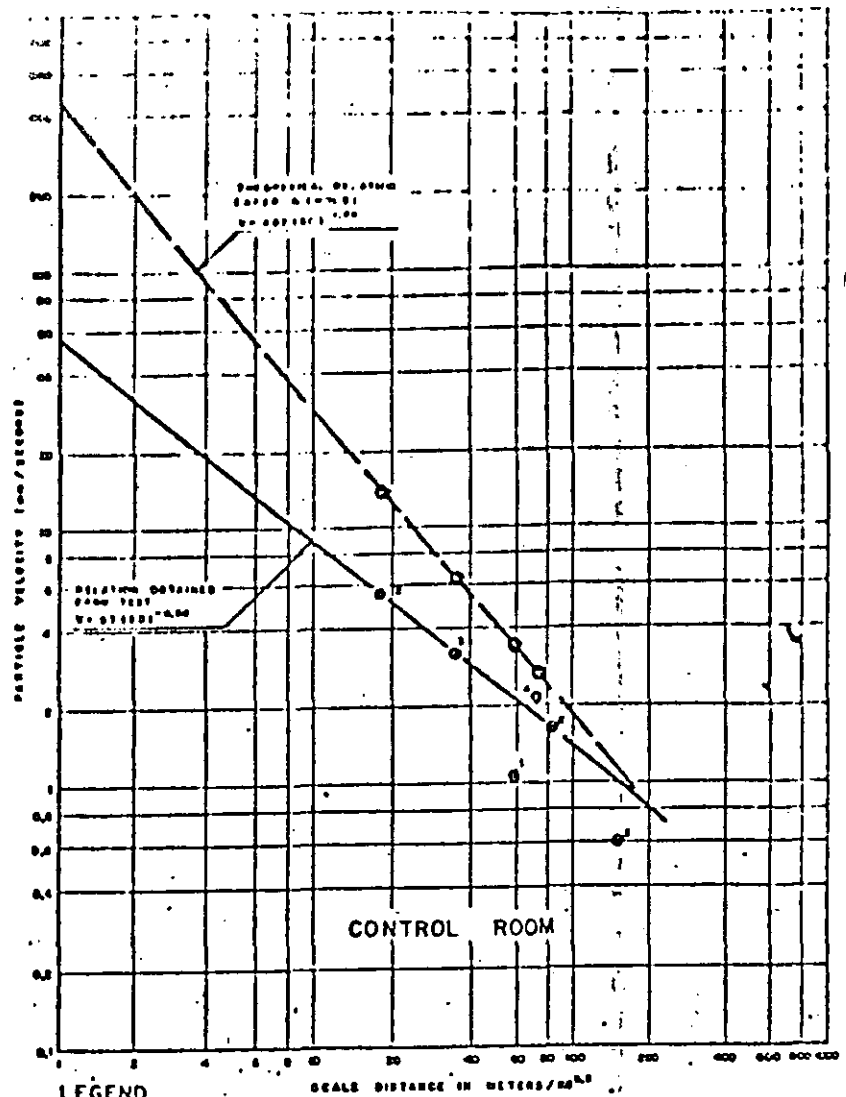
sives (per delay) as a function of distance(s) from critical structures.

In 1962, the United States Bureau of Mines conducted an in-depth study into the structural effects due to blasting; as a result of that report, they recommended that a particle velocity of two inches/second (50 mm/second) be adopted as the damage criteria below which no damage would occur for residential structures. However, recently enacted federal surface coal mining blasting regulations lowered the maximum vibrational limit to one inch per second. Sufficient data does not exist at this time to enable the development of damage criteria for other types of structures so normally this one inch per second value is imposed on all types of

structures which would be classified as critical facilities for blasting operations.

Following are excerpts from a study performed to assess blasting factors on a site that was bounded by two critical facilities. The geologic conditions at this site were well known from a previous geologic investigation. The drilling parameters were selected by a contractor before the blasting operations began, and these were modified in accordance with

1. The results of the measurements of the vibration levels;
2. the development of the appropriate scaling laws; and
3. the yield of the resulting maximum allowable charge weight per delay as a function of distance from the controlling critical structure.



LEGEND

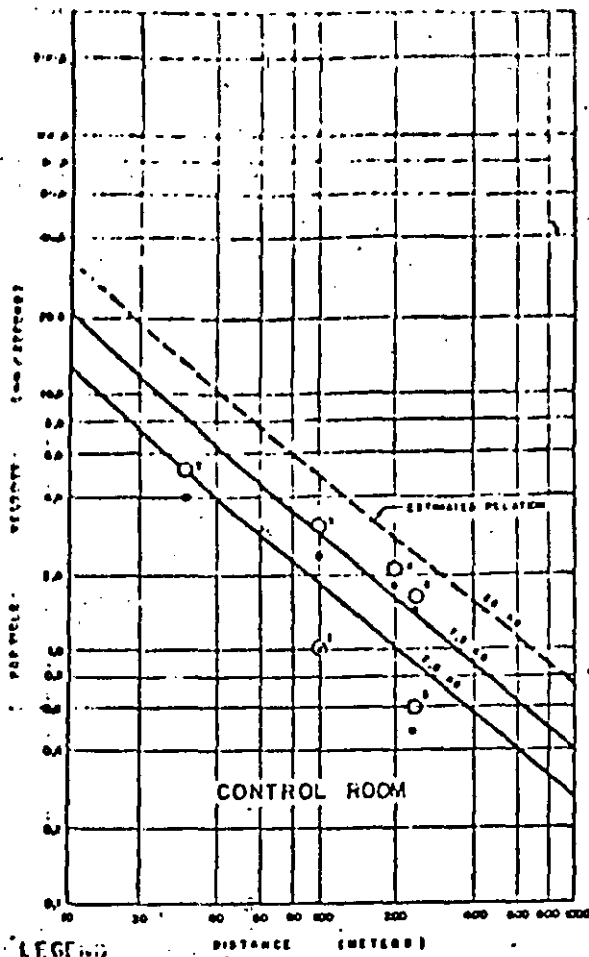
- ESTIMATED VALUES
- DESIGNER VALUE, MAXIMUM PARTICLE VELOCITY (NUMBER REFER TO TEST)

REFERENCE

SCHEFFLE, R.P., JOHNSON, C.F., DUVALL, W.L. BLASTING AND THEIR EFFECTS ON STRUCTURES
WASHINGTON, D.C. DEPARTMENT OF THE INTERIOR, BUREAU OF MINES

Figure 12

SCALE DISTANCE-VELOCITY PLOT



LEGEND

- MAXIMUM PARTICLE VELOCITY (NUMBER REFERS TO TEST)
- PARTICLE VELOCITY OF MAXIMUM COMPONENT

$$V = \frac{1000 W^{0.48}}{D^{1.2}}$$

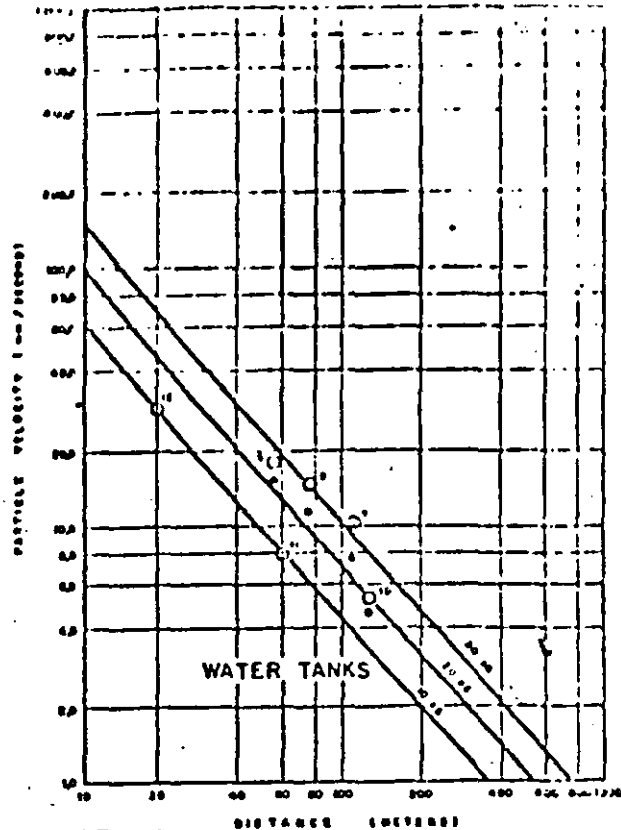
$$V = \frac{1000 W^{0.71}}{D^{1.17}}$$

NOTE

THE CHARGE WEIGHT PER DELAY CORRESPONDS TO THAT SHOWN IN TABLE I FOR EACH TEST.

**VIBRATION PLOT
DISTANCE - VELOCITY**

Figure 13 (FOR 25, 7.5 AND 25 KILOGRAMS PER DELAY)



LEGEND

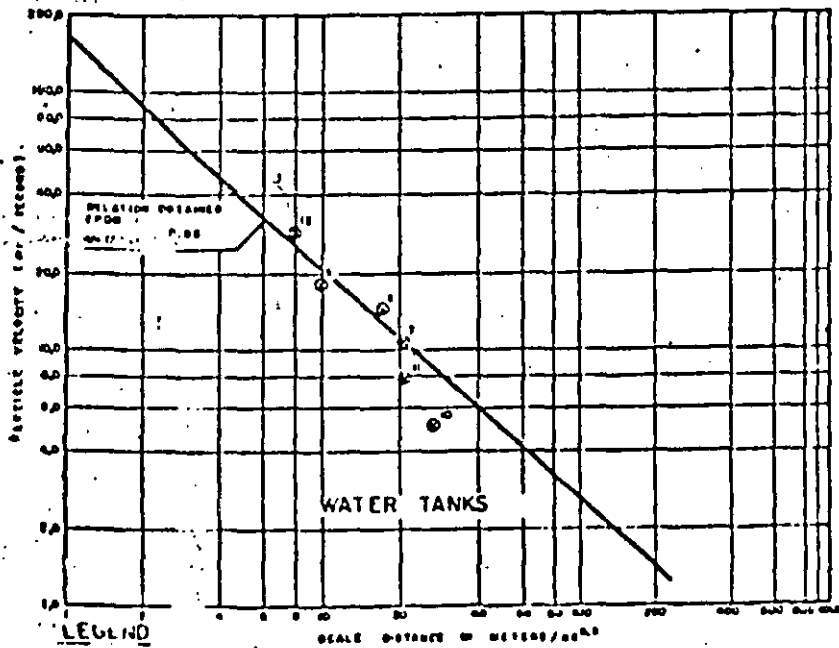
- MAXIMUM PARTICLE VELOCITY (NUMBER REFERS TO TEST)
- PARTICLE VELOCITY OF MAXIMUM COMPONENT
- DISTANCE IN METERS
- CHARGE WEIGHT IN KILOGRAMS

NOTE

THE CHARGE WEIGHT PER DELAY CORRESPONDS TO THAT SHOWN IN TABLE I FOR EACH TEST.

**VIBRATION PLOT
DISTANCE - VELOCITY
(FOR 10, 20 AND 30 KILOGRAMS PER DELAY)**

Figure 15



LEGEND

- MAXIMUM PARTICLE VELOCITY (NUMBER REFERS TO TEST)

REFERENCE

BRIDGES, H. P., GUNN, E. F., GUNN, H. J., BRIDGES AND THEIR EFFECTS ON STRUCTURES
DEPARTMENT OF THE INTERIOR, BUREAU OF MINES

VIBRATION PLOT DISTANCE - VELOCITY

The explosives used were selected by the blasting contractor based on a knowledge of the rock type. The explosives ranged in detonating velocity from 2,000 meters/second to 5,000 meters/second. The higher velocity explosive was of medium density, while the low velocity explosive was of low density. These were selected to assure proper breakage of the rock mass which contained numerous joint sets and some faults. The areas adjacent to some of the faults were badly fractured, while other areas contained complete rock of the same type. All blastholes were stemmed with clean sand.

Air blast was not considered to be a problem on this site, and as such no studies were made concerning this factor.

Fig. 11 shows an area of a petrochemical refinery in Spain that was to be expanded for new facilities. Bounding this area to the north is a process control room which houses sensitive electronic equipment used to operate machinery and control processes within the refinery. Bounding this area to the south are two large steel water tanks. These water tanks contain backup water for emergencies, such as a fire within the refinery, and as such they could not be drained during the process of construction blasting operations. In this case, both the process control room and the water tanks are critical structures; vibrations caused by blasting could be detrimental to these structures and, therefore, adversely affect refinery operation.

A coordinated program was designed to assess the blasting factors on the site, and to develop scaling laws for maximum permissible charge weights per delay of explosives. A knowledge of the site geology, and the geologic setting of the site, and also of the vibration tolerances of the electronic equipment, as well as a knowledge of the construction and type of steel used on the water tanks were of prime importance to the program. Based on the above items, limiting vibration levels of 5 mm/second and 35 mm/second were chosen for the process control room and the water tanks respectively.

A field program was carried out in two stages; the first measured the blast-induced vibrations on the process control room, and the second measured the blast-induced vibration on the water tanks. Before the start of the first stage, an estimate peak particle velocity was derived by using the following formula:

$$V = H(SD)^{\beta}$$

$$V = 482 (SD)^{-1.20}$$

This formula was selected on previous experience with similar vibration analysis projects. The site constant, H (482) was selected based on a knowledge on the site conditions. The site constant β was selected from values presented in the literature. The quantity SD is Scale Distance,

The values derived from this formula are shown on Fig. 12, and also are listed in the Blast Characteristics Table, which contains the characteristics of all the blasts used in this program.

In the first stage, vibration measurements were taken of four small test blasts, each at varying scale distances from the geophone adjacent to the process control room. The records from these blasts were evaluated and the data were plotted and analysed, yielding a preliminary equation of the scale distance form. This equation was correlated with and adjusted against vibration measurements subsequently taken of two production blasts.

In the second stage, vibration measurements were taken near the water tanks. For this stage, no tests blasts were used, and all measurements were taken of production blasts. The data generated in this stage were analysed in the same manner as the data generated in the first stage.

The object of the field program was to generate enough data to develop two equations for each critical structure; one for the scale distance form, and an equation of velocity versus distance form. The two equations for each critical structure are termed the scaling laws for that structure; to assure consistency in controlling vibrations, the equations should be in close agreement with each other.

Scale distance equations have the form of:

$$V = H \left[\frac{D}{W^{0.5}} \right]^{-\beta}$$

where: V = peak particle velocity (in./sec)

β , H = site constants (function of ground velocity)

D = geophone to blast distance (feet)

W = charge weight per delay (pounds)

Velocity versus distance equation have the form of:

$$V = K \left(\frac{W}{D^2} \right)^{\beta}$$

where: V = peak particle velocity (in./sec)

K = constant containing blast functions

(pounds)

n = attenuation factor of the largest envelope of seismic motion
 β = constant for each component of ground velocity for a site

D = geophone to blast distance (feet)

It should be noted that Equation Two allows for a more precise determination of the actual site constants than does Equation One, and, therefore, is more reliable.

The data for both critical structures were plotted on log-log graph paper. These plots are shown on Fig. 12 through 15. An analysis of the straight line plots, using the slope of the lines and the various intercepts, will yield the actual site constants to be used in the equations. The site constants of the finished equations differ from each other due to the differing geometry between the blasts and the critical structures, and to the differing rock types.

The two equations developed for the process control room were:

$$V = 57 (SD)^{-0.8} \text{ and,}$$

$$V = \frac{45 (W)^{0.65}}{(D)^{0.50}}$$

The two equations developed for the water tanks were:

$$V = 158 (SD)^{-0.8}$$

$$V = \frac{205 (W)^{0.55}}{(D)^{1.1}}$$

The initial production blasting began close to the process control room, and progressed toward the water tanks.

The water tanks were elevated approximately 26 meters above the blasting area, and the finished design included blasting a 2:1 slope the crest of which was 12 meters away from the water tanks. With the above equations, and the set limits of the maximum level of vibrations for each critical structure, the production blasting program was designed to be as economical as possible while observing the restrictions imposed by the limiting vibration levels.

Through the use of the above equations, it was a simple matter to determine in which areas to be

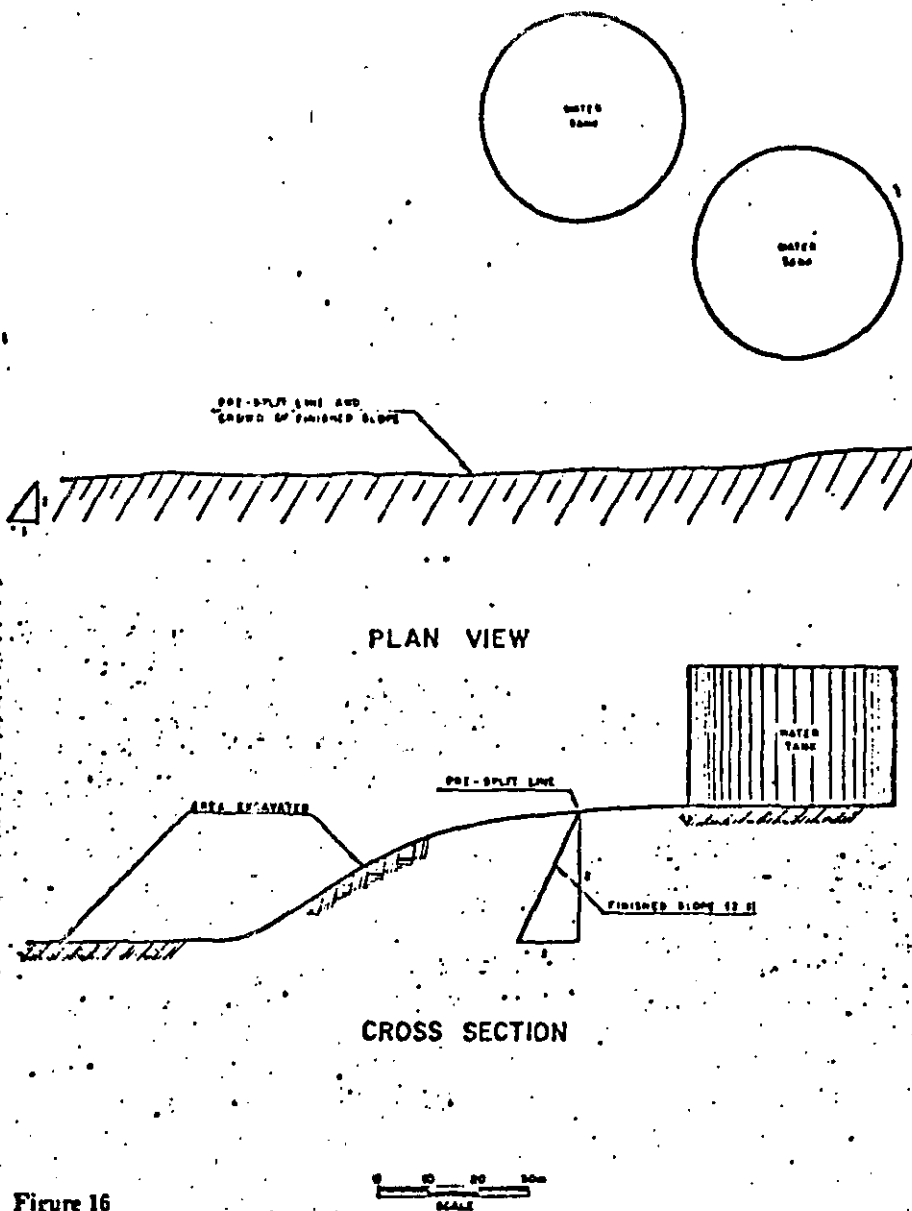


Figure 16

(continued from page 83)

blasted which critical structure would be the limiting structure to control the charge weight per delay of each blast. Distance versus charge weight per delay schedules were developed for the blasting contractor. Drilling patterns had to be modified throughout the project due to some areas of bad rock breakage, but all modifications to both the blasting program and drilling program were analysed before approval to any modification was given.

It was noted during the vibration monitoring at the water tanks, that the ground vibrations apparently induced a low frequency vibration into the water in the tanks. It was felt that this low frequency was capable of producing water movements within the tanks, which could be detrimental since the tanks could not be

drained. It was decided to blast the proposed finished cut on the 2V: 1H rock slope adjacent to the tanks in a presplitting manner. Normally, presplitting procedures are used in direct conjunction with production blasts, to create a finished slope. The presplit holes are fired with the first delay, and the production holes with subsequent delays. Normally, a presplit round consists of a line of holes drilled on close centers, with every other hole loaded with explosives. The round is set off as an instantaneously fired shot, i.e., no delays, and the results, depending on the rock type, can be a clean line, cut to the finished slope. The empty holes between the loaded ones act as guide hole for the compression waves, creating a line of cracks in-line with the drill holes.

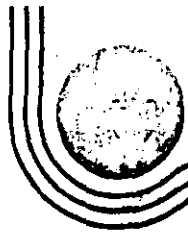
In this case, due to the proximity of the water tanks, the presplit round could not be fired instantaneously, nor was it advisable to fire it in conjunction with the production shot. It was fired by itself several days prior to the production shot. The idea was to create a line of cracks (fracture zone) between the water tank and the production blast; this fracture zone would reduce the vibration levels at the tanks and modulate the frequency of vibrations being received by the water in the tanks. The line was drilled and fired, with delays, to the finished slope so that, at a later time, the normal production blasts would progress to this point and not require further presplit rounds. This concept was both practical and successful in achieving the desired results (Fig. 16).

Recommendations were made during the progress of the production blasting, to refinery personnel and to the blasting contractor. This is stressed since any program designed to assess blasting factors and develop equations to limit vibrations is not a one-time endeavor. It requires close cooperation among all parties concerned, and frequent inspections of site conditions revealed by blasting, blasting parameters, and check measurements, to assure that the equations and conditions remain appropriate.

The author wishes to thank his co-authors (listed in Part II) and express appreciation to Kenneth Townsend, Thomas Pool and Dr. Alfonso Maldonado-Zamora for their review and technical suggestions.

References

1. Bollinger, G. A.: 1971; *Field Vibration Analysis*; Carbondale, Illinois, Southern Illinois University Press.
2. Dobrin, Milton B.: 1960; *Introduction to Geophysical Prospecting*, New York, McGraw-Hill.
3. Leet, L. Don: 1969; *Vibrations from Construction Blasting*, Wilmington, Delaware; Hercules Powder Company.
4. Leet, L. Don: 1971; *Effect of Production Blasting Rock*; Wilmington, Delaware; Hercules Powder Company.
5. Nichols, Harry R.; Johns, Charles E. and Duvall, Wilbur L.: 1971; *Blasting Vibrations and Their Prediction Structures*; Washington, D.C., U.S. Department of Interior, Bureau of Mines, Bulletin 656.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

**RELACION DE LOS PARAMETROS GEOFISICOS MEDIDOS Y LA CALIDAD
DE LA ROCA EN UN SITIO DE CONSTRUCCION**

ROGELIO PEREZ ANGON

AGOSTO, 1985

The following three sections introduce the shear modulus and damping ratio parameters, and summarize the available dynamic field and laboratory tests or methods used to determine their magnitude. Also, the limitations of each test and the adequacy of the procedures and test results obtained are discussed relative to their applicability to site response analyses under earthquake loading conditions. Although not considered to be dynamic soil properties, as such, Poisson's ratio and bulk modulus are discussed in the fourth section, together with methods used to determine the magnitude of these parameters, and typical values for use in response calculations. These parameters have been placed here, because they are used primarily in certain dynamic response prediction models. The final section of this chapter provides general conclusions regarding the present state-of-the-art for the determination of the above-mentioned soil properties.

As a follow-on to the extensive discussion of the determination of the shear modulus and damping ratio in Chapter 4, Chapter 5 summarizes the available data on these two properties for soils determined by these various methods. These data are presented subsequently in a form which can provide a useful guide in the selection of soil characteristics for analysis purposes.

4.1 GENERAL

The stress-strain characteristics for soils are nonlinear and, thus, may broadly influence the response of a site to earthquake-induced cyclic shear loading. In general, successive wave pulses are characterized by shear stress reversals at varying amplitudes and frequencies, as illustrated by the stress records in Fig. 4.1. A single cycle of simple shear loading and unloading produced by an earthquake on a soil deposit, assuming zero initial stress, is thought to follow a curvilinear stress-strain curve having the form of a long, narrow, closed loop (hysteresis loop) as shown typically in Fig. 4.2. Similar loops, obtained in the laboratory by subjecting soils to various types of cyclic axial and torsional shear loading, show not only that soil

CHAPTER 4

DETERMINATION OF DYNAMIC SOIL PROPERTIES

Much progress has been made in recent years in the development of analytical procedures for evaluating the response of soil deposits under earthquake loading conditions. Successful application of these procedures to the determination of ground response in specific cases, however, requires the use of representative soil properties in the analyses. Thus, considerable effort has been directed toward the development or improvement of methods to determine the required dynamic soil properties for use in these analytical procedures. As a result of efforts in the past 40 years to solve other vibration problems involving soils, several field tests and a number of laboratory tests have been developed. Since each test developed could either be designed only to operate within a limited strain range, or had inherent limitations in the apparatus, no one test has been found adequate for fully defining the dynamic properties required for most earthquake vibration problems.

In cases where there are no permanent soil displacements, the response at the ground surface to a specific input motion at depth is determined primarily by the shear modulus and damping of the soil. Also, in the solution of two-dimensional finite element models, the compression (elastic) modulus and either Poisson's ratio or the bulk modulus must be defined. Fortunately, for practical problems the compression modulus varies directly with the shear modulus at comparable levels of strain and, therefore, can be computed by a simple relationship from the theory of elasticity, if Poisson's ratio is known. (See Equation 4.5, described subsequently.) Since the compression and shear modulus can be interchanged by this simple equation, only one of these parameters need be determined. For the purposes of this report, emphasis is placed on the determination of the shear modulus rather than the compression or elastic modulus.

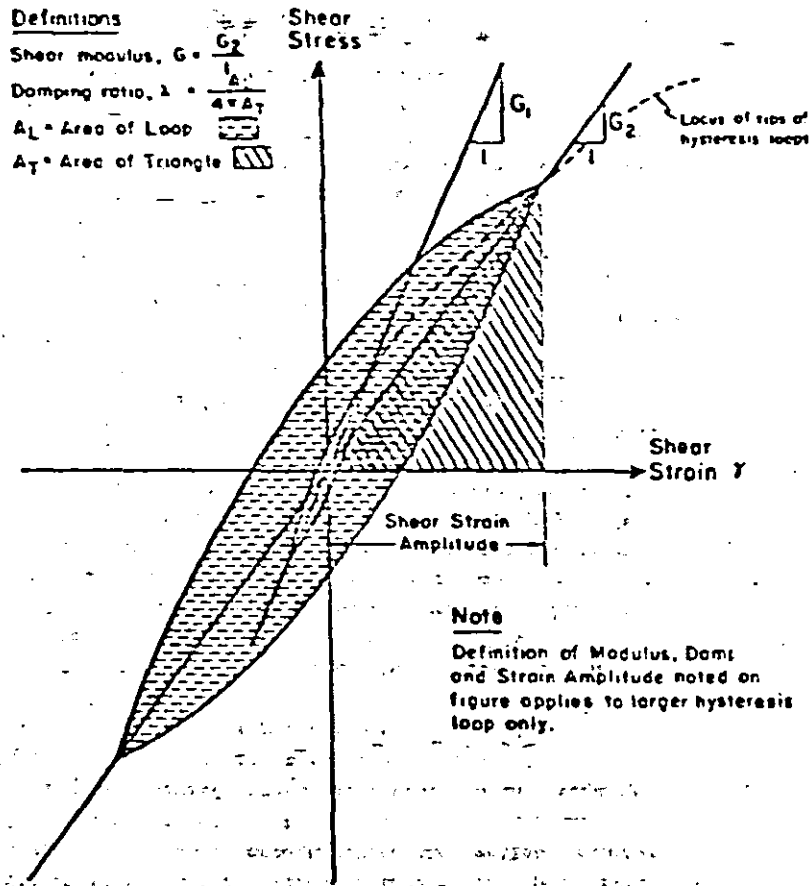


Fig. 4.2 HYSTERETIC STRESS-STRAIN RELATIONSHIPS AT DIFFERENT STRAIN AMPLITUDES.

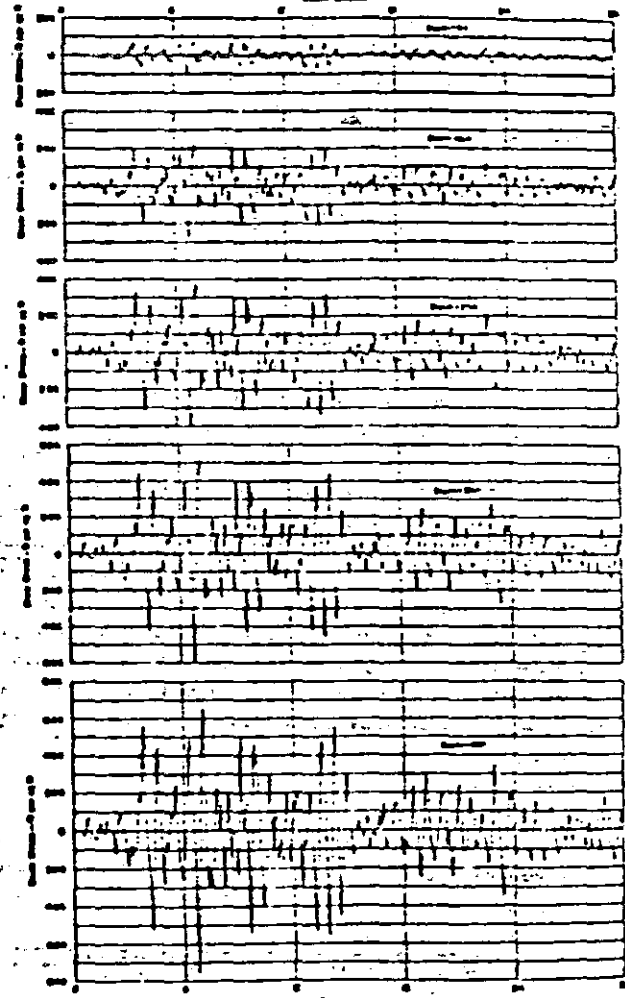


Fig. 4.1 SHEAR STRESS VARIATION DETERMINED BY RESPONSE ANALYSIS FOR THE NIIGATA EARTHQUAKE

(From Seed and Whit, 1967)

From the above discussion, it is apparent that both the shear modulus and damping properties will depend on the magnitude of the strain for which the hysteresis loop is determined, and hence must be evaluated in terms of the induced strain in a soil specimen or soil deposit. Since analytical calculations of response under earthquake loading conditions apply to pre-failure conditions, discussions in the following sections refer to modulus and damping values in terms of stresses and strains prior to failure.

4.2 SHEAR MODULUS

4.2.1 Field Tests

Three field test methods that have been utilized to determine the in situ dynamic shear modulus and its variation with depth are: 1) geophysical tests, 2) surface vibrator tests, and 3) plate bearing tests (See Table 4.1). Sketches of each test procedure are shown in Fig. 4.3. Each method, except the static plate bearing test, consists of propagating low energy waves through a soil deposit and either measuring the shear-wave velocity directly, or deducing it indirectly from frequency and wave length measurements. In an assumed elastic medium, in this case soil, the elastic modulus, E, and the shear modulus, G, can be computed from the velocity of compression (V_c) and shear waves (V_s), using the following relationships:

$$E = \rho V_c^2 \frac{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{(1 - \nu)} \dots \dots \dots (4.2)$$

$$G = \rho V_s^2 \dots \dots \dots (4.3)$$

in which, ρ = mass density, and ν = Poisson's ratio

In the static plate bearing test, a repeated load procedure is employed on an exposed surface of soil, and the compressive load-deformation relationships are directly measured. Using these relationships and theories of stress distribution, the modulus, E, at the surface is first computed by Equation 4.4 and then

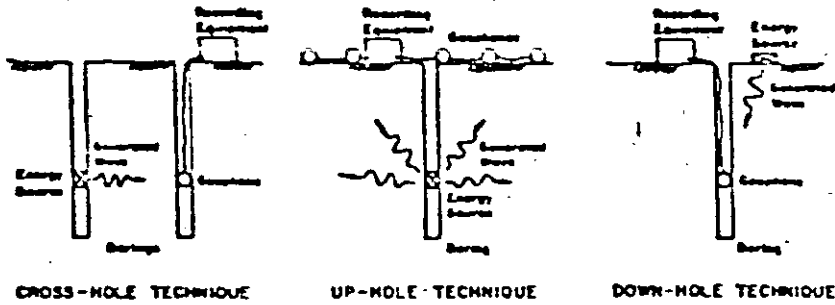
is non-linear but also that it is capable of absorbing a considerable amount of energy, especially at larger levels of strain. At extremely small strains, the fact that the stress-strain characteristics are nearly linear and elastic is also evident.

For ground response analysis, the two dynamic soil properties, shear modulus and damping, as defined in Fig. 4.2 must be determined to fully describe the characteristics of each hysteresis loop for each earthquake wave pulse. The effective shear modulus of the soil controls the velocity of the propagating shear waves and is expressed as the equivalent secant modulus, determined by the slope of a line passing through the ends of the hysteresis loop at the peak stress and strain after each cycle of load. By using this definition for shear modulus, rather than the slope of the actual stress strain curve (tangent modulus), the non-linear system has a parameter consistent with that parameter normally used to define an equivalent linear viscoelastic system. The shear modulus, expressed in this form, can be more easily incorporated into mathematical analyses than other expressions required to define the complex curvilinear loading curve.

The damping ratio provides a measure of the energy absorbing characteristics of a soil. Under earthquake vibratory loading, damping arises primarily from non-linear frictional effects, known as hysteresis, as mineral particles slide upon adjacent particles. The strain energy released during unloading is less than the strain energy stored during loading. Hence, the extent of slippage of individual particles in a soil mass affects the amount of energy absorbed. The greater the movement or straining within the soil below the failure load, the greater is the damping. This property is normally represented by the area inside the hysteresis loop in Fig. 4.2. In treating the non-linear stress-strain characteristic of the hysteresis loop also as an equivalent linear viscoelastic model, the damping ratio, λ is expressed as follows:

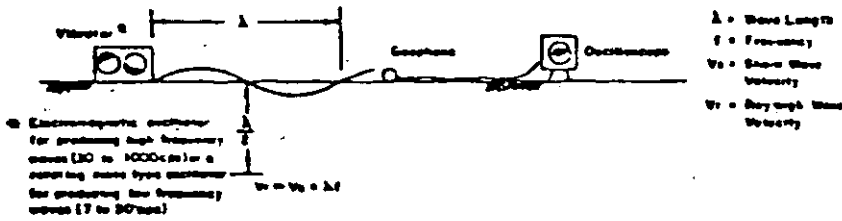
$$\lambda = \frac{A_1}{2 \pi A_2} \dots \dots \dots (4.1)$$

Refer to Fig. 4.2 for meaning of symbols.

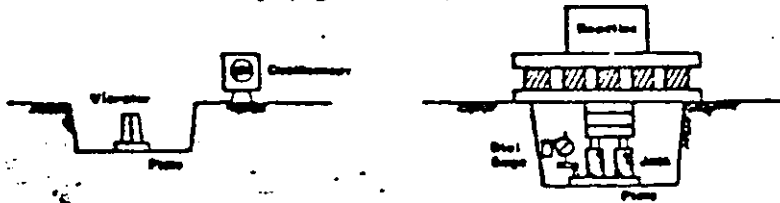


CROSS-HOLE TECHNIQUE UP-HOLE TECHNIQUE DOWN-HOLE TECHNIQUE

b. GEOPHYSICAL TESTS



b. SURFACE VIBRATOR TEST



VIBRATORY TEST

STATIC TEST
(Continuous Load & Unload Test)

c. PLATE BEARING TESTS

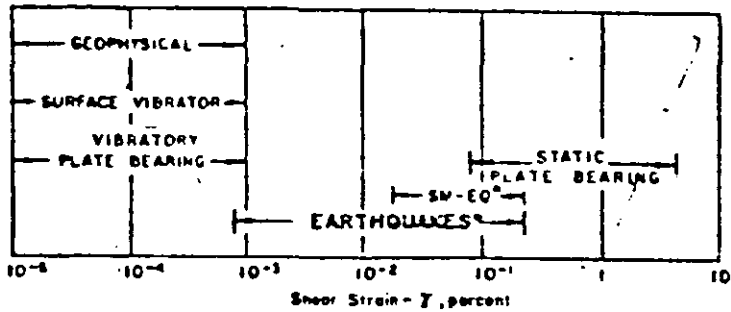
Fig. 4.3 FIELD TESTS TO EVALUATE SHEAR MODULUS

7

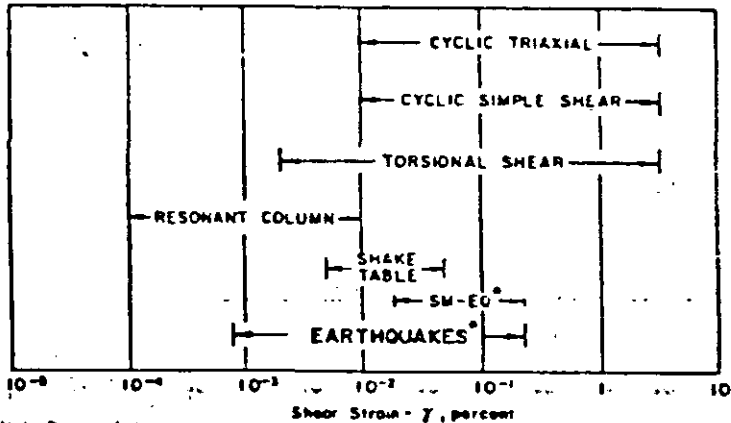
TABLE 4.1 FIELD TESTS TO DETERMINE SHEAR MODULUS IN SITU

Test Method	General Procedure	Approx Strain Range	Reference
1. Geophysical Test	Direct shear-wave velocity measurement w/depths	10^{-3} to 10^{-5}	Swain, J
2. Surface Vibrator Test	Measurement of frequency & wave length of surface waves	10^{-3} to 10^{-5}	Ballard,
3. Plate Bearing Tests	Measure natural frequency of small vibrator	10^{-3} to 10^{-5}	
a. Vibratory Test	Slow repeated load - settlement measurements	0.01 to 5	
b. Static Test			

tests can be performed generally on all soil types



A. FIELD TESTS



B. LABORATORY TESTS

Note: Range of shear strain denoted as "Earthquakes" represents an extreme range for most earthquakes. "SM-EQ" denotes strains induced by strong motion earthquakes.

Fig. 4.4 FIELD AND LABORATORY TESTS SHOWING APPROXIMATE STRAIN RANGES OF TEST PROCEDURES

converted to a shear modulus, G , using Equation 4.5. In both equations, a value must be assumed for Poisson's ratio, ν .

$$E = \frac{P(1-\nu^2)}{r^2 \nu} \dots \dots \dots (4.4)$$

$$G = \frac{P}{2(1+\nu)} \dots \dots \dots (4.5)$$

where r = radius of plate
 w = deformation
 P = load

All of these tests except the static plate bearing test subject the soil to somewhat lower levels of strain (estimated to be between 10^{-3} to 10^{-5} percent) than normally caused by an actual earthquake (see Fig. 4.4). Generally, strains in the soil of less than 10^{-3} percent at typical earthquake motion frequencies (1-5cps) are not noticeable to most persons. These vibration or geophysical field tests do not generally impose the higher strain levels of the order produced by strong motion earthquakes, because the energy sources required to induce such high internal strains are not practical. Thus, the shear moduli determined by these procedures at the lower energy levels generally overestimate the shear modulus of interest to earthquake design. For response calculations, appropriate scaling down of the measured shear modulus obtained from such field tests must therefore be accomplished to obtain more realistic shear modulus values. The static plate bearing test is performed at higher strains, however, the procedure is not readily applicable to earthquake design as discussed subsequently.

a. In-hole Geophysical Tests

In-hole geophysical techniques are the most widely used of the three field tests described to evaluate the in situ shear modulus. In this procedure, a complex pattern of waves is generated by an explosive charge or a hammer, and the time of first arrival of the shear wave traveling through the soil media from the energy source to one or more geophones is measured.

overall mass, potentially resulting in higher computed shear modulus values than actually present.

The other two geophysical techniques (up-hole and down-hole tests) involve generating waves with an impulse source of energy at the surface or at depth in a boring, and measuring the average shear-wave velocity between each geophone and the energy source. In the up-hole technique, the waves are generated at various depths in a boring with geophones located along the ground surface. In the down-hole technique, the waves are generated at the ground surface with the geophones located within the boring. In these techniques, both acceptable procedures, average velocities are recorded for the soil between the energy source and the location of the geophone. Hence, velocities may be determined for different zones or layers in the soil deposit by locating the geophones or energy source at appropriate depths, in conjunction with boring information.

The major difficulty of picking out the first arrival of the S-wave from the P-wave records is satisfactorily resolved in down-hole techniques by reversing the polarity of the source generating the wave pattern. In this process, measurements of the wave pattern using an impulse source of energy (usually a horizontally directed sledge-hammer blow on a firmly embedded post) are made twice. The post is struck first in one direction (i.e., parallel to the ground surface) and then a second time in the same manner, except the blow is made 180 degrees out of phase (i.e., in the opposite direction). By reversing the direction (or polarity) of the energy blow, the shear-wave pattern is recorded in the reverse direction while the compression wave pattern is essentially unchanged, allowing a distinction between the compression and shear wave patterns to be made.

Although the up- and down-hole techniques allow wave types to be separated more rationally than the cross-hole technique, local bore hole effects can also provide equally misleading results. Care must be taken so that these effects do not mask out the wave signals traveling through the soil. For instance, where

The measured shear or S-wave velocity, can be used directly in elastic wave theory to compute the shear modulus (see Equation 4.3). However, faster traveling, compression or P-waves are also generated, in addition to the shear waves, and must be filtered from the wave patterns to delineate the true shear wave velocity. Difficulties in clearly defining the first arrival of the S-wave from the faster P-wave records pose difficulties in interpreting the results of geophysical procedures for evaluating the shear modulus.

One approach that may be considered applicable is to measure the velocity of the easily distinguished P-wave, compute the elastic modulus and convert these values to shear modulus. For foundation design, this procedure is not usually accomplished or accepted because the presence of water in soil (i.e., a water table) greatly influences the velocity of the P-wave measured. The presence of water does not, however, significantly influence the velocity of the shear wave. Thus, in most cases, it is usually preferable to measure the shear-wave velocity directly.

As shown in Fig. 4.3a, three basic techniques are employed in geophysical tests. The first technique (cross-hole technique) involves generating short bursts of energy at various depths in one bore hole and measuring the time of arrival of the induced waves at equivalent depths with geophones in other nearby bore holes. This procedure is commonly utilized and is very useful, especially in the more homogeneous soil deposits.

The more homogeneous and less stratified the soil deposit, the easier it is to delineate shear waves from compression waves since each respective wave is traveling at a relatively uniform velocity. On the other hand, the delineation of waves in thinly bedded or stratified materials is very difficult and their interpretation should be viewed with caution. Not only is a complex pattern obtained from the waves traveling at various velocities, depending upon the competency of each soil layer, but also the first arriving waves may be indicative of the more competent higher velocity layers instead of an average value for the

any particular type of soil and, theoretically, can be conducted to almost any depth that a boring can be advanced. Under practical conditions, however, 200 to 300 feet is rarely exceeded with reliable definition.

Of these techniques, the cross-hole procedure is likely to be more costly because of the additional expense of drilling extra bore holes, although these holes can be planned in the normal foundation investigation to also satisfactorily define the subsurface conditions. Commercially, the approximate cost of performing these tests at appropriate depth intervals (generally about 10 feet) to a depth of about 200 feet, excluding the cost of making the bore holes, is in the order of \$800 per crew day. Approximately 1 to 5 crew days may be required at a particular site for this purpose, although this estimate may vary considerably, depending on specific site requirements.

Equipment for performing these tests is relatively inexpensive and is readily available in the United States. Because of the nature of geophysical explorations, commercial firms specializing in this work maintain a high degree of mobility for moving both personnel and equipment into even the remotest areas, on relatively short notice.

b. Surface Vibrator Test

Another in situ procedure for measuring the shear modulus of all types of soil employs the use of a surface vibrator as developed by the Waterways Experiment Station (WES) in 1963 (refer to Ballard, 1964; Maxwell and Fry, 1967). In this procedure, an electromagnetic oscillator is used at high frequencies of vibration (30 to 1,000 cycles per second, cps) and a rotating mass type oscillator is used for producing low frequencies (below 30 cps). These surface vibrators generate Rayleigh waves which, for all practical purposes at small strains, have a velocity very close to the shear-wave velocity (Kichert, 1960; WES, 1963). The velocity is computed from the wave length measured with geophones along the ground surface (Fig. 4.3b) and the frequency of vibration at the

casing is required in a hole to prevent caving, the velocity and strength of signals traveling through the casing may mask out the slower and weaker signals in the soil. Resolution of such problems in each of the three techniques is, however, routinely overcome by experienced geophysicists.

One shortcoming of all geophysical techniques is that presently used energy sources generate only a single short impulse of energy. This produces one massive radial pattern of waves which is difficult to duplicate, since the magnitude of the energy itself is difficult to couple to the bore hole wall, especially when explosive charges are used. In recent years, the Waterways Experiment Station (WES) has developed a vibropacker system for inducing steady-state polarized shear and compression waves at depth for cross-hole measurements (Ballard and Leach, 1965). While the reported system has apparently been used only in feasibility studies, it shows promise for in situ measurement of shear-wave velocity. One advantage, in addition to its ability to apply a controlled energy source over a period of time, is that this method provides constant coupling of the energy source to the bore hole wall.

Of the three basic geophysical tests, the down-hole and cross-hole techniques, are the two most accepted methods in practical use for determining the in situ shear modulus with depth, although both have different limitations. The choice of one procedure over the other is largely one of preference of the engineer or by the geophysical firm making the measurements. Many engineers involved in design of nuclear power plants have in the past used cross-hole techniques rather than down-hole techniques, possibly because it appears to involve more of the average soil conditions under the site in each measurement, rather than at individual boring locations as in the down-hole technique. Although no known studies have been made comparing the results of the two techniques at given sites, shear-wave velocity measurements (and thus shear moduli) of comparable soil types and conditions using either method are not noticeably different. Such tests are not limited to

times, application of the mathematical relationships appears to be an improved approach, although this method has only been varied in a few tests. For multilayer deposits, especially where data must be determined at significant depths, the assumed interpretation and validity of either approach will probably lead to quite different values of shear modulus. For such conditions, this test is as yet, of doubtful validity.

Equipment for this test is not readily available outside of MTS and a few universities, as the commercial need for this test is limited primarily to vibratory foundation problems, and large construction projects located in seismically active areas. However, even for these purposes, less expensive geophysical procedures have in the past been found to be adequate for determination of the dynamic soil properties in situ, subject to the limitations presented in the previous section. Federal agencies, on the other hand, have had a greater demand for this type of device so that they have needed to evaluate foundation soil behavior in planning facilities for launching spacecraft, radar tracking towers, various heavy weapons, and delicate electronic equipment.

c. Plate Bearing Tests

The modulus of soil can also be determined, under undrained conditions, by either applying slow repeated loads to a small plate and measuring the slope of the load settlement curve, or by determining the resonant frequency of a smaller vibrator placed on the soil in situ. Both of these procedures, shown schematically in Fig. 8.1, allow determination of modulus values for the soil directly beneath the plate. The most undesirable features of these test procedures are the sources of error introduced by seating irregularities, the lack of confinement, the fact that the modulus determined is largely a function of the size of plate used, and they are generally limited to near-surface soil properties. These methods were developed primarily for the design of footings subjected to rocking vibrations, such as those induced

source, using the following equations:

$$V_s = V_z = \lambda f \dots \dots \dots (4.6)$$

where λ = wave length
 f = frequency of vibration

The Rayleigh wave velocity, V_R , measured between adjacent points along the ground, has been assumed empirically to correspond to the velocity through the layer of soil located at an average depth equal to one-half of the wave length. By varying the frequency of the source, and hence changing the wave length, it is then possible to obtain the variation of shear velocity with depth. The low frequency oscillator may be utilized to determine low strain dynamic shear moduli to depths on the order of 100 feet or more, depending upon site conditions and soil materials. Values down to depths of 150 feet may be obtained in materials with higher values of shear modulus.

The fact that the measured velocity at the surface corresponds closely to the shear-wave velocity of the soil at a depth of one-half wave length was first established empirically by studying the properties of pavement subgrades (Heukelom and Foster, 1960). There is, as yet, no rigorous justification to support this conclusion other than by indirect verification. More recent studies with theoretical relationships for layered systems have produced mathematical equations for determining the interfaces between successive layers more accurately than the half wave length concepts (Baladi, 1970). The equations are based on the assumption that each layer within a deposit exhibits a constant velocity. In reality, it is not known whether the velocity determined by this field procedure represents the average velocity of the layer or an average velocity between the ground surface and the computed depth. For relatively homogeneous materials, the half wave length criterion has been shown to give satisfactory modulus results, as a function of depth, when correlated with other field and laboratory procedures performed at equivalent low strain levels. For thick layered materials, where waves are refracted several



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

ECUACION DE LAPLACE

Ing. Jaime Rufiz Reyes

AGOSTO, 1985

Ecuación de Laplace ¹⁰

Partiendo de las ecuaciones de Maxwell.

$$\nabla \times \vec{E} = 0 \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} \quad (2.2)$$

Implica que el campo \vec{E} es irrotacional.

Si tenemos que:

$$\vec{E} = -\nabla V \quad (2.3)$$

y que la ley de Ohm está dada por

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.4)$$

donde σ es la conductividad del medio.

Si el semi espacio no tiene fuentes ni pozos de cargas (a excepción de los electrodos.

A y B) esto implica que

$$\nabla \cdot \vec{J} = 0 \quad (2.5)$$

Combinado (2.4) y (2.5)

$$\nabla \cdot \vec{J} = \nabla \cdot (\sigma \vec{E}) = 0$$

y puesto que la conductividad es una constante

$$\nabla \cdot \vec{J} = \sigma \nabla \cdot \vec{E} = -\nabla \cdot \nabla (V) = -\nabla^2 V = 0$$

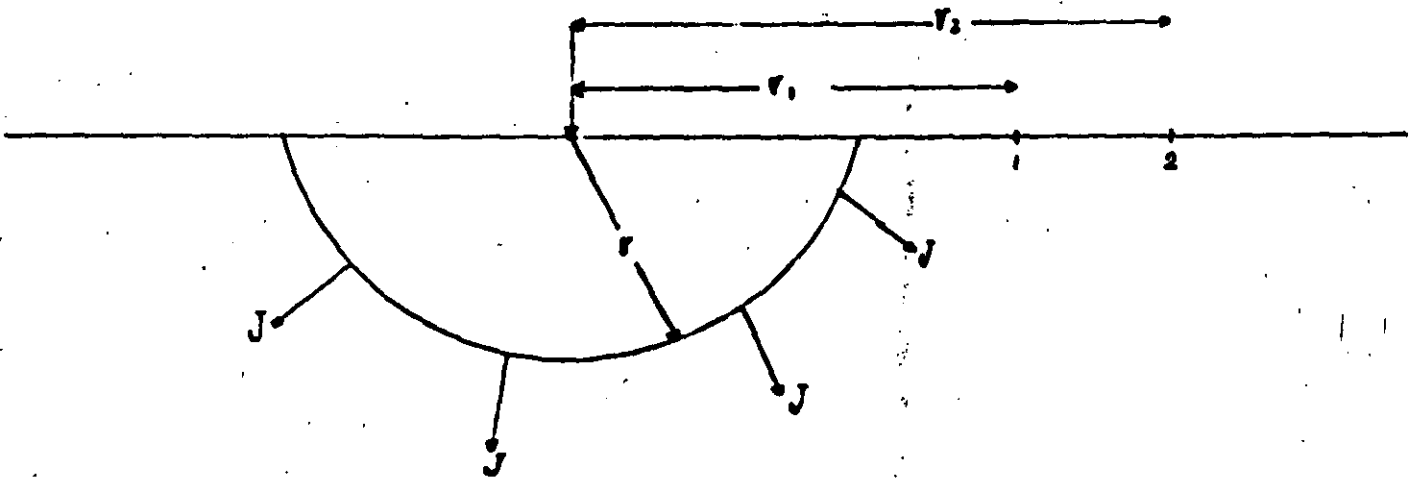
o finalmente

$$\boxed{\nabla^2 V = 0} \quad (2.6)$$

que es la ecuación de laplace



[2.1] Espacio semi infinito con dos electrodos.



[2.2] Hemisferio con centro en uno de los electrodos.

Expresión del Potencial para medios homogéneos

considerando la figura [2.2]

la corriente estará dada por

$$I = \int_s \vec{J} \cdot \vec{n} \, dA = J \, 2\pi r^2 \quad (2.7)$$

Considerando (2.7) y (2.4)

$$|E| = \frac{I}{\pi \, 2\pi r^2} = \frac{I \rho}{2\pi r^2}$$

La diferencia de potencial entre dos puntos cualquiera está dada por

$$V_{12} = - \int_1^2 \vec{E} \cdot d\vec{l} = - \frac{I \rho}{2\pi} \int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r^2} = \frac{I \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

Si $r_2 \rightarrow \infty$

$$V_1 = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{r^2}$$

y como el potencial es aditivo

$$V = \frac{\rho}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{I_i}{r_i}$$

Expresión del potencial para medios estratificados

Condiciones de frontera para la solución de la ecuación de LAPLACE.

a).- El potencial es continuo a través de las interfaces de los estratos

b).- La componente normal de la densidad de corriente es también continua a través de las interfaces.

c).- En la superficie $\frac{\partial V}{\partial z} = 0$

d).- El potencial tiende a cero a grandes distancias de los electrodos

La ecuación de Laplace en coordenadas cilíndricas es:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0$$

La solución de esta ecuación tiene la forma

$$V(r, z) = R(r) Z(z)$$

La solución final aplicando las condiciones de frontera es

$$V_1 = \frac{I}{2\pi} \int_0^{\infty} +(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad 2.21$$

Función de resistividad aparente para un arreglo

SCHLUMBERGER.

Para el arreglo Schlumberger la resistividad está dada por:

$$\rho_a = -\pi \left(L^2 - \frac{a^2}{4} \right) \frac{\Delta V}{I a}$$

Como $a \ll L$

$$P_a = -\frac{\pi L^2}{I} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{a}$$

Pero $\lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{a}$ es el gradiente de potencial lo cual es igual al campo eléctrico.

$$P_a = \pi L^2 \frac{E}{L} \text{ donde } E = -\frac{\partial V}{\partial r}$$

donde r es la distancia variable (L o $a/2$)

Sustituyendo la expresión del potencial para medios estratificados

$$\begin{aligned} P_a &= -\frac{\pi r^2}{I} \frac{\partial}{\partial r} \left[\frac{2I}{2\pi} \int_0^\infty + (\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \right] \\ &= -r^2 \int_0^\infty + (\lambda) \frac{\partial J_0(\lambda r)}{\partial r} d\lambda \end{aligned}$$

como $\frac{\partial J_0(\lambda r)}{\partial r} = -J_1(\lambda r)$

La función de resistividad aparente quedara

$$\rho_a = r^2 \int_0^{\infty} t(\lambda) J_1(\lambda r) d\lambda$$

ρ_a función de resistividad aparente

$t(\lambda)$ función de transformación de resistividad

$J_1(\lambda r)$ = función Bessel de primer orden

Metodo de GHOSH

haciendo

$$x = Lnr \quad y = \ln(1/\lambda)$$

tenemos

$$\rho_a = \int_{-\infty}^{\infty} t(y) I(x-y) dy \quad (4.11)$$

donde

$$I(x) = J_1(e^x) e^{2x}$$

La ecuación anterior es una integral de convolución que puede escribirse

$$\rho_a(x) = T(x) * I(x)$$

Función de Transformación de resistividad

$$T_{n-1} = \rho_{n-1} \frac{1 + k_{n-1} \exp(-2d_{n-1}\lambda)}{1 - k_{n-1} \exp(2d_{n-1}\lambda)}$$

$$k_{n-1} = \frac{\rho_{n-1} - \rho_n}{\rho_{n-1} + \rho_n}$$

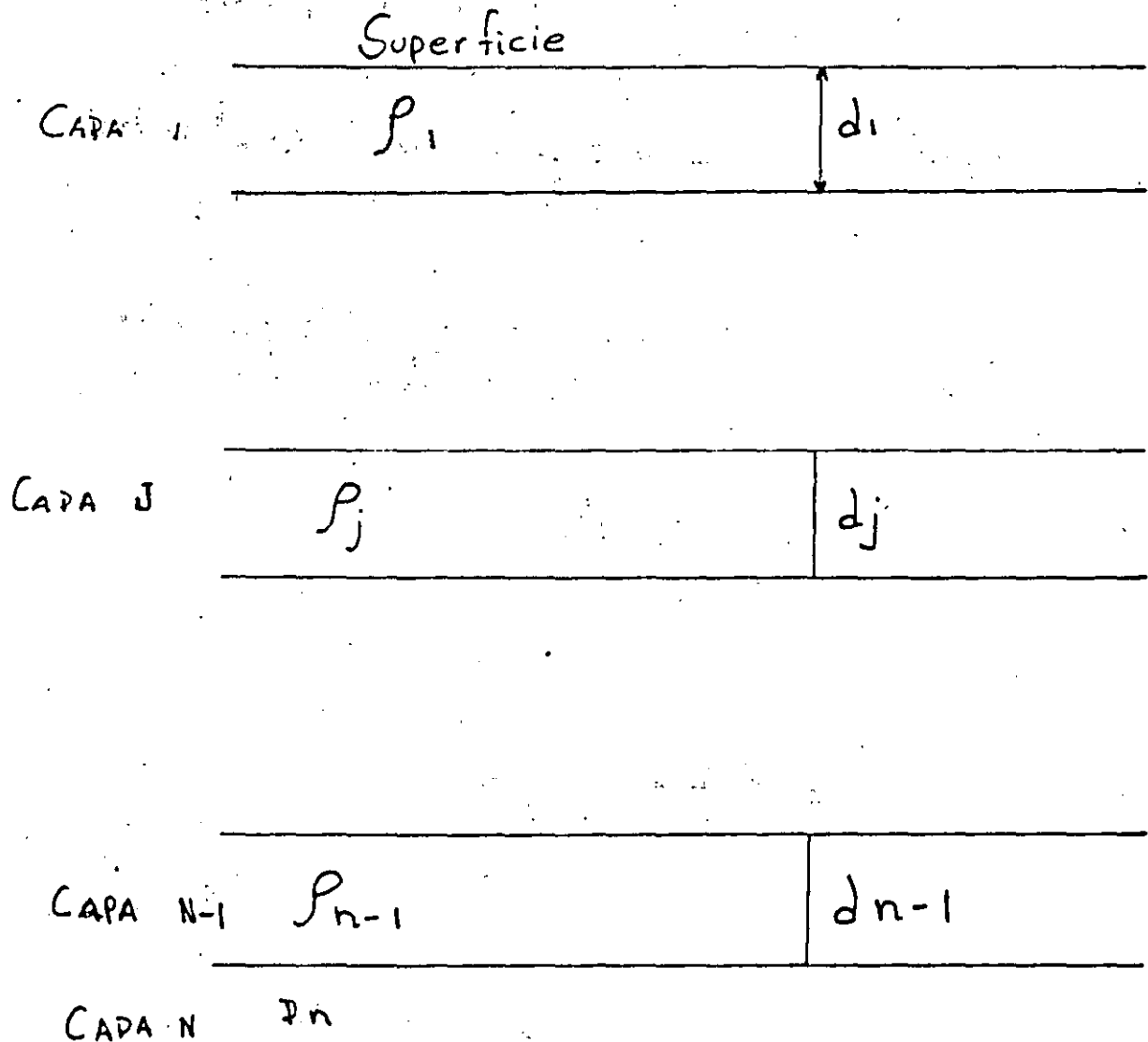
$$T_j = \frac{W_j + T_{j+1}(\lambda)}{1 + W_j T_{j+1}(\lambda) / \rho_j^2}$$

$$J = N-2, N-3, \dots \\ \dots 2, 1$$

$$W_j(\lambda) = \rho_j \frac{1 - \exp(-2d_j\lambda)}{1 + \exp(-2d_j\lambda)}$$

$$T = T_1(\lambda)$$

Sistema Estratigrafico



$$T_{n-1}(\lambda) = p_{n-1} \frac{1 - p_{n-1} \exp(-\lambda d_{n-1})}{1 - k_{n-1} \exp(-\lambda d_{n-1})}$$

20

$$k_{n-1} = \frac{p_{n-1} - p_n}{p_{n-1} + p_n}$$

$$T_j(\lambda) = \frac{W_j(\lambda) + T_{j+1}(\lambda)}{1 + W_j(\lambda) T_{j+1}(\lambda) / p_j}$$

$$W_j(\lambda) = \int_0^{\infty} \frac{1 - \exp(-\lambda d_j)}{1 - \exp(-\lambda d_j)} p_j \exp(-\lambda t) dt$$

$p_1 = 10$ $T_1 = 5$ $H_1 = 5 = d_1$
 $p_2 = 500$ $T_2 = 55$ $H_2 = 50 = d_2$
 $p_3 = 10$

$$p_{\text{para}}(\lambda) = 1$$

$$k_{(n-1)} = \frac{500 - 10}{500 + 10} = \frac{490}{510} = .96$$

$$T_2 = 55 \frac{1 + .96 \exp(-2 \cdot 50 \cdot 1)}{1 - .96 \exp(-2 \cdot 50 \cdot 1)} = 820$$

$$W_1 = 10 \frac{1 - \exp(-2 \cdot 5 \cdot 1)}{1 + .96 \exp(-2 \cdot 5 \cdot 1)} = 10$$

$$T_1 = \frac{10 + 820}{1 + \frac{10 \cdot 820}{10}} = \frac{830}{1 + \frac{820}{10}} = \frac{830}{1 + 82} = \frac{830}{83} = 10.0000$$

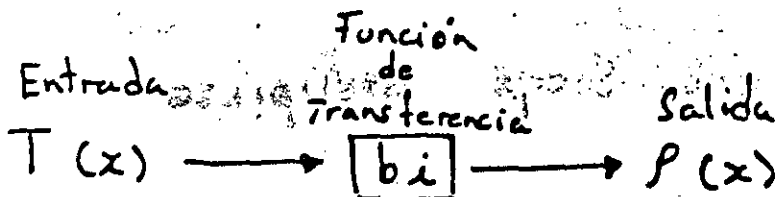
Calculo de los coeficientes del filtro

$$\Delta f_a(x) = \frac{e^{3x}}{(1+e^{2x})^{1/2}} \longleftrightarrow G(f)$$

$$\Delta T(y) = \frac{e^{-y} + e^{-2y}}{15 e^{-y}} \longleftrightarrow F(f)$$

$$H(f) = \frac{F(f)}{G(f)} \longleftrightarrow b$$

Convolution



Convolution Numerica

$$P_a = \sum_i b_i T_{m-i}$$

$$m = 0, 1, 2, \dots$$

b_i = coeficientes del filtro

T_{m-i} = Muestras de la función de transformación de resistividad.

RESISTIVIDADES

R(1.00)= 10.00
 R(2.00)= 500.00
 R(3.00)= 10.00

PROFUNDIDADES

T(2.00)= 5.00

T(3.00)= 55.00

$$\lambda_{in} = \frac{1}{.00464} \times 1.1396$$

I(x) T(x)

6A	.000318	10	$\lambda = 245.51$
6B	.002072	10	
612	-.004878	10	
611	.01125	10	
610	-.02521	10	
69	.05812	10	
68	-.1436	10	
67	.393	10	
66	-1.1324	10	
65	2.7044	10	
64	-3.4507	10	
63	.4248	10	
62	1.1817	10	.0000000004
61	.6194	10	.0000010452
60	.2374	10	.0002159935
6-1	.08688	10	.008165239
6-2	.0235	10	.0973960433
6-3	.01284	10	.5371369799
6-4	-.001198	11	.7978906366
6-5	.003042	14	.4014454276
		18	.876686954
		25	.8424912422
		36	.0715743008
		50	.3550660094
		68	.8119199036
		89	.3060319313
		105	.855044595
		110	.734289833
		101	.580911231
		84	.0081277493
		65	.3365139173
		49	.5769367678
		37	.6483736354
		29	.0846000948
		23	.0932291855
		18	.9546287114
		16	.114076043
		14	.1708493362

$\rho_a(x)$ (x)

RHOap	AB/2
10.02	1.00
10.07	1.47
10.21	2.15
10.63	3.16
11.76	4.64
14.42	6.81
19.55	10.00
27.79	14.68
39.60	21.54
55.69	31.62
76.48	46.42
100.96	68.13
124.76	100.00
138.69	146.78
131.20	215.44
98.25	316.23
54.30	464.16
23.39	681.29
12.41	1000.00

SONDEO ELECTRICO

24

C.F.E.

campo _____ cota s.n.m. _____ fecha _____

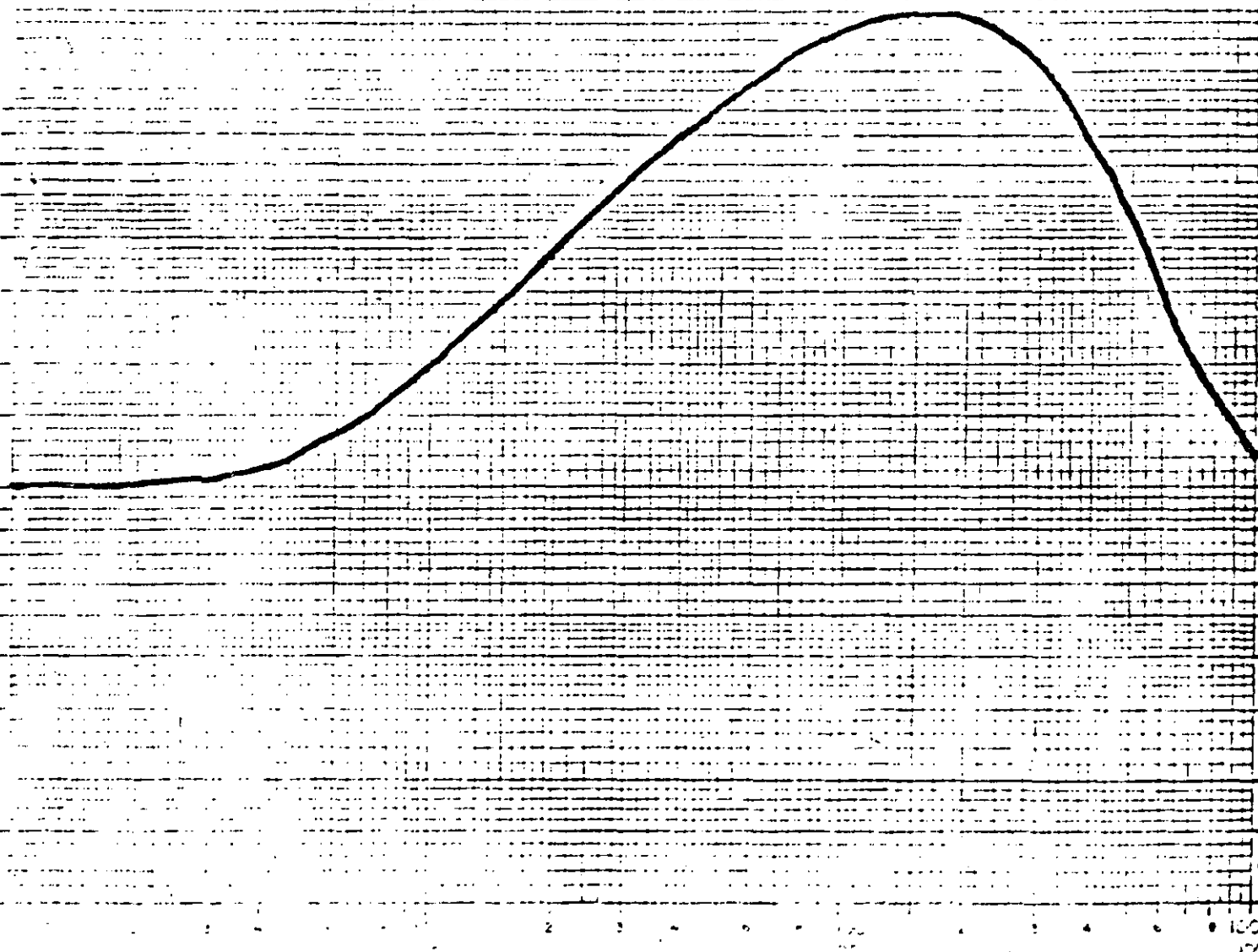
línea _____ ubicación _____ operador _____

número _____ observaciones _____

$P_1 = 10$ $E_1 = 5$ $H_1 = 5$

$P_2 = 500$ $E_2 = 50$ $H_2 = 55$

$P_3 = 10$





**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

**TOPICOS SOBRE LA APLICACION DEL METODO SISMICO EN LA
GEOTECNIA; CROSS - HOLE CROSS - ADIT.**

JAIME ALBERTO RUIZ REYES

AGOSTO, 1985

METODOS SISMICOS DE POZOS EN INGENIERIA CIVIL.

Comisión Federal de Electricidad

Jaime A. Ruiz Reyes.

RESUMEN.

Algunas experiencias tenidas con la aplicación de técnicas sísmicas de pozos: Crosshole, Uphole y Downhole, así como los registros de pozos: Sónico y Densidad, han dado por resultado una evaluación más confiable de la velocidad sísmica en rocas y materiales no consolidados dentro de los estudios preliminares o durante la construcción de grandes centrales eléctricas. Al mismo tiempo, el empleo de estos métodos permite reconocer horizontes relativamente delgados a cualquier profundidad, gradientes e inversiones de velocidad sísmicas, lo cual generalmente no es detectable mediante la exploración convencional con refracción sísmológica.

En circunstancias favorables ha podido registrarse también a las ondas sísmicas transversales y calcular las propiedades dinámicas más importantes, estimándose adicionalmente el módulo estático de deformabilidad (Young) para las rocas y los módulos estáticos de elasticidad (Young) y corte para los materiales no consolidados, a partir de relaciones experimentales de varios autores.

INTRODUCCION.

Cada uno de los tres métodos sísmicos de pozos: el Down-hole, el Up-hole y el Cross-hole tienen ventajas y desventajas en su aplicación encaminada al conocimiento de las características mecánicas dinámicas del medio estudiado. Con el método Down-hole se puede polarizar la energía sísmica que crea las ondas transver-

sales, mediante el uso de martillos, pero se tienen los inconvenientes de que esta energía es reducida y que con frecuencia el acople entre el objetivo donde se golpea y el terreno es difícil por lo cual la profundidad de investigación es reducida también. Con el método Up-hole mediante fuentes explosivas es imposible polarizar la energía, pero el reconocimiento de las ondas transversales puede lograrse si los geófonos de componente horizontal son colocados en arreglos adecuados (de acuerdo con Lüdeling, — 1976). En el método Cross-hole el análisis de la información se puede hacer en forma más precisa que en los métodos anteriores, — si los pozos de tiro y recepción no están muy separados entre — sí; el problema básico aquí radica en el reconocimiento de las — ondas transversales.

El registro sónico de densidad tiene la desventaja en ingeniería civil de que la zona estudiada se reduce a la pared del pozo.

Aprovechando las ventajas de los métodos Up-hole y Cross-hole y tratando de abolir sus desventajas, se propone la aplicación simultánea de ambos métodos aprovechando el hecho de que los sismógrafos utilizados en geofísica generalmente cuentan con doce canales y que las adaptaciones que hay que hacer al equipo para la interconexión de los diferentes tipos de geófonos son mínimas.

OBJETIVOS Y ALCANCE

El objetivo básico de la utilización de los métodos sísmicos de pozos radica en el análisis del comportamiento mecánico dinámico de una zona en donde habrán de construirse obras civiles de importancia, ya sea que vayan a estar sujetas a riesgo sísmico o que alberguen en su interior maquinaria capaz de producir vibraciones de magnitud importante.

El análisis del comportamiento dinámico del sistema suelo-obra civil requiere del conocimiento de los módulos elásticos dinámicos del terreno " in situ ". Para la obtención de estos módulos

los métodos sísmicos de pozos constituyen, hasta el momento, la técnica más adecuada.

La aplicación más importante de esta metodología en la ingeniería civil se encuentra actualmente en la construcción de presas hidroeléctricas y plantas nucleoeeléctricas, donde las normas de construcción exigen el análisis dinámico del sitio con el objeto de calcular el riesgo sísmico y los efectos de las vibraciones en el terreno.

Esta combinación de Cross-hole y Up-hole puede ser utilizada también en la evaluación de las compactaciones de materiales no consolidados que en ocasiones se llevan a cabo en los sitios de construcción de grandes obras civiles.

METODOLOGIA GENERAL DE CAMPO

Dentro de las posibles configuraciones de campo se ha escogido, para los fines de la Comisión Federal de Electricidad, el arreglo mostrado en sección esquemática en la Figura 1.

Para lograr la recepción simultánea de la señal en todos los geófonos, se requiere de la fabricación de una caja de interconexión que acepte las señales de los dos geófonos de pozo y del cable sísmico que contiene los seis geófonos horizontales de Up-hole.

Para producir la señal se arma una cadena especial de estopines-sismográficos, la cual es introducida en el pozo de tiro, permitiendo hacer las explosiones a las profundidades requeridas.

(Figura No. 1).

Una vez colocado el arreglo de geófonos se procede a hacer los disparos de abajo hacia arriba, obteniéndose los siguientes tiempos de travesía de las ondas:

4

BATERIA

SISMOGRAFO

DETONADOR

INTERCONECTOR

CABLE

GEOFONOS

SUPERFICIALES

ONDAS SISMICAS DE

NIVEL FREATICO

UPHOLE

ONDAS SISMICAS DE
GEOFONOS DE TRES COMPONENTES

CROSSHOLE

CADENA DE FUENTES EXPLOSIVAS

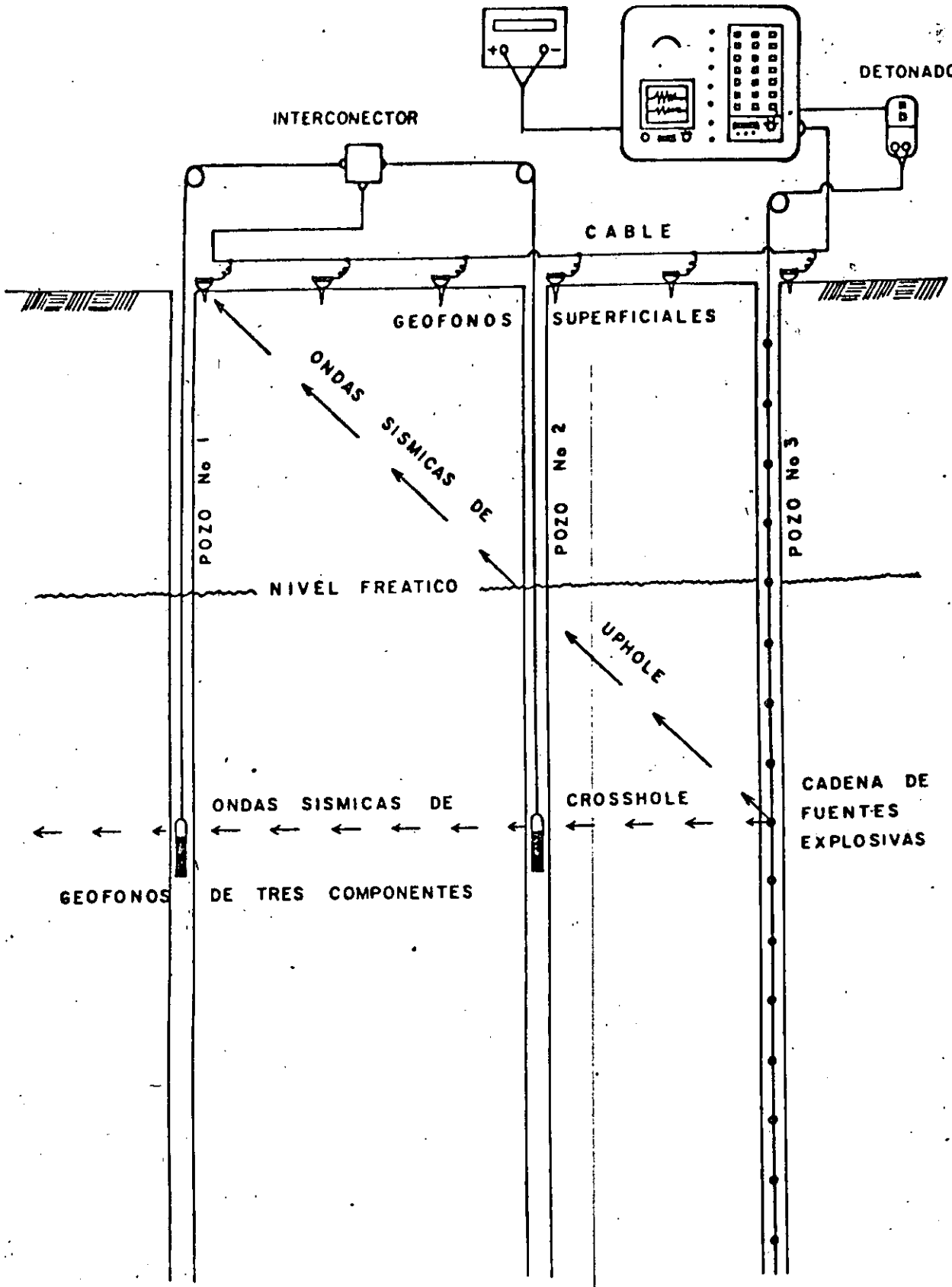


FIGURA No.1

SECCION ESQUEMATICA DEL ARREGLO COMBINADO
CROSSHOLE—UPHOLE—MEISSNER

- 1.- Tiempo de travesía horizontal del punto de tiro al primer geófono de pozo ----
(Cross-hole)
- 2.- Tiempo de travesía desde el punto de tiro al segundo geófono de pozo -----
(Cross-hole)
- 3.- Diferencia de tiempo de travesía entre los dos casos anteriores (Cross-hole)
- 4.- Seis tiempos de travesía oblicua entre el punto de tiro y cada uno de los geófonos horizontales colocados en la superficie (Up-hole y Meissner)

El análisis de estos tiempos de travesía requiere de correcciones a los datos, las que implican que se conozcan las distancias reales entre el punto de tiro y los puntos de recepción para cada estación hecha en los pozos. Es por esta razón que se hace necesario correr previamente, en los tres pozos del arreglo, registros de desviación de pozos y obtener la nivelación topográfica de las tres bocas de los mismos. (Figura No. 2)

PROCESADO DE DATOS

El cálculo de las distancias reales (Figura No. 3) entre los pozos de Cross-hole se realiza mediante la expresión:

$$d = \sqrt{r_A^2 + r_B^2 + r_O^2 - 2 r_A r_B \cos(\phi_B - \phi_A)}$$

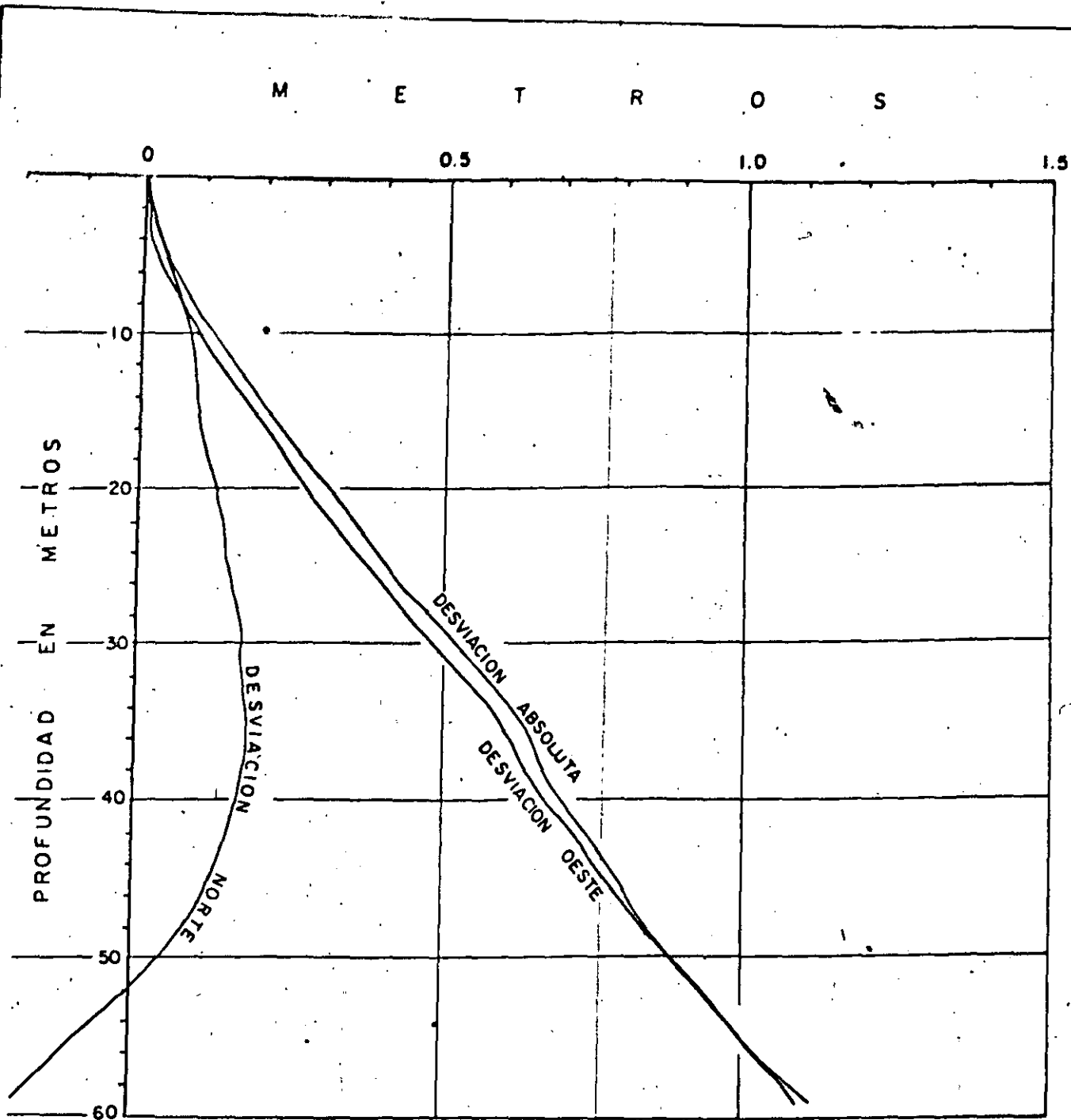


FIGURA No. 2

CURVAS DE DESVIACION DEL POZO 18-A
DEL REGISTRO DE VERTICALIDAD, CAZONES, VER.

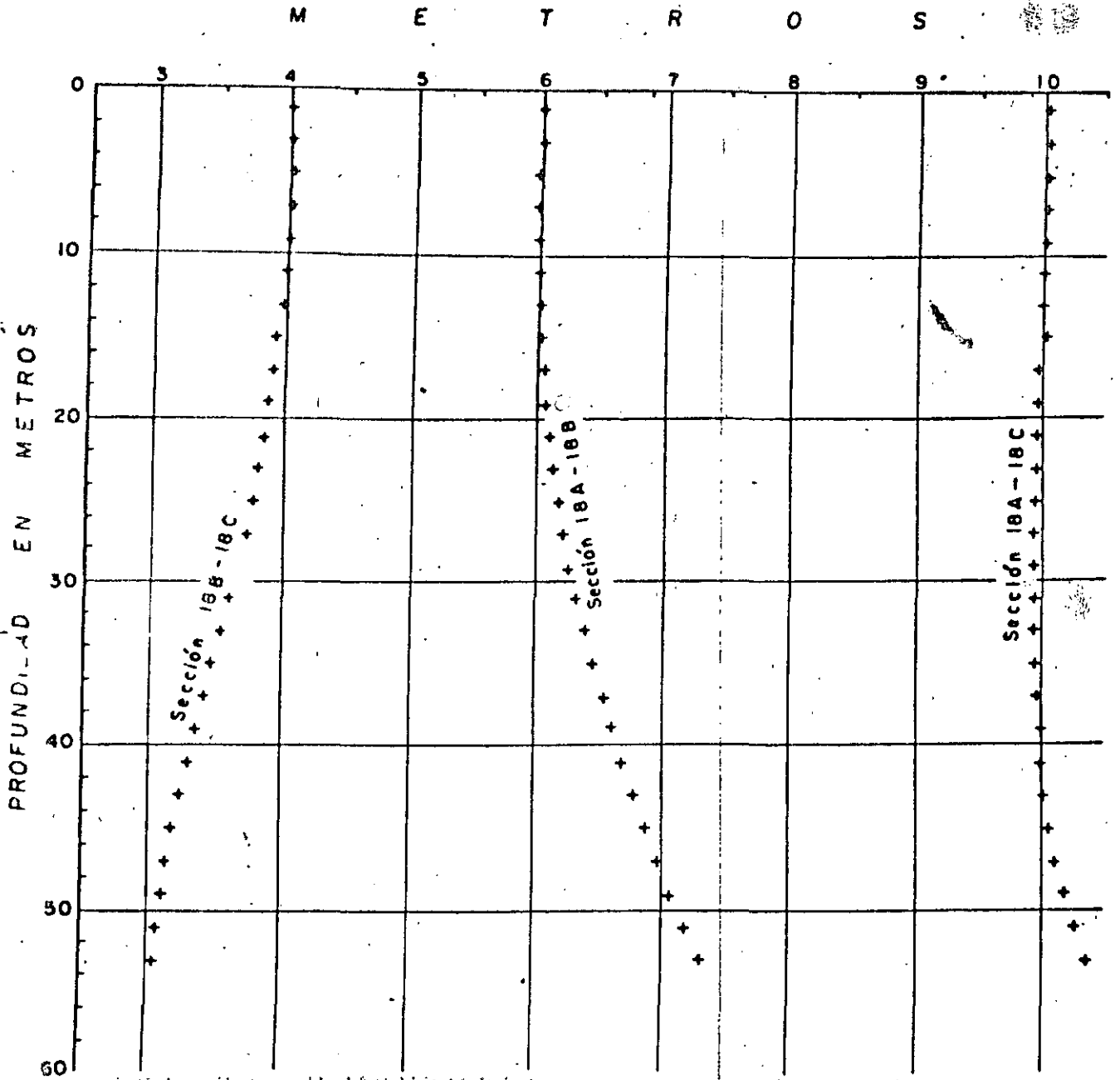


FIGURA No. 3

DISTANCIAS HORIZONTALES CORREGIDAS ENTRE POZOS DE CROSSHOLE, CAZONES, VER

$$- 2 r_A r_O \cos (\phi_O - \phi_A) + 2 r_B r_O \cos$$

$$(\phi_O - \phi_B) + (z_B - z_A + z_O)^2)^{1/2}$$

siendo r_A , ϕ_A y z_A las coordenadas cilíndricas de un punto del pozo A con respecto a la boca del pozo A; r_B , ϕ_B y z_B las coordenadas cilíndricas de un punto del pozo B con respecto a la boca del pozo B; r_O , ϕ_O y z_O las coordenadas cilíndricas de la boca del B con respecto a la boca del pozo A. En los dos primeros casos, las ternas de datos son proporcionadas directamente por el registro del inclinómetro en su opción de cómputo.

Por otro lado, en la técnica de Up-hole, los tiempos observados (Figura No. 4) son reducidos a tiempos verticales a partir de la relación:

$$t_v = t_o \cos \left(\tan^{-1} \frac{x}{h} \right)$$

donde t_o es el tiempo observado de trayectoria oblicua, x es la distancia horizontal (offset) pozo - detector y h es la profundidad de la fuente utilizada. Los tiempos verticales son graficados contra la profundidad (dromocrónicas) para determinar las velocidades sísmicas, ya sea compresional o transversal, y detectar otros rasgos interesantes en la columna investigada.

En el procedimiento del arreglo Meissner, los tiempos observados son configurados en una malla de distancia horizontal contra profundidad para analizar el comportamiento de las curvas isocronas (Figura No. 5)

TIEMPO EN MILLISEGUNDOS

9

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100

PROFUNDIDAD EN METROS

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

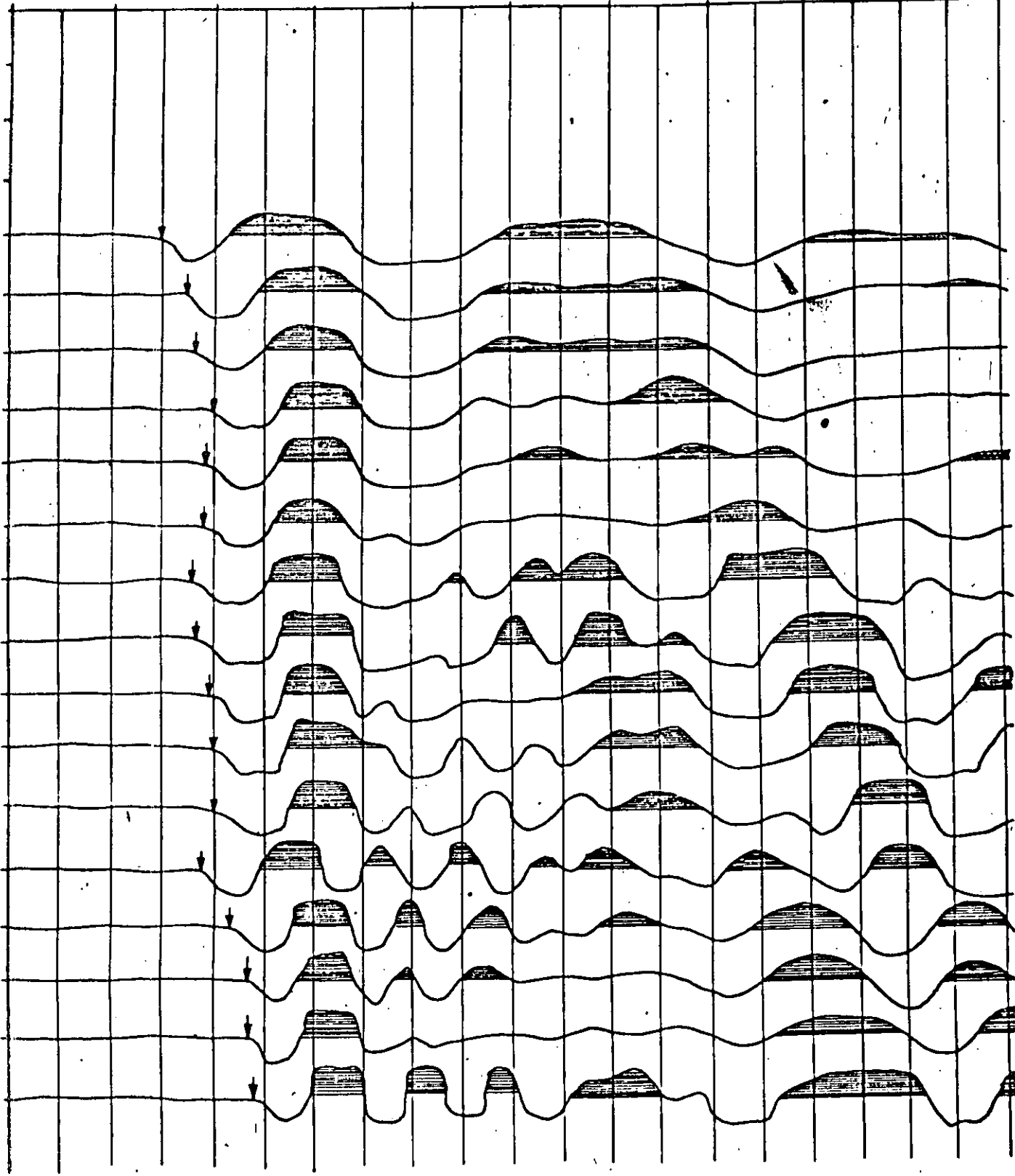


FIGURA N. 4

SISMOGRAMA Z-T DE UPHOLE CON UN OFFSET DE 1m,
SITIO N. 2, P. H. PEÑITAS, CHIS.

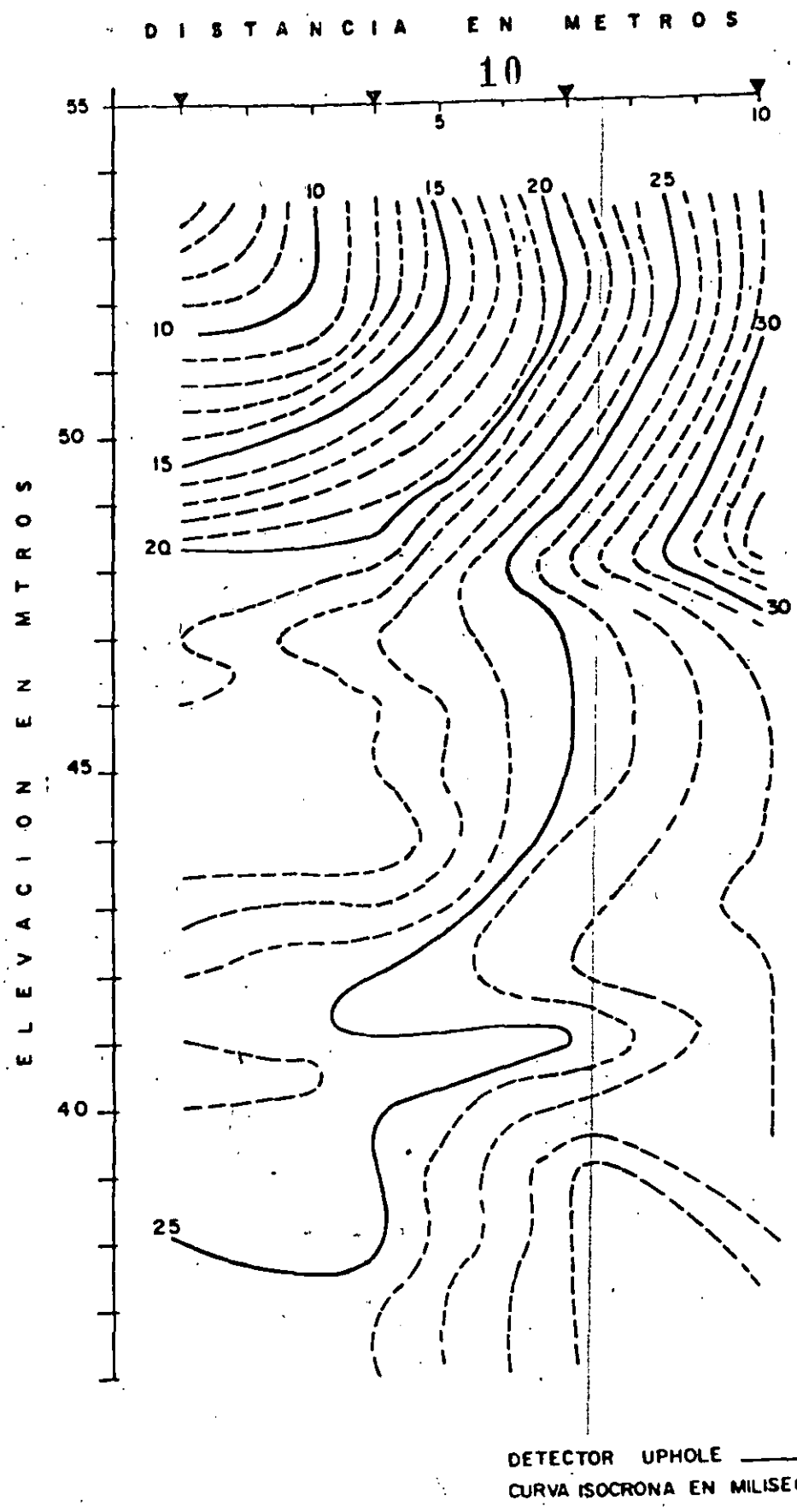


FIGURA N. 5

CONFIGURACION DE TIEMPOS OBSERVADOS CON ARREGLO MEISSNER, SITIO N. 3, P. H. PEÑITAS, CHIS.

Cuando en el Up-hole se consigue obtener registros (sísmogramas) y dromocrónicas de ondas transversales, los resultados de velocidad compresional son utilizados conjuntamente para determinar los parámetros elásticos dinámicos del medio:

$$\sigma = \frac{0.5 v_p^2 - v_s^2}{v_p^2 - v_s^2}$$

RELACION DE POISSON

$$G = \rho v_s^2$$

MODULO DE CORTE

$$E = 2 (1 + \sigma) G$$

MODULO DE YOUNG

$$K = \frac{E}{3 (1 - 2\sigma)}$$

MODULO DE COMPRESIBILIDAD

SITIOS ESTUDIADOS

1.- P.N. Cazones, Ver. En el área del Proyecto Nucleoeléctrico Cazones se practicó la técnica combinada Cross-hole, Up-hole y Meissner para la determinación de la columna de velocidades sísmicas; el análisis de la anisotropía entre las transmisiones horizontal y vertical de las ondas sísmicas; la estimación de parámetros elásticos de las rocas atravesadas. La investigación se realizó principalmente en una limolita calcárea de edad terciaria en pozos de aproximadamente 60 metros de profundidad con intervalos de observación de 1 m.

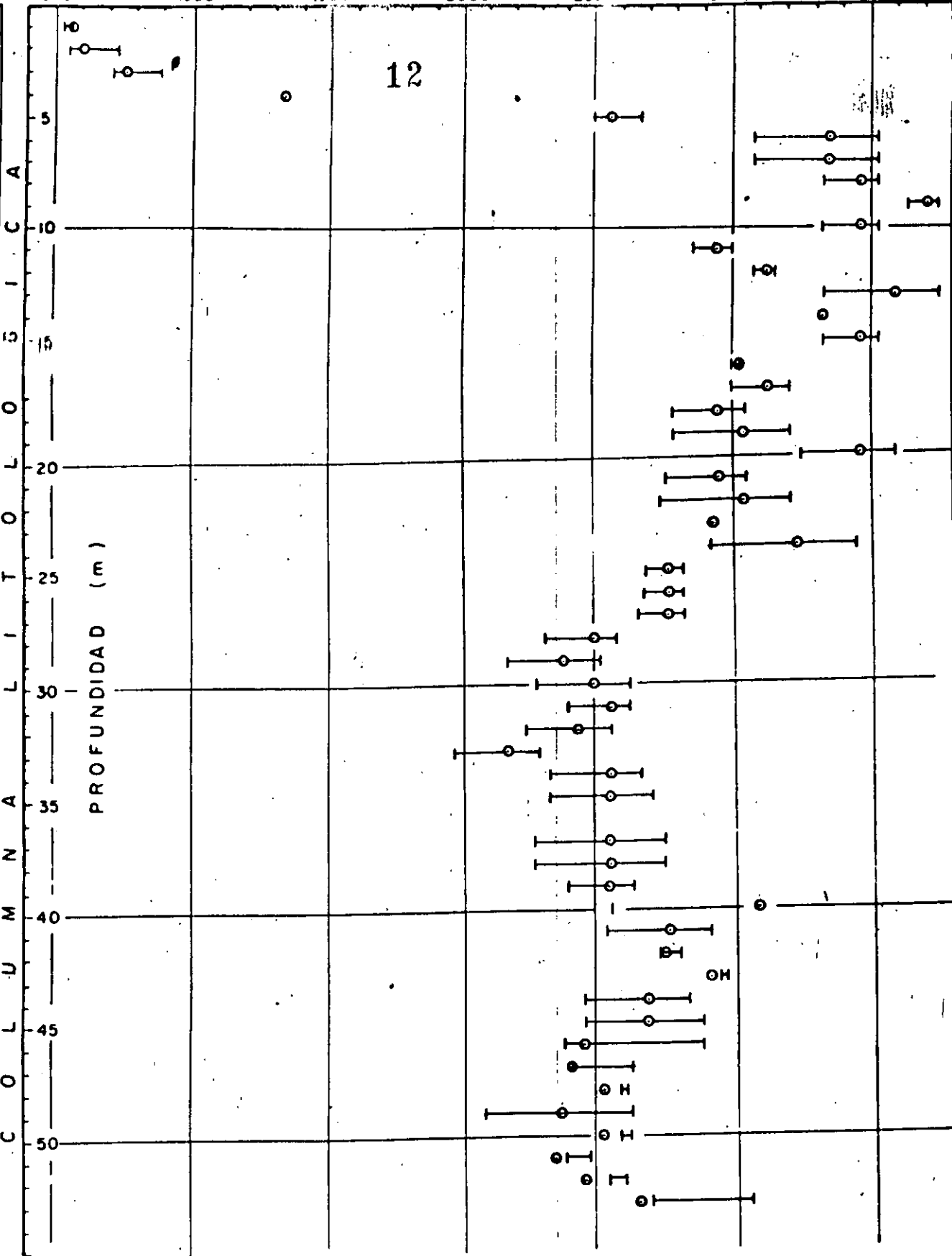
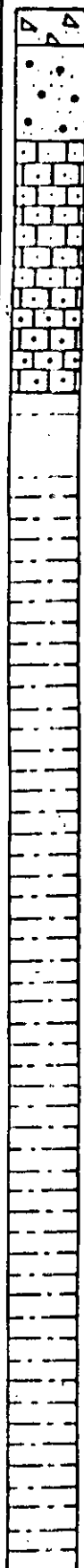
El resultado de estos trabajos encuentra un gradiente negativo (disminución de la velocidad con la profundidad) a lo largo de unos 30 metros de la limolita (Figura No. 6), una importante anisotropía entre las direcciones vertical y horizontal de la transmisión de ondas sísmicas y un módulo estático de elasticidad de 29 y 24 ton/cm² para esta roca, determinados a través de las

VELOCIDAD COMPRESIONAL (m/seg)

500 1000 1500 2000 2500 3000 3500

12

PROFUNDIDAD (m)



○ VALOR OBTENIDO POR MINIMOS CUADRADOS DESPRECIANDO LA DESVIACION DE POZOS

FIGURA N. 6

VELOCIDADES DE TRAYECTORIA HORIZONTAL (CROSSHOLE), AREA DE REACTOR, CAZONES, VER.

correlaciones experimentales de Roussel (1968), las cuales resultan superiores en 45 y 20%, respectivamente, al valor de módulo de deformabilidad obtenido de los ensayos de laboratorio.

2.- P.H. Peñitas, Chis. Uno de los sitios en donde se ha aplicado esta técnica es el Proyecto Hidroeléctrico Peñitas en el Edo. de Chiapas, en donde el objetivo ha sido doble; primero conocer las características mecánicas dinámicas en el área de construcción de la cortina y de la casa de máquinas y segundo, se trata de evaluar actualmente la efectividad del método de compactación dinámica aplicado en el aluvión del área de la cortina; para este objetivo el método se aplica antes y después de la compactación. Los métodos clásicos de evaluación de esta compactación mediante penetrómetros presenta serias dudas en su validez debido a la heterogeneidad de los materiales que constituyen el aluvión.

En este estudio la alta saturación de los aluviones modifica en forma determinante el valor de la velocidad compresional. (Figura No. 7), por lo que los módulos obtenidos con este método, excepto el módulo de corte, se toman con mucha reserva.

CONCLUSIONES

A medida que se gane experiencia en otros sitios y se implementen dispositivos de campo e instrumentos más adecuados, las técnicas sísmicas de pozos constituirán una herramienta imprescindible en todo proyecto de ingeniería civil, a la vez que podrán encontrarse diversidad de aplicaciones en este mismo campo. La divulgación de este tipo de trabajos y sus ventajas es hasta ahora muy reducida, por lo cual su inclusión en publicaciones y congresos a nivel nacional permitirá alcanzar los anteriores propósitos.

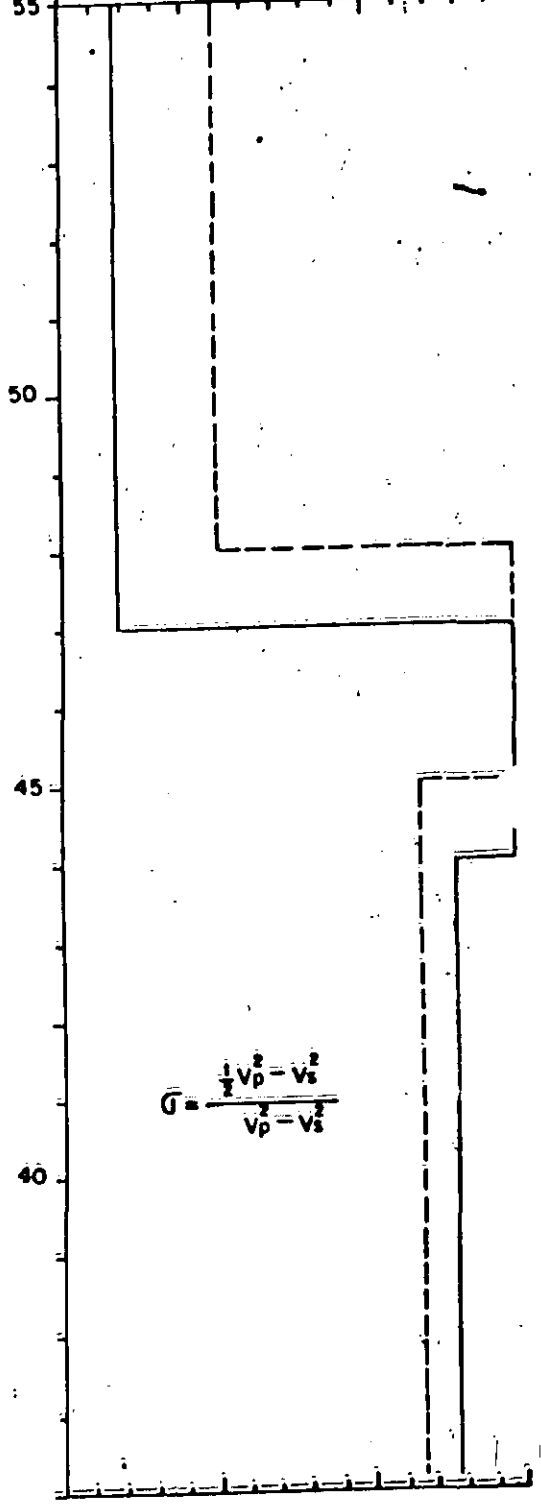
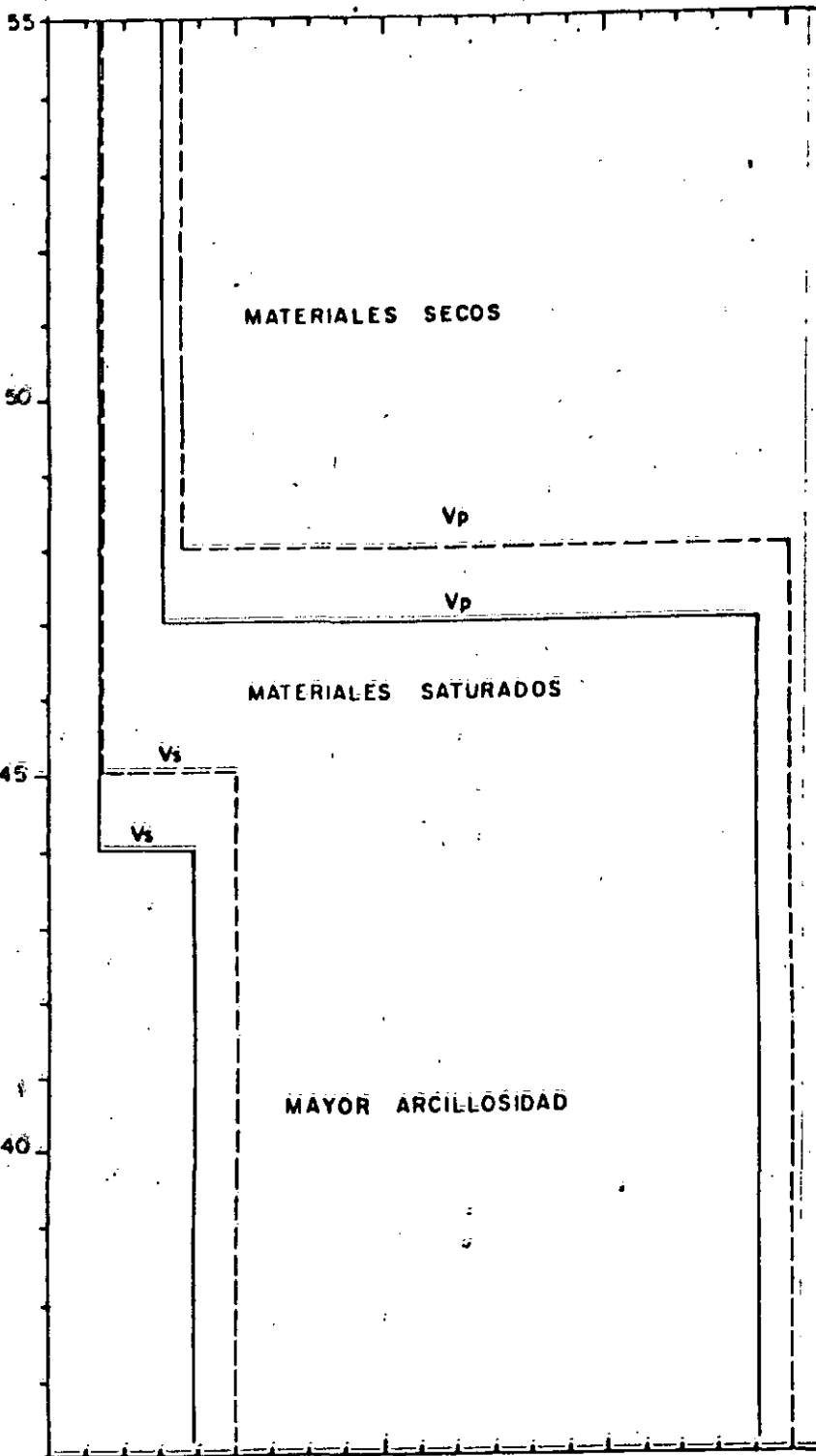
VELOCIDAD EN M/S

REL DE POISSON

0 500 1000 1500 2000

0.35 0.40 0.45

ELEVACION EN METROS



==== SITIO No 2

==== SITIO No 3

FIGURA No. 7

RESULTADOS DEL ESTUDIO SISMICO UPHOLE EN LOS SITIOS 2 y 3, AREA CORTINA, P.H. PEÑITAS, CHIS.

- Imai, T., Kanenori, T., and Tonouchi, K., 1979, Determination of Dynamic - Deformation Characteristics of Soils by Seismic Methods and Laboratory Tests: OYO Technical Note, RP 4106, --- Tokyo
- Hideling, 1976, Baden Dynamische Untersuchungen des Baugrundes nach dem - Seismischen Aufzeitvergaren: B.G.R. (Servicio Geológico Alemán), Heft 12., Reihe C, Hannover
- Magnusson, K.A., 1976, In Situ Determination of Elastic Constants in rock, - using a hammer seismograph: Geologiska Föreningens i - Stockholm Förhandlingar, Vol. 98, pp.244-250, Stockholm
- Pérez A., R., 1983, Estudio Sismológico de Pozos en una de las Areas de - Reactor (Bno. 18) para el Proyecto Nucleoeléctrico - Cazonas, Ver.: C.F.F, Inédito, México
- Ruiz R., J., 1984, Estudio Sísmico de Pozos en los Sitios No. 2 y 3 del - Area de la Cortina del Proyecto Hidroeléctrico Peñitas - Chis.: C.F.E, Inédito, México
- Stümpel, H., Kähler, S., Meissner, R. and Milkereit, B., 1983; The Use of - Seismic Shear Waves and Compresional Waves for Litholo - gical Problems of Shallow Sediments: Institut für Geophy sik, Universität Kiel, preprint, Kiel

A N E X O

ALGUNOS ASPECTOS TEORICOS RESPECTO A LA RELACION ENTRE LOS VALORES DE LOS MODULOS ELASTICOS DINAMICOS Y LOS MODULOS ELASTICOS ESTATICOS.

a).- Las Rocas Como Medios Elásticos.-

En un medio elástico, la deformación que sufre un cuerpo es proporcional al esfuerzo aplicado en él. Si el estado de esfuerzos no cambia, tampoco cambia el estado de deformación de ese cuerpo y el tiempo no tiene influencia en el comportamiento del material.

Para poder describir el comportamiento general esfuerzo-deformación se necesitan 36 constantes elásticas, de las cuales 21 son independientes.

Sin embargo considerando un cuerpo homogéneo e isotrópico el número de constantes independientes se reduce a dos. Con los métodos sísmicos en pozos se obtienen dos parámetros independientes a partir de las velocidades de transmisión de las ondas las cuales podrán ser, el módulo de corte y el número de Poisson.

El módulo de corte determina la resistencia del material al cambio de forma

$$\tau = \mu \cdot \gamma$$

$$\tau = \text{esfuerzo}$$

Para un ángulo γ pequeño μ tiene dimensiones de esfuerzo.

El número de Poisson ν es la relación entre las deformaciones longitudinales y transversales.

$$\nu = \frac{\epsilon_x}{\epsilon_z}$$

La relación de estos parámetros con las demás constantes elásticas se encuentra en la tabla No.1 anexa.

De la ecuación de movimientos para los medios homogéneos e isotrópicos, se tienen dos velocidades de onda independientes.

$$a^2 = \frac{2 \mu (\gamma - 1)}{\rho (2 \gamma - 1)}$$

$$b^2 = \frac{\mu}{\rho}$$

Puesto que μ , γ y ρ son magnitudes positivas a es siempre mayor que b , lo que significa que la onda con velocidad a alcanzará cualquier punto de observación antes que la onda con velocidad b que es más lenta.

Estas velocidades son designadas en este trabajo como C_l para la longitudinal y C_t para la transversal.

El comportamiento espacial en la superficie del cuerpo elástico crea otros tipos de movimientos sísmicos, tal como la onda Raleigh, la cual se transmite en el plano $X=Y$ y se amortigua muy rápidamente con la profundidad.

Se puede ver fácilmente que la relación entre las velocidades sísmicas y las constantes elásticas son las siguientes:

$$C_L = \sqrt{\frac{2 \mu (\gamma - 1)}{\rho (2 \gamma - 1)}}$$

Para la onda compresional, y

$$C_T = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Para la onda transversales o de corte.

La figura dos muestra la relación entre las velocidades longitudinal y transversal respecto al número de Poisson.

b).- Dependencia Entre el Valor de los Parámetros Elásticos y el Método - - Utilizado para Obtener Dicho Valor (Deformación Producida).

En la figura No.3 se puede observar el rango de la deformación producida en un cuerpo, con los diferentes tipos de pruebas que se realizan -- para determinar los parámetros elásticos, así como las regiones de de--formación producidas durante los temblores. Esta figura muestra el prin--cipio de determinación de las constantes elásticas en una región de de--formación cuando se conocen las correspondientes en otras regiones de --deformación. El ejemplo mostrado es para el módulo de corte en una arena. La figura explica además porqué las constantes elásticas calculadas por los métodos sísmicos son siempre mayores que las determinadas con los -- métodos estáticos.

c).- Determinación de los Parámetros elásticos en una Región de Deformación, - Conociendo los Correspondientes en Otras Regiones de Deformación.-

En esta parte del trabajo se presentaron a manera informativa y sin llegar a profundizar en el tema dos métodos existentes para determinar los parámetros elásticos que se obtendrían para una cierta deformación si se conocen estos para otra magnitud de deformación; es decir, calcular por ejemplo, los módulos elásticos en la región de las deformaciones producidas durante los temblores de tierra, si se conocen los módulos correspondientes obtenidos con pruebas sísmicas y pruebas estáticas.

Los dos métodos que se mencionarán son el de Hardin y Drnewich (1970) ó método empírico y el de Langer (1975) ó método rheológico.

El método empírico de Herdin y Drnevich utiliza relaciones del tipo

$$\frac{\mu}{\mu_{max}} = \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{\gamma_r}} \quad (1)$$

$$\frac{D}{D_{max}} = \frac{\frac{\gamma}{\gamma_r}}{1 + \frac{\gamma}{\gamma_r}}$$

μ = Módulo de Corte
 D = Amortiguamiento

Donde γ es la deformación para la cual se quieren determinar los módulos y $\gamma_r = \frac{\tau_{max}}{\mu_{max}}$ en la deformación máxima; μ_{max} es el valor máximo del módulo de corte y τ_{max} es el esfuerzo tangencial máximo que soporta el cuerpo antes de la ruptura.

μ_{max} puede ser calculado con los métodos sísmicos mientras que τ_{max} puede ser obtenido de las pruebas estáticas de corte. Información completa puede ser obtenida en la referencia citada.

El método rheológico o de Langer es un método más complicado y utiliza un modelo visco-elástico para realizar las transformaciones. Como ejemplo p'neamos la ecuación de transformación para el módulo de corte.

$$\epsilon(t) = \underbrace{\frac{\sigma_c g}{2 \mu H}}_{\epsilon_{el}} + \underbrace{\sigma_c \sum_{i=1}^n \frac{1}{2 \mu_i} \left[1 + \exp \left(- \frac{\mu_i}{\eta_i} t \right) \right]}_{\epsilon_n} + \underbrace{\frac{\sigma_c}{\eta p}}_{\epsilon_p} t \quad (2)$$

En donde la simbología es la siguiente:

- $\epsilon(t)$ = deformación total en el cuerpo
- ϵ_{el} = deformación elástica
- ϵ_n = deformación viscosa
- ϵ_p = deformación plástica
- t = tiempo
- μH = módulo de corte
- μ_i = módulos para el cuerpo de Kelvin
- σ_c = carga

η_{pl} = viscosidad en el cuerpo de Bingham

η_l = viscosidad en el cuerpo de Kelvin

$\frac{\mu_l t}{\eta_l}$ = tiempo de retardo para los diferentes cuerpos visco elásticos

Esta ecuación puede ser reducida como se especifica en el artículo de Langer (1975) a una ecuación cuasi-estadística de la forma

$$\gamma = \frac{\tau}{\mu_r(t)} \quad (3)$$

donde γ es la deformación, τ es el esfuerzo y $\mu_r(t)$ representa una función del tiempo de carga.

El módulo buscado puede ser encontrado, según Langer, en cinco pasos, que son los siguientes.

- 1.- Estimación del valor máximo (μ_{max}).
- 2.- Estimación del valor mínimo μ_{min} mediante pruebas de corte.
- 3.- Estimación de la función $\mu = f(t)$, a partir de la ecuación (3), mediante pruebas de rompimiento.
- 4.- Estimación de μ_t al tiempo de carga del fenómeno de interés (temblores)
- 5.- Estimación de μ_i mediante reducción de μ_t por medio de la relación

$$\mu_i = \mu_r \frac{V_{es}}{E_s} \quad \text{donde } V_{es} = \text{módulo de deformación estático - - durante la carga.}$$

E_s = módulo de Young estático durante la descarga.

Información completa y detallada de ambos métodos, puede ser obtenida en las referencias citadas y a que no es nuestra intención ahondar en estos métodos sino mostrar la utilidad de las pruebas sísmicas en el diseño de las obras civiles.

R E F E R E N C I A S

6

- Hardin, Bo de V.P. Drnevich "Shear Modulus and damping in soils"
Part 1: Measurements and Parameter effects - 45 p. Tec. Rep. VKY 26-70-CE 2 Soil. Mech. Ser. No.1.
Part 2: Design equations in curves - 47 p. Tec.Rep. UKY 27-70-CE 2 Soil mech Ser. No.2 Lexington (Univ. of Kentucky).
- Langer (1965) El Problema de la Relación entre los parámetros Elásticos Dinámicos y Estáticos para su utilización en la Construcción en Rocas. Felsmech U. Ing. Geol. Suppl. 2:109-119 Wien.
- Langer (1975) The Calculation of Soil-Dynamic Parameters Based on a - General Geological Model of the Subsoil. Rvw. de la Sociedad Europea de Ingeniería Sísmica (ECEE) 22-25.9. 1975 Estambul.
- Ludeling Rolf Boden dynamische Untersuchung des Baugrundes Nach Dem Seismischen Verfahren.
Geologisches Jahrbuch Reihe C Heft 12
Hannover 1976
Bundesanstalt Fur Geowissenschaften und Rohstoffe



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

ARTICULOS ANEXOS:

- * THE APPLICATION OF LINEAR FILTER THEORY TO THE DIRECT INTERPRETATION OF GEOELECTRICAL RESISTIVITY SOUNDING MEASUREMENTS
- * INVERSE FILTER COEFFICIENTS FOR THE COMPUTATION OF APPARENT RESISTIVITY STANDARD CURVES FOR A HORIZONTALLY STRATIFIED EARTH
- * AN INTERACTIVE COMPUTER/GRAPHIC-DISPLAY-TERMINAL SYSTEM FOR INTERPRETATION OF RESISTIVITY SOUNDINGS
- * IMPROVED LINEAR FILTER COEFFICIENTS FOR APPLICATION IN APPARENT RESISTIVITY COMPUTATIONS

ING. JAIME RUIZ REYES

AGOSTO, 1985

preters resorted to indirect techniques like the comparison of observed apparent resistivity (ρ_a) curves with precalculated curves for known earth models.

Almost a quarter of a century elapsed before interest in direct interpretational methods was revived. The credit goes to Koefoed (1968) who gave practical procedures to directly interpret the apparent resistivity field curves, along the lines of interpretation suggested earlier. For the intermediate step, however, he chose to use the raised kernel function $H(\lambda)$ instead of $B(\lambda)$. He showed that relative variations in the apparent resistivity were not of the same order of magnitude in the corresponding kernel curve, and thus any method based on the determination of this function as the intermediary step would lead to loss of information and hence to incorrect interpretation. Koefoed (1970) subsequently modified the second step of his method by introducing standard graphs to accelerate the derivation of the layer distribution from the resistivity transform $T(\lambda)$, a function directly related to $H(\lambda)$.

It is, however, felt that Koefoed's first step is relatively lengthy which could be of disadvantage to the application of direct methods in resistivity interpretation. In this paper therefore an attempt is made to devise a simple and quick procedure to obtain the resistivity transform from the apparent resistivity field curve. An analysis of the properties of the T function given below demonstrates the suitability of this function as the intermediary step in direct interpretation:

1. It is solely determined by the layer distribution.
2. It is an unambiguous representation of the ρ_a function.
3. For small and large values of λ it approaches the ρ_a curve.

It will be shown that the ρ_a and T functions are linearly related to each other such that the principle of electric filter theory could be applied to derive the T curve from the ρ_a curve.

Swartz and Sokoloff (1954), Dean (1958), Robinson and Treitel (1964) have all demonstrated the applicability of electric filter theory to solve physical problems which are linear in nature. One essential difference that might be stressed here is that electric or "real" time filters depend on the excitation of energy at $t = 0$ to produce an output and thus can have only finite responses for $t \geq 0$, whereas in filters used for data processing or to handle physical problems there can be responses of the filter for both positive and negative values of the independent variable. The implication of this is that in electric filters the output depends only on the present and past values of the input, whereas in the latter case the output in addition depends also on the future values of the input (Dean 1958, Robinson and Treitel 1964).

THE APPLICATION OF LINEAR FILTER THEORY TO THE DIRECT INTERPRETATION OF GEOELECTRICAL RESISTIVITY SOUNDING MEASUREMENTS*

BY

D. P. GHOSH**

ABSTRACT

GHOSH, D. P., 1971. The Application of Linear Filter Theory to the Direct Interpretation of Geoelectrical Resistivity Sounding Measurements. *Geophysical Prospecting* 19, 192-217.

Koefoed has given practical procedures of obtaining the layer parameters directly from the apparent resistivity sounding measurements by using the raised kernel function $H(\lambda)$ as the intermediate step. However, it is felt that the first step of his method—namely the derivation of the H curve from the apparent resistivity curve—is relatively lengthy.

In this paper a method is proposed of determining the resistivity transform $T(\lambda)$, a function directly related to $H(\lambda)$, from the resistivity field curve. It is shown that the apparent resistivity and the resistivity transform functions are linearly related to each other such that the principle of linear-electric filter theory could be applied to obtain the latter from the former. Separate sets of filter coefficients have been worked out for the Schlumberger and the Wenner form of field procedures. The practical process of deriving the T curve simply amounts to running a weighted average of the sampled apparent resistivity field data with the pre-determined coefficients. The whole process could be graphically performed within an quarter of an hour with an accuracy of about 2%.

INTRODUCTION

Direct interpretation of geoelectrical sounding resistivity measurements is carried out in two steps. In the first step the kernel function $B(\lambda)$ (see eq. (1)) or some modified version of this function is evaluated from the field measurements, and in the second step the layer parameters (resistivities ρ_i and thicknesses d_i) are derived from it.

The logic behind this approach is that the kernel function is dependent only on the layer parameters, and an expression relating it to the field measurements can be obtained by mathematical processes.

These suggestions (Slichter 1933, Pekeris 1940)—although made about four decades ago—found relatively little application, mainly because of the non-availability of a simple procedure to compute the kernel. Consequently inter-

* Paper read at the 32nd Meeting of the European Association of Exploration Geophysicists at Edinburgh, May 1970.

** Geophysical Laboratory of the Technological University at Delft, now with Benares Hindu University, Varanasi U.P., India.

THE FUNDAMENTAL RELATION BETWEEN THE POTENTIAL, THE RESISTIVITY TRANSFORM, AND THE APPARENT RESISTIVITY OF A STRATIFIED EARTH

The relations can be derived starting from the expression for the potential (Stefanescu 1930) due to a point source of current I at a point $(r, 0)$ on the surface of a stratified earth:

$$V(r, 0) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left[\frac{1}{r} + 2 \int_0^\infty B(\lambda, k, d) J_0(\lambda r) d\lambda \right] \quad (1)$$

$$\begin{aligned} &= \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left[\int_0^\infty J_0(\lambda r) d\lambda + 2 \int_0^\infty B(\lambda, k, d) J_0(\lambda r) d\lambda \right] \\ &= \frac{I}{2\pi} \int_0^\infty T(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda, \end{aligned} \quad (1a)$$

where

$$T(\lambda) = \rho_1 [1 + 2B(\lambda)]. \quad (2)$$

The following relation exists

$$H(\lambda) = B(\lambda) + 1/2 = T(\lambda)/(2\rho_1),$$

where

- λ = integration variable; has the dimension of inverse distance,
- $B(\lambda)$ = kernel function,
- $T(\lambda)$ = resistivity transform function,
- $H(\lambda)$ = raised kernel function.

Apparent Resistivities

In the Schlumberger arrangement we have

$$\rho_{aS} = -\frac{2\pi}{I} r^2 \left(\frac{dV}{dr} \right)_{r=s} \quad (3)$$

where s is half the current electrode spacing. The subscript S and similarly W below in the symbols of the apparent resistivity and other quantities signify the type of arrangement to which the quantities refer.

Obtaining the potential gradient from (1a) and substituting in (3) we have

$$\rho_{aS} = s^2 \int_0^\infty T(\lambda) J_1(\lambda s) \lambda d\lambda. \quad (4)$$

In the Wenner arrangement we have

$$\rho_{aW} = \frac{2\pi a}{I} \Delta V_W, \quad (5)$$

where

- a = electrode spacing, and
- $\Delta V_W = V_a - V_{2a}$ = Wenner potential difference.

Obtaining the potential difference from (1a) and substituting in (5) we have

$$\rho_{aW} = a \int_0^\infty T(\lambda) [J_0(\lambda a) - J_0(\lambda 2a)] d\lambda. \quad (6)$$

THE LINEAR FILTER ANALOGY

An explicit expression for the resistivity transform can be obtained by applying Hankel's inversion (see Watson 1966) of the Fourier-Bessel integral to the expression of the apparent resistivity in the Schlumberger arrangement given by (4):

$$T(\lambda) = \int_0^\infty \rho_{aS}(s) J_1(\lambda s) s ds \quad (7)$$

New variables are introduced defined by

$$x = \ln s \quad \text{and} \quad y = \ln(1/\lambda) \quad (8)$$

Substituting (8) in (7) we have

$$T(y) = \int_{-\infty}^{\infty} \rho_{aS}(x) J_1(1/e^{y-x}) dx \quad (9)$$

This is a convolution integral (see Lee 1960) relating the input $\rho_{aS}(x)$ to the output $T(y)$. There are, however, several other ways to prove that the ρ_{aS} and T functions belong to a linear system, for example by the aid of the superposition theorem (see Anders 1964; Pickles 1967) applicable to linear systems. This can be shown directly starting from the expression of the apparent resistivity for both configurations.

For the Wenner arrangement a convolution integral of as simple a form as (9) is unobtainable; nevertheless the Wenner transformation is also linear. This can be shown as follows

If $\rho'_{aW} = a \int_0^\infty T'(\lambda) [J_0(\lambda a) - J_0(\lambda 2a)] d\lambda$ is one resistivity curve and $T'(\lambda)$ is the corresponding transform and

$\rho''_{aW} = a \int_0^\infty T''(\lambda) [J_0(\lambda a) - J_0(\lambda 2a)] d\lambda$, a second one, then the transform of the sum of the two curves is the sum of the individual transforms:

$$(\rho'_{aW} + \rho''_{aW}) = a \int_0^\infty (T'(\lambda) + T''(\lambda)) [J_0(\lambda a) - J_0(\lambda 2a)] d\lambda$$

In fact the idea of Koefoed (1968) of approximating the Schlumberger and Wenner apparent resistivity field curves by partial resistivity functions and then obtaining the total raised kernel function as a sum of the corresponding partial raised kernels would not have been possible if the condition of linearity was not met.

FREQUENCY CHARACTERISTIC OF THE RESISTIVITY FILTER

In the frequency domain the input-output relationship given by (9) (see Bracewell 1965, Robinson 1967, Anders 1964) takes the simple algebraic form

$$F(f) = G_S(f) H_S(f) \text{ or } H_S(f) = F(f) / G_S(f) \quad (10)$$

where

$$F(f) \leftrightarrow T(x); G_S(f) \leftrightarrow z_{as}(x)$$

$H_S(f)$ = Frequency characteristic of the resistivity filter, or simply the filter characteristic.

The symbol \leftrightarrow is used in this paper to denote a Fourier transform pair (see appendix IV).

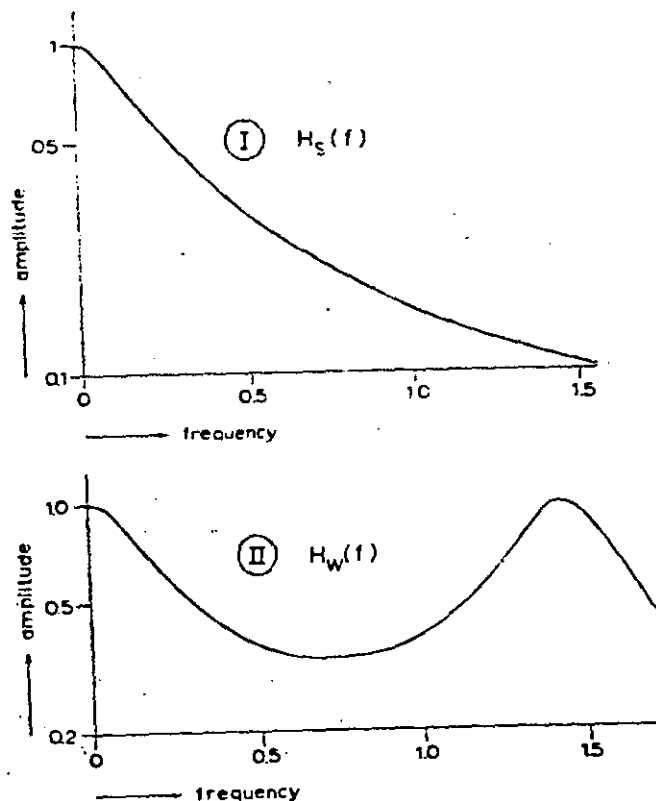


Fig. 1. Amplitude Fourier spectra of the resistivity filter characteristic for the (I) Schlumberger system and (II) Wenner system.

Since the transformation in the Wenner system is also linear the filter characteristic of that system is given by

$$H_W(f) = F(f) / G_W(f) \quad (11)$$

To determine the filter characteristic a partial resistivity function for the Schlumberger system (see appendix I) was chosen whose exact resistivity transform was known (Koefoed 1968). The Fourier transforms were evaluated numerically and their ratio yielded the filter characteristic. This was later verified by using the same approach to another set of functions. For the Wenner system, the Wenner partial resistivity function has to be used that can be readily obtained from the Schlumberger resistivity function (see appendix I).

The amplitude spectra of the filter characteristic for both configurations are presented in fig. 1. In both cases the amplitude is one at zero frequency. For the Schlumberger system the amplitude decreases to a constant value of 0.1 whereas for the Wenner system its behavior is different at higher frequencies. In both cases only the initial part of the amplitude spectra of the filter characteristic is needed.

PRINCIPLE OF THE PROPOSED METHOD

The apparent resistivity curve is sampled at equidistant points and replaced at the sample points by functions of the form of $\sin \pi x$ called sinc functions. These functions have the property that they have the value of unity at the sample point where they are defined and zero at all other sample points. The resistivity curve is thus decomposed into a finite number of sinc functions, with the sample value as equivalent peak height and period determined by the sampling interval chosen. The sinc functions can now be treated individually as the input to the filter in lieu of the apparent resistivity function (in (9)), and the resistivity transform of each of these sinc functions can be obtained separately. Since the condition of linearity is valid, the sum of the resistivity transforms of the individual sinc functions yields the total resistivity transform of the whole apparent resistivity curve.

The above procedure is laborious and thus unsuitable. The digital approach is preferred which requires in the first instance determination of the response of the resistivity filter to a sinc function input. It will be referred to as the sinc response of the filter. Sampled values of this response give us the digital filter coefficients. The resistivity transform is obtained by running a weighted average of the sample values of the field curve with the filter coefficients. The basic problem thus is:

1. to determine the sampling interval,
2. to determine the coefficients.

DETERMINATION OF THE SAMPLING INTERVAL

Periodic sampling is applied because the theory of equispaced data is much simpler to use. The resistivity observations in the field correspond to geometrically increasing electrode separations which are not linear. However, switching over to the logarithmic scale makes the data linear and amenable to sampling.

In order that the apparent resistivity curve can be sampled effectively two conditions have to be satisfied

1. the ρ_a function must have a Fourier transform i.e. $\rho_a \leftrightarrow G(f)$
2. the amplitude spectrum of the Fourier transform must be band-limited i.e. $|G(f)| \approx 0$, for $f > f_c$ where f_c is the so-called cut-off frequency of the spectrum.

Moreover, care should be taken that the sampled values are truly representative of the sampled function, in other words, it should be possible, if so desired, to recover the function to a reasonable degree of accuracy from the sample values. This is only possible if the sampling obeys the following condition laid down in Shannon's theorem

$$0 \leq \Delta x \leq 1/(2f_c)$$

Thus the largest permissible sampling interval promising full recovery is

$$\Delta x = 1/(2f_c) \quad (12)$$

which is often referred to as the Nyquist-rule. In practice recovery is never complete because (i) most functions are not strictly band-limited (ii) for practical purposes only a finite number of sample points are considered against the theoretical requirement of sample points extending from minus to plus infinity.

To answer these questions it is necessary to perform a Fourier analysis of various apparent resistivity curves. As the expression of the apparent resistivity function is complicated the Fourier transform of the $T(y)$ functions were first determined and the Fourier transform of the apparent resistivity functions were then obtained from it by the application of (10). A total of about forty different resistivity distributions were studied which included two and three layer ascending, descending and bowl-shaped maximum and minimum types. It is hoped that these examples should yield sufficient knowledge about the general frequency behavior of resistivity curves. The Fourier amplitude spectra of $\rho_{as}(x)$ for a few cases are reproduced in figures 2 and 3.

The amplitude spectra show in general that the resistivity function is band-limited and hence sampling could be applied. For the two layer cases the amplitudes for lower frequencies approach to infinity, whereas for the three layer ones with $\rho_1 = \rho_2$ they have a singular point with infinite value at

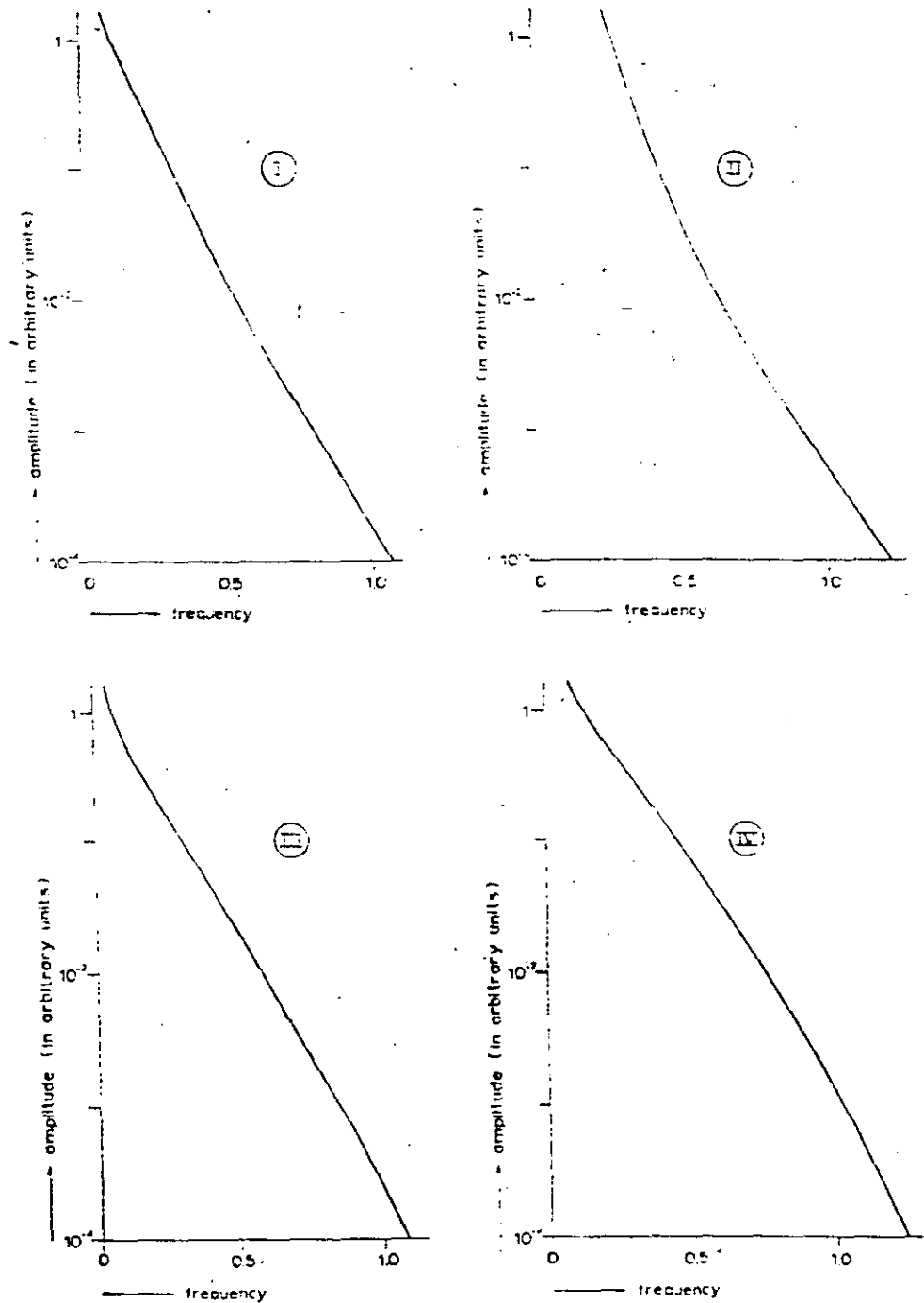


Fig. 2. Amplitude Fourier spectra of $\rho_{as}(x)$ for two layer cases with $\rho_1 = 1$, $\rho_2 = 1$, an
(I) $k_1 = 0.3$ (II) $k_1 = 0.9$ (III) $k_1 = -0.3$ (IV) $k_1 = -0.9$.

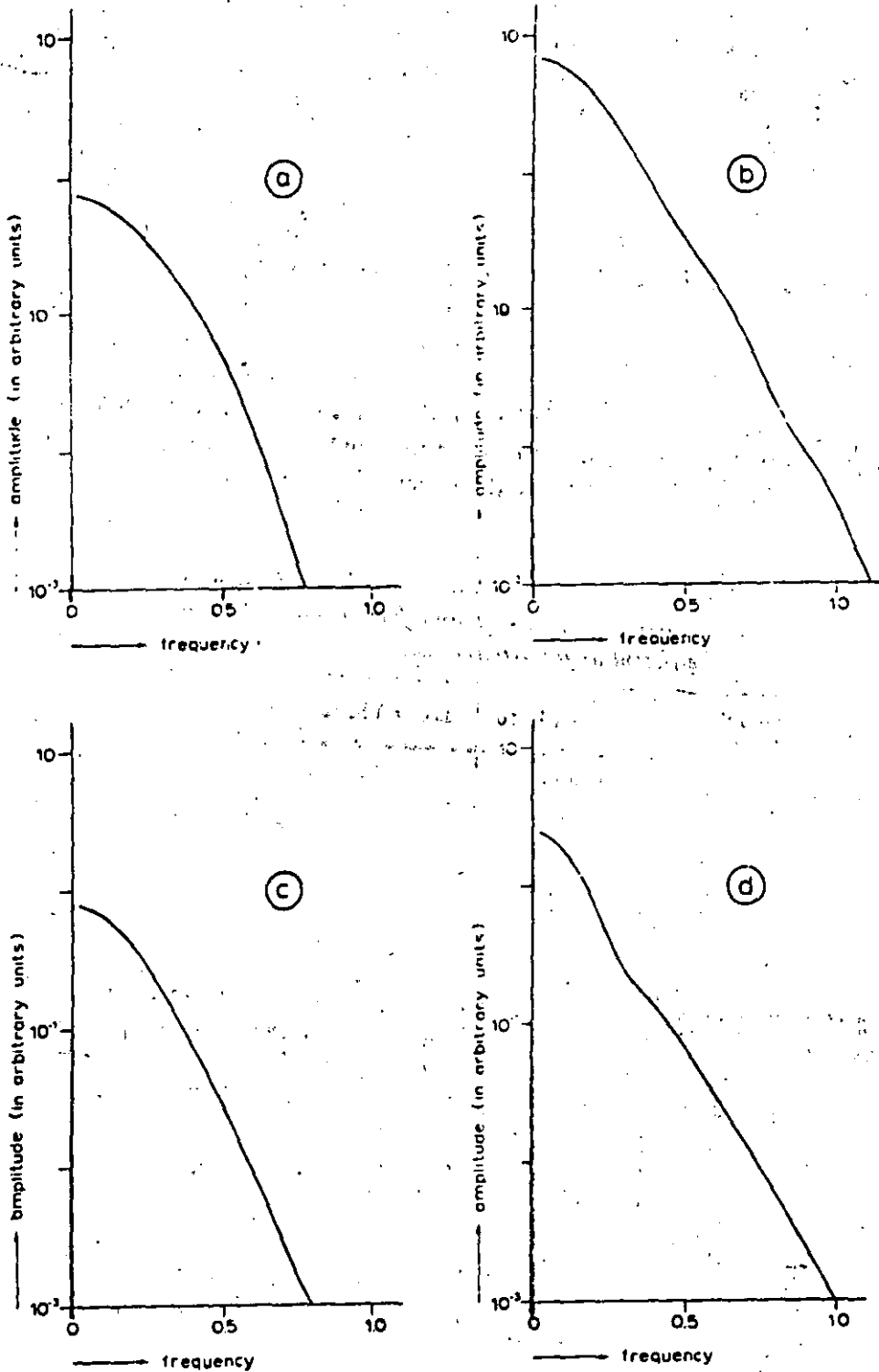


Fig. 3. Amplitude Fourier spectra of $\rho_{21}S(x)$ for three layer cases with $d_1 = 1, \rho_1 = \rho_2 = 1$, and (a) $d_2 = 2, k = 0.3$ (b) $d_2 = 5, k = 0.8$ (c) $d_2 = 3, k = -0.3$ (d) $d_2 = 3, k = -0.8$; where $k = k_1 = -k_2$.

$f = 0$. Although the pattern of decrease is quite encouraging from the sampling viewpoint, a unique choice of the cut-off frequency and hence according to (12) of the sampling interval is rather difficult, because of the uncertainty in the choice of the proper zero level. Therefore an indirect approach was applied. Three sampling intervals were chosen and used to reconstruct known two and three layer resistivity transform functions from their sample values (see appendices II and III). The T functions were selected for reconstruction as they have the general shape of resistivity curves and at the same time are far simpler to compute. The sampling intervals tried out are

$$\Delta x_a = \frac{1}{3} \ln 10; \Delta x_b = \frac{1}{3} \ln 10; \Delta x_c = \frac{1}{3} \ln 10.$$

The relative error in reconstruction of the function values at the intermediate points were also calculated and the largest deviations are shown in table 1 for the two layer cases and in table 2 for the three layer cases. It is immediately clear that both Δx_a and Δx_b could be used to sample the resistivity curves, in view of fact that the resistivity field data themselves are generally accurate to

TABLE I

Largest relative error (in %) between the original and reconstructed two layer transform function with $\rho_1 = 1$, $d_1 = 1$ and for various values of the reflection coefficient k_1 for different sampling intervals.

sampling interval	$\Delta x_a = \frac{1}{3} \ln 10$	$\Delta x_b = \frac{1}{3} \ln 10$	$\Delta x_c = \frac{1}{3} \ln 10$
$k_1 = 0.3$	$0.50 \cdot 10^{-2}$	-0.04	-0.42
0.9	0.02	-0.11	-1.07
-0.3	$0.76 \cdot 10^{-2}$	-0.07	0.57
-0.8	0.09	0.25	1.67
-0.9	0.19	0.64	6.24

TABLE II

Largest relative error (in %) between the original and reconstructed three layer transform function with $\rho_1 = \rho_2 = 1$, $d_1 = 1$, $d_2 = 3$ and for various values of k where $k = k_1 = -k_2$ for different sampling intervals.

sampling interval	$\Delta x_a = \frac{1}{3} \ln 10$	$\Delta x_b = \frac{1}{3} \ln 10$	$\Delta x_c = \frac{1}{3} \ln 10$
$k = 0.3$	$0.85 \cdot 10^{-2}$	0.06	0.89
0.9	0.06	0.68	5.59
-0.3	$-0.59 \cdot 10^{-2}$	0.06	0.67
-0.8	-0.03	0.24	0.96
-0.9	-0.04	0.28	1.73

only 3%. Hence our choice between the two was guided by the speed of application. Δx_a corresponds to four and Δx_b to three intervals in a factor 10 of the logarithmic paper on which the field resistivity curve appears. For illustration let us assume that a Schlumberger field survey is performed with the final current electrode spacing 600 m—i.e. $s = 300$ m. This means working with Δx_b in interpretation would save at least three sample points where the T values have to be obtained from the ρ_a sample values. Thus Δx_b is the recommended sampling interval. Putting the value of $\Delta x_b (\frac{1}{2} \ln 10 \approx 0.77)$ in (12) we get the value of 0.65 for the cut-off frequency.

SINC RESPONSE OF THE RESISTIVITY FILTER

The sinc response of the filter is obtained by treating the sinc function, with period determined by the sampling interval Δx_b , as the input to the filter. In the frequency domain it will be stated

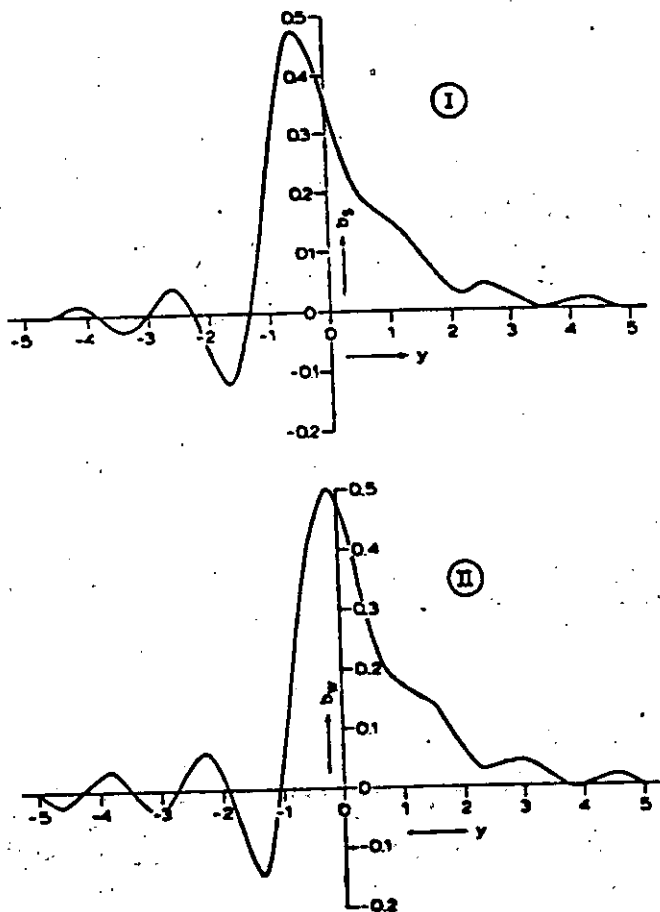


Fig. 4. Sinc response of the resistivity filter for the (I) Schlumberger system and (II) Wenner system.

for the Schlumberger system as:

$$B_S(f) = \xi(f) H_S(f), \text{ and} \quad (13)$$

for the Wenner system as:

$$B_W(f) = \xi(f) H_W(f) \quad (14)$$

where,

$\xi(f)$ = Fourier transform of the sinc function

$H(f)$ = Filter characteristic

$B(f)$ = Fourier transform of the sinc response.

It may be remarked here that $B(f)$ is zero for $f > f_c$, as the amplitude spectrum of the sinc function (the familiar block rectangular function) is zero beyond the cut-off frequency. This indicates that only the initial part of the filter characteristic (fig. 1) is utilized in the determination of $B(f)$ for both systems.

The sinc response $b(y)$ can now be recovered from $B(f)$ by the application of the inverse Fourier transform and is presented in fig. 4 for both systems.

DIGITAL FILTER COEFFICIENTS

The filter coefficients are the sampled values of the sinc response shown in fig. 4. The sampling interval has to be kept the same as for sampling the resistivity curves, i.e. $\frac{1}{2} \ln 10$, if it is desired to obtain the same form of output as the input. In digital operations it is possible to work with a finite number of coefficients; thus care should be taken that the sampled values do not occupy the crests and troughs of the response which would make the length of the filter virtually infinite.

Schlumberger system

The response in this configuration is favourable with respect to the sampling interval. Sampled values of it at a spacing of $\frac{1}{2} \ln 10$ constitute the twelve point filter shown in table III. It will be called the "long" filter for reasons which will become apparent in the subsequent discussion. This set is the true representation of the response and hence the truncation error—i.e. the error due to the use of only a finite interval of the response—is minimum. However it has at least two practical disadvantages:

1. It has too large a number of coefficients which makes the operation slow and unhandy.
2. There are three coefficients for the response $y < 0$.

TABLE III

The "long" digital filter coefficients for the Schlumberger system.

a_{-3}	a_{-2}	a_{-1}	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8
0.0060	-0.0783	0.3909	0.3492	0.1675	0.0858	0.0358	0.0198	0.0067	0.0051	0.0007	0.0018

TABLE IV

The "short" digital filter coefficients for the Schlumberger system.

a_{-1}	a_{-1}	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6
-0.0723	0.3909	0.3492	0.1675	0.0858	0.0358	0.0198	0.0067	0.0076

The second point needs further clarification. It is well known in the theory of operation with digital filter coefficients that they have to be first reversed about the centre of the filtering operation i.e. about $y = 0$ and then applied to the input. This means that to yield the output corresponding to the last sample value on the observed curve (relating to the largest electrode spacing used) we still need three more sample values on which the coefficients a_{-1} , a_{-2} , a_{-3} can act upon. These three sample values are known as the future values of the input which were referred to before. It is obvious that in this problem they have to be obtained by extrapolating the observed curve to the right, and unless the extrapolation is reasonably accurate the output corresponding to the last section of the field curve might be affected. Extrapolation difficulties will arise when the asymptotic part of the resistivity curve is not reached by the field survey. It is also required to extrapolate upto 8 sample points to the left corresponding to the coefficients a_1 to a_8 to yield the output in the earlier part of the resistivity curve. But extrapolation to the left is no real problem as the apparent resistivity value approaches to ρ_1 for small electrode spacings.

Thus it is desired that the filter has a minimum number of coefficients corresponding to the response for $y < 0$, in order to reduce uncertainties in extrapolation to the right. An examination of table III gives us sufficient ground to reduce the twelve point filter to a nine point one, by accommodating the values of the coefficients a_{-3} , a_7 , a_8 into its neighbouring ones.

The resulting coefficients comprise the "short" filter shown in table IV. As a result of the shortening it is to be expected that the truncation error will be increased. In a later section (see fig. 11) it will be seen that the accuracy obtained with the short filter although lower than with the long one, is still reasonably good and satisfies our requirements. Moreover, it imparts speed to the application.

Wenner system

The sinc response, however, is not favourable in relation to the sampling interval of $\frac{1}{2} \ln 10$. Thus to avoid the unfortunate situation of having to work with a large number of filter points, the filter coefficients are so chosen that a_0 refers to the response value at abscissa value of $y = -\ln 1.616 = -0.48$ and not at $y = 0$. All other coefficients are then defined with respect to a_0 maintaining the constant spacing of $\frac{1}{2} \ln 10$. The implication of this is that the outputs (the transform values) will be shifted to the left by a factor of $\ln 1.616$ in relation to the input resistivity sample values. The nine point filter for the Wenner arrangement is shown in table V.

TABLE V

The digital filter coefficients for the Wenner system.

a_{-4}	a_{-3}	a_{-2}	a_{-1}	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
0.0212	-0.1199	0.4226	0.3553	0.1664	0.0873	0.0345	0.0205	0.0118

PRACTICAL PROCEDURE OF OBTAINING THE RESISTIVITY TRANSFORM

1. Numerical calculation by convolution

The convolution of the apparent resistivity sample values (R_m) with the filter coefficients (a_j) yields the transform values (T_m) at the sample point for the Schlumberger arrangement. This is stated in the following digitalized convolution statement

$$T_m = \sum_{j=-4}^4 a_j R_{m-j} \quad (15)$$

for $m = 0, 1, 2, 3, 4, 5, \dots$

Let us consider a simple example in which we say that the resistivity curve is defined at the sample points 0, 1, 2, 3, 4 and we like to determine the transform value at sample point 3. Putting $m = 3$ in (15) we have

$$T_3 = a_{-3}R_6 + a_{-2}R_5 + a_{-1}R_4 + a_0R_3 + a_1R_2 + a_2R_1 + a_3R_0 + a_4R_{-1} + a_5R_{-2} + a_6R_{-3} \quad (16)$$

In (16) the values R_{-1}, R_{-2}, R_{-3} have to be obtained by extrapolating the resistivity curve to the left; R_6 is obtained by extrapolation to the right.

For the Wenner arrangement (15) could still be used if it is kept in mind that the transform values obtained refer to abscissa points $\ln 1.616$ to the left of the sample points.

2. Graphical process of application by superposition

We shall concentrate on this mode of application because of its importance to the field geophysicists. The same results as before can be obtained by summing up the responses after each input value has been operated on by the coefficients. The procedure given below refers only to the Schlumberger arrangement.

1. The filter coefficients from table IV are plotted on a sheet of double logarithmic paper, preferably of modulus of 62.5; a_{-4} is denoted by a dash as its value is negative and its contribution has to be subtracted. A cross is placed at ordinate value of 1 and $y = 0$. These details are illustrated in fig. 5.

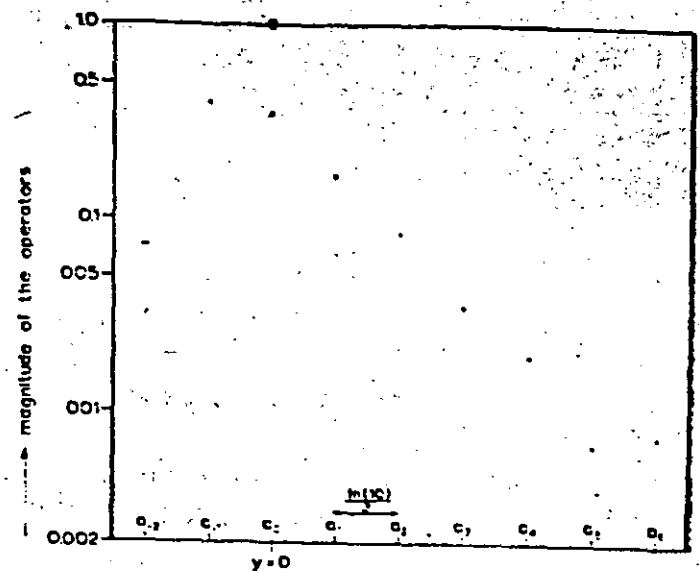


Fig. 5. The "short" digital filter coefficients for the Schlumberger system.

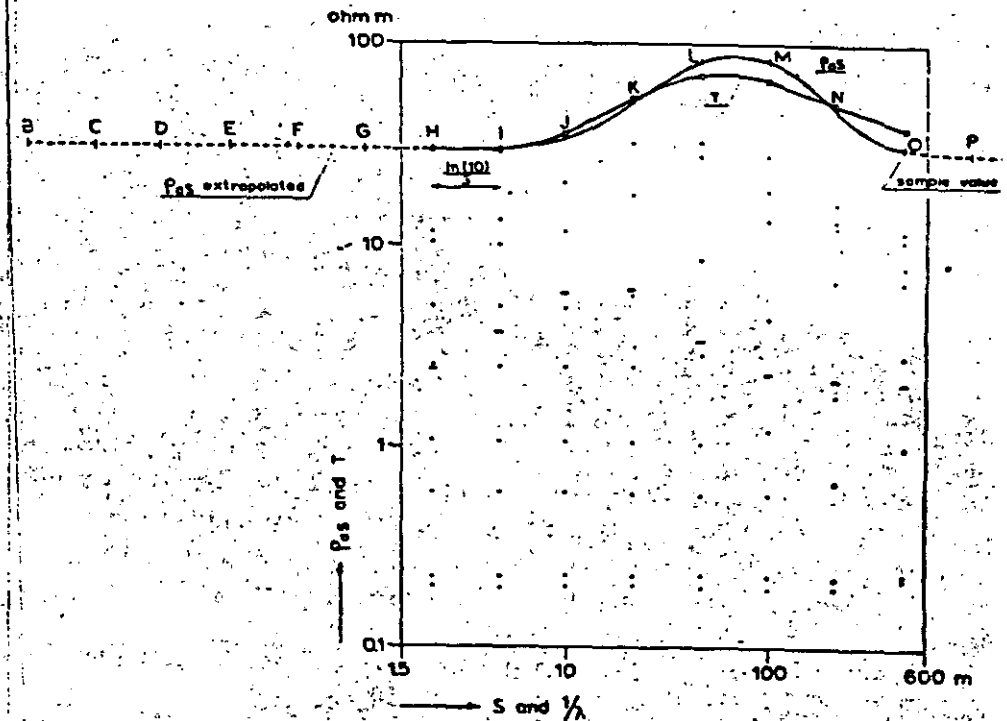


Fig. 6. Illustration of the graphical process of application of the method to a three li Schlumberger apparent resistivity curve with $\rho_1 = \rho_2$.

- The field resistivity curve is retraced on the top right portion of a transparent sheet of double logarithmic paper of the same modulus.
- The sample values are marked by a dash on the resistivity curve at a constant spacing of $\frac{1}{4} \ln 10$. In fig. 6 they are defined from H to O. The resistivity curve is extrapolated to the left to yield six values (G to B) corresponding

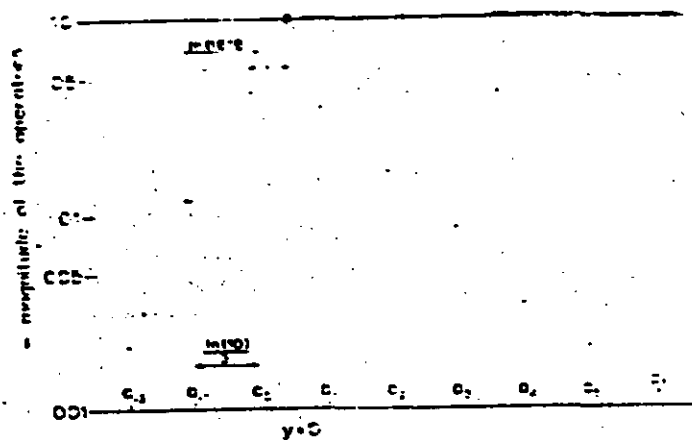


Fig. 7. The digital filter coefficients for the Wenner system.

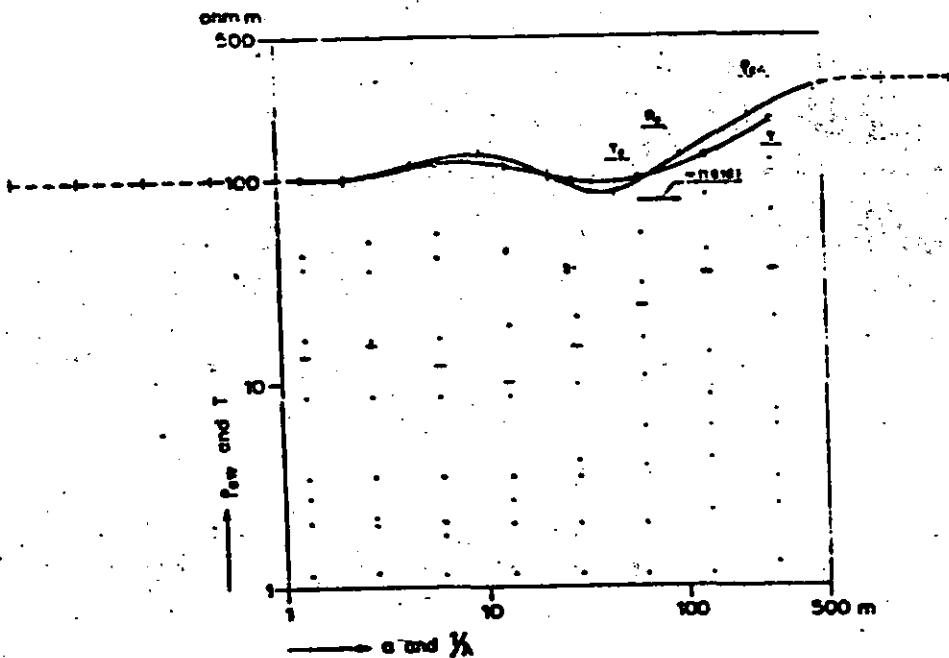


Fig. 8. Derivative of the transform curve from the sample values of a four layer Wenner apparent resistivity curve with $\rho_1 = 100$ ohm.m, $\rho_2 = 300$ ohm.m, $\rho_3 = 33.3$ ohm.m, $\rho_4 = 300$ ohm.m and $d_1 = 5$ m, $d_2 = 5$ m and $d_3 = 20$ m.

to the coefficients a_1 to a_6 and to the right to yield P, Q corresponding to a_{-1} and a_{-2} .

4. The operation of the coefficients on the inputs is performed by first superimposing the "resistivity" chart on to the "filter" chart with the point B on the cross and then tracing the filter points on to the resistivity chart. The procedure is repeated until all the other points (C to Q) have successively been at the cross. It is necessary to trace the filter points only in the range of the observed curve for which we desire to obtain the transform.

5. The traced points are then added up at each sample point and the dash is subtracted. The resultant value gives us the transform value which is then plotted.

6. Interpolation among the transform values gives us the T curve.

For the Wenner case only the first step of the above procedure need to be altered: it should now be

1. the filter coefficients given in table V are transferred to the filter chart in such manner that a_0 is plotted $\ln 1.616$ to the left of $y = 0$; the other coefficients are then plotted with respect to a_0 maintaining the constant spacing of $\frac{1}{4} \ln 10$. The cross is placed at $y = 0$ and ordinate 1. This is illustrated in fig. 7.

Steps 2 to 6 enumerated above for the Schlumberger arrangement are now executed for the Wenner arrangement.

As a consequence of altering step 1 the transform values will be automatically shifted to the left in relation to the resistivity values by $\ln 1.616$. This means that the transform curve will be extended to the left and shortened at the right by the above amount in relation to the resistivity curve (see fig. 8).

APPLICABILITY OF THE METHOD

The method is in general applicable to all forms of resistivity distributions within the limits of the theoretical assumptions on which Stefanescu's solution is based. As there is no loss of information in the transformation process, the question whether small layer differences will show up in the T curve depends to a large extent on whether such differences have been actually measured and are present in the resistivity curve.

An example is given here (fig. 9) to demonstrate the application of the method and any difficulty that may arise. In fig. 6 no such problem arises, as the asymptotic part of the curve is reached and the two extrapolated points to the right can easily be obtained.

However, in the example of fig. 9 the survey was abandoned when the curve was still trending rapidly. This is an example from a field survey performed in the Western part of the Netherlands by the Geoelectrical Workgroup of

TNO, a Government scientific research organization, to delineate the salt-freshwater boundary. In this particular problem there is no difficulty in extrapolation for the geology and working experience in the area furnish sufficient information as to the ultimate trend of the curve. This is one reason why unnecessary long spreads are avoided. Moreover, in problems such as this one errors in extrapolation can not have much influence on the output as the resistivity sample values of the extrapolated points are very low.

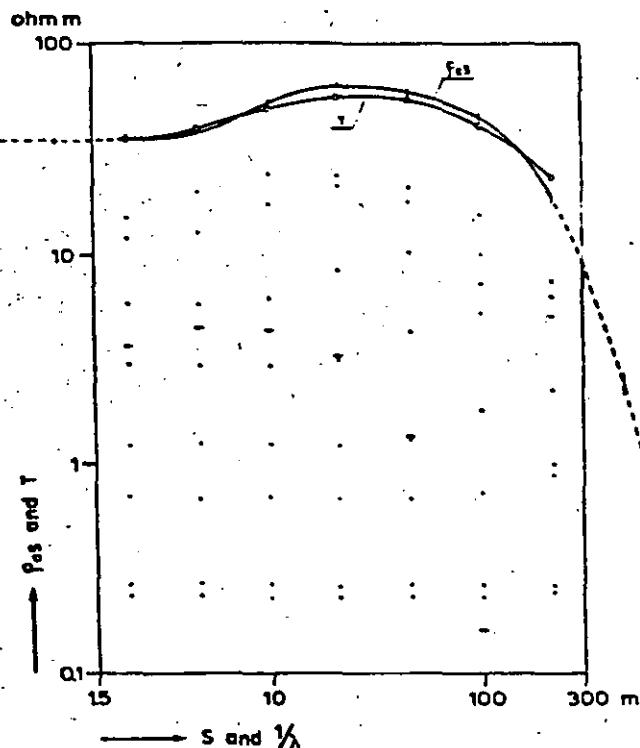


Fig. 9. Derivation of the transform curve from the sample values of a three layer Schlumberger resistivity curve obtained in the Western part of the Netherlands.

This can not be said for the example given in fig. 8 for the Wenner arrangement, because the trend of the curve is towards high resistivity and there could arise enough ambiguity in the manner the curve is to be extrapolated. For these types of cases the following suggestions are made:

1. to extend the survey,
2. or, alternatively, to use two layer standard curves asymptotic to the last part of the observed curve as a guide to careful extrapolation.

For the Wenner system either of the above suggestions could be adapted in a practice to compensate partly for the shortening effect of the derived transform curve. Lastly it is worth mentioning that the knowledge of the resistivity value of the substratum is also a requirement with other interpretation methods like, for instance, curve matching.

SOME FIELD CONSIDERATIONS

1. Comparison of the spacing of the field data with the sampling interval

The resistivity observations in the field correspond to increasing electrode spacings; the manner in which the electrodes are expanded in the field are different with different organizations, and also vary with the problem. It is even observed that in one particular survey not a constant ratio of expansion is used. One of the common electrode layout used in the Netherlands for the Schlumberger arrangement is as follows

$$s = 1, 1.5, 2.5, 4, 6, 8, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 75, 100, 125, 150, 200, 250 \dots \text{m}$$

ratio of expansion = 1.2 to 1.5.

Accepting an average ratio of expansion of 1.35 we shall see how this compares with the interval used for interpretation. For this purpose we need to convert the figures to the X -axis by the help of (8)

$$dx = \ln ds = \ln 1.35 = 0.3$$

For the Wenner arrangement it is customary to use a mode of expansion which the potential electrodes occupy the positions vacated by the current electrodes in the preceding measurement such that we have

$$a = 1, 3, 9, 27, 81, 243, 729 \dots \text{m}$$

ratio of expansion = 3

$$dx = \ln da = \ln 3 \approx 1.1$$

The sampling interval used for interpretation is

$$\Delta x = \frac{1}{2} \ln 10 \approx 0.77$$

From the above figures we see that the resistivity observations in the Schlumberger arrangement are much closer together than the interval suggested to sample them. On the other hand the spacing of the Wenner data is wider.

In principle on the basis of the frequency study performed in this paper it is clear that no extra information about the subsurface would be obtained by choosing intervals smaller than the suggested interval. Thus it might be possible

able to recommend a field procedure that should yield the field data exactly at an interval of $\frac{1}{2} \ln 10$ so that the data could be directly used for interpretation by the proposed method. However, due to an important consideration discussed below, it is not advisable to directly use the observations for interpretation.

2. Inaccuracy of the field data

It is well known that various factors influence resistivity observations in such a way that the data contain invariably contributions from sources other than what is to be expected from purely homogeneous and horizontal layering. The factors are

1. instrumental and observational errors termed as random noise,
2. errors caused by lateral surface inhomogeneties termed as geologic noise.

To get quantitative information of the noise content in a particular set of field data an energy density spectrum (see Lee 1960, Bracewell 1965) study of the data is necessary; this can be obtained from the Fourier spectrum. Qualitatively it can be said that with sensitive equipment and refined field techniques the first error could be kept to a minimum. The second effect is generally recognized by experience as a scattering of the observed values.

As interpretation of the resistivity data including the present method is based on ideal conditions, it is necessary to smooth out the data. Herein lies the justification of using close spacings, as in the Schlumberger field procedure. Moreover, it is worth mentioning that in the Schlumberger technique the observations are less sensitive to lateral inhomogeneties than with other sounding techniques like the dipole or the Wenner method. It can, however, be shown that with the type of filter response used here there is no possibility of noise amplification at the output.

3. Utilization of all field information

Our discussion in part 1 of this section showed that with the Schlumberger form of field procedure only about half of the field data is used in interpretation. Thus an alternative suggestion is given for those who like to utilize all their available information. Fig. 10 illustrates the procedure. The filter method is first applied to the resistivity sample values at the points marked with a dot and the transform obtained. The method is then repeated to a new set of sample values marked between the first set of values. In the figure they are defined by the circles and are themselves at a spacing of $\frac{1}{2} \ln 10$. The resultant transform values are thus obtained at a spacing of $\frac{1}{2} \ln 10$ i.e. 0.38, which compares very favourably with a field spacing of 0.3.

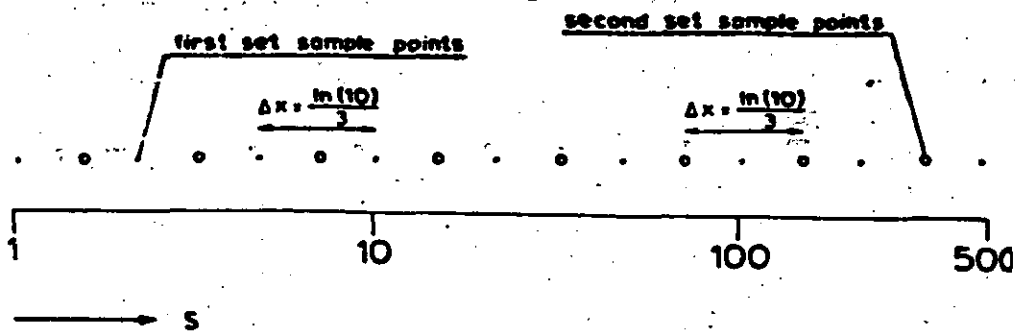


Fig. 10. Alternative procedure for utilization of all field information. The filter method is first applied to the resistivity values at the sample position described by the dots and then repeated to the second set of values at the sampling position denoted by the circles resulting in the derivation of the transform at a final spacing of $\frac{1}{2} \ln 10$.

ACCURACY OF THE METHOD

As there was no possible quantitative procedure of testing the accuracy of obtaining the transform values from the resistivity sample values, the method

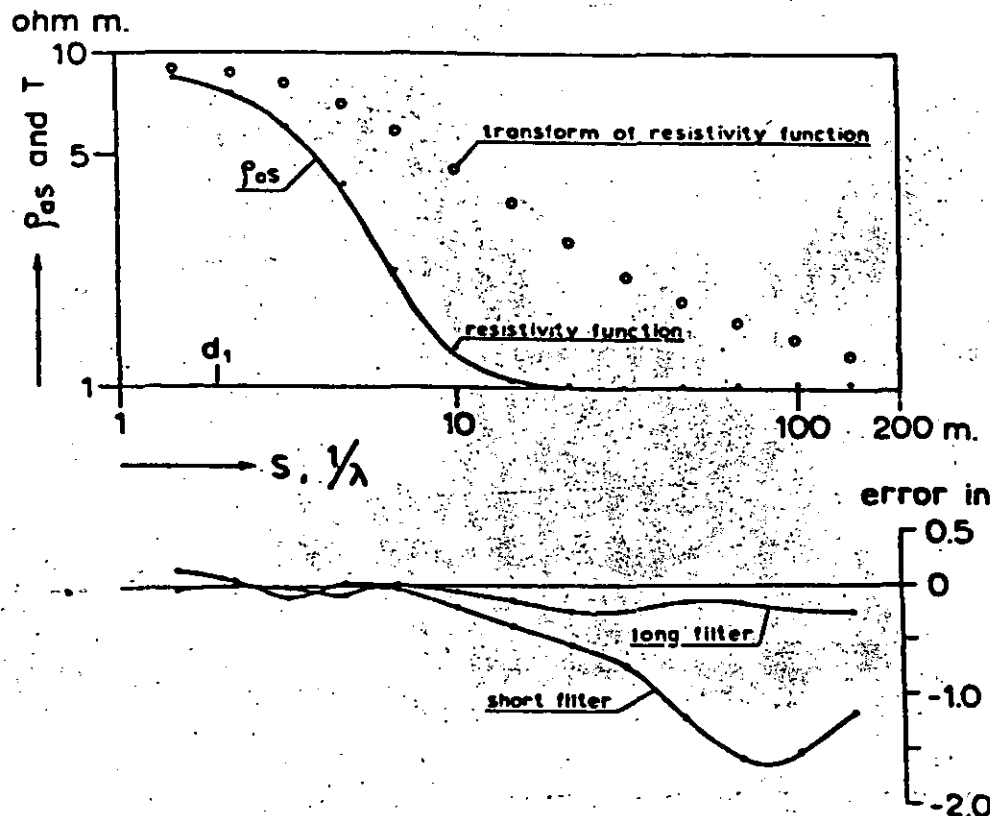


Fig. 11. Accuracy test. The circles in the upper part of the diagram are the transform derived from the sample values of a partial resistivity function defined by the dots, at a spacing of $\frac{1}{2} \ln 10$. The full drawn resistivity curve shows the similarity of the function used with actual resistivity curves. The lower part shows the relative error at the sampling points between the derived and the theoretical transform.

was applied to partial resistivity functions which had close resemblance with actual field curves and whose theoretical transforms were known. It is thus to be expected that the cases discussed here, in connection with the accuracy tests, are more favourable than with field examples.

Various types of resistivity functions were chosen that had close similarity with ascending, descending and bowl-shaped maximum and minimum type resistivity curves. Their T values were determined by the filter method and the relative error calculated by comparing with their mathematical values. It was observed that with the bowl-shaped varieties the errors were very small (less than a percent), whereas with other types the errors were about 2%. These figures were obtained when the short filter was used. The long filter gave much smaller errors. Accuracies obtained with the short filter can be termed as quite satisfactory. Fig. 11 demonstrates one of the results of the tests.

SPEED OF APPLICATION

The graphical version of the method requires about a quarter of an hour to obtain the transform curve. The numerical calculation may take slightly longer. For those who feel this quarter of an hour is not a proper investment of time towards interpretation, the alternative procedure of interpretation or operation with the long filter can be tried out. These variations can easily be adapted by organizations that have at their disposal electric calculators with small memory.

In conjunction with Koefoed's (1970) method of deriving the layer distribution from the T curve, the whole sequence of physical interpretation can be completed in about half an hour. This should give a new meaning to the application of direct techniques in resistivity interpretation.

CONCLUDING REMARKS

1. The method suggested is simple in application; the graphical process is particularly suitable to the field geophysicist;
2. the method is applicable for both the Schlumberger and the Wenner form of field survey;
3. any form of logarithmic paper can be used if care is taken that the resistivity chart and the filter chart are in the same scale;
4. the speed and accuracy of the method are reasonably good;
5. the use of the transform function as the intermediary step in interpretation gives a clearer insight into the equivalence difficulties. The relation between ρ_a and T is a one to one relation, therefore no ambiguity can arise in this step. So in large scale surveys, the T curves may be derived and stored. As information from local geology or bore-holes become available, one can proceed with determining the layer parameters or alter them if they have already been evaluated.

ACKNOWLEDGEMENT

I am deeply indebted to Prof. O. Koefoed for his consistent encouragement and guidance during the progress of this work which is a part of my doctor's thesis submitted to the Technological University at Delft.

APPENDIX I

Mathematical Expressions for the Partial Resistivity and their Corresponding Transform Functions

1. Relation between the Schlumberger and the Wenner resistivity functions

$$\Delta\rho_{aW} = 2a \int_0^{\infty} (\Delta\rho_{aS} s^2) ds$$

2. Functions used to determine the filter characteristic

First set:

$$\Delta\rho_{aS}(x) = (\exp 3x)/(1 + \exp 2x)^{3/2}$$

$$\Delta\rho_{aW}(x) = 2/3 [(\exp x)/(1 + \exp 2x)^{3/2} - (\exp x)/(1 + 4 \exp 2x)^{3/2}]$$

$$\Delta T(y) = 1/3 e^{-y} \cdot e^{-e^{-y}}$$

Second set:

$$\Delta\rho_{aS}(x) = (\exp 3x)/(1 + \exp 2x)^{5/2}$$

$$\Delta\rho_{aW}(x) = 2/5 [(\exp x)/(1 + \exp 2x)^{5/2} - (\exp x)/(1 + 4 \exp 2x)^{5/2}]$$

$$\Delta T(y) = (e^{-y} + e^{-2y})/(15 e^{-y})$$

3. Functions used to test the accuracy (fig. 11)

$$\Delta\rho_{aS}(x) = 1 + 8(1 + \exp x + 1/2 \exp 2x)/(\exp(\exp x))$$

$$\Delta T(y) = 1 + 12/(1 + \exp 2y)^{3/2} - 4/(1 + \exp 2y)^{3/2}$$

APPENDIX II

Mathematical Expressions for the Resistivity Transform Function in Terms of the Layer Parameters

1. Two layer case

$$T(\lambda) = \rho_1 \cdot \frac{1 + k_1 e^{-2\lambda d_1}}{1 - k_1 e^{-2\lambda d_1}}$$

2. Three layer case

$$T(\lambda) = \rho_1 \cdot \frac{(1 + k_1 k_2 e^{-2\lambda d_1}) + (k_1 e^{-2\lambda d_1} + k_2 e^{-2\lambda(d_1 + d_2)})}{(1 + k_1 k_2 e^{-2\lambda d_1}) - (k_1 e^{-2\lambda d_1} + k_2 e^{-2\lambda(d_1 + d_2)})}$$

where ρ_i and d_i are the resistivities and thicknesses respectively of the layer concerned; the reflection coefficient k_i has its usual meaning.

APPENDIX III

Formula used to Reconstruct a Function from its Sample Values

$$g_r(x) = \sum_{m \dots} g_o(m \Delta x) \sin \frac{\pi(x - m \Delta x)}{\Delta x} \Big/ \frac{\pi(x - m \Delta x)}{\Delta x}$$

where

$g_r(x)$ = reconstructed function,

$g_o(m \Delta x)$ = sample values of the original function $g_o(x)$,

Δx = sampling interval, and m = integer.

Relative error in reconstruction

$$\epsilon = (g_o - g_r) / g_o$$

APPENDIX IV

Fourier Transform

Let $g(x)$ be an aperiodic function of the space variable x , then its representation in the frequency domain is given by the Fourier transform $G(f)$ as

$$G(f) = \int_{-\infty}^{\infty} g(x) e^{-i2\pi f x} dx \quad (17)$$

A sufficient but not necessary condition laid down for the existence of $G(f)$ is that the integral of $|g(x)|$ from minus to plus infinity is finite. $G(f)$ is in general a complex quantity and is described completely by its

amplitude density spectrum, $|G(f)| = (A^2(f) + B^2(f))^{1/2}$

phase density spectrum, $\varphi(f) = \arctan B(f)/A(f)$

where $A(f)$ and $B(f)$ are the real and imaginary components respectively of $G(f)$.

The Inverse Fourier transform converts the quantities back to its function domain

$$g(x) = \int_{-\infty}^{\infty} G(f) e^{i2\pi f x} df \quad (18)$$

(17) and (18) are different modes of representation of the same quantity and thus $g(x)$ and $G(f)$ are often referred to as a Fourier transform pair.

REFERENCES

- ANDERS, E. B., et al., 1964, Digital filters, NASA contractor report No. CR-136, Clearinghouse, Springfield, Virginia.
 BRACEWELL, R., 1955, The Fourier transform and its applications, McGraw Hill, New York.

APPLICATION OF LINEAR FILTER THEORY TO RESISTIVITY SOUNDING 21

- DEAN, W. C., 1958, Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation, *Geophysics* 23, 97-128.
 DOBRIN, M. B. and PETERSON, R. A., 1966, A pictorial digital atlas, Presented at the 36th meeting of SEG at Houston, Texas, Nov. 1966; United Geophysical Corp. publication.
 KELLER, G. V., 1968, Electrical prospecting for oil, *Quarterly of the Colorado School of Mines* 63, No. 2.
 KOEFOED, O., 1968, The application of the Kernel function in interpreting geoelectric measurements, *Geoexploration Monographs, Series 1, No. 2*, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
 —, 1969, An analysis of equivalence in resistivity sounding, *Geophysical Prospecting* 17, 327-335.
 —, 1970, A fast method for determining the layer distribution from the raised kernel function, *Geophysical Prospecting* 18, 564-570.
 LEE, Y. W., 1960, *Statistical theory of communication*, John Wiley, New York.
 PEKERIS, C. L., 1940, Direct method of interpretation in resistivity prospecting, *Geophysics* 5, 31-42.
 PICKLES, E., 1967, Lecture notes on the basic mathematics of digital processing of seismic data, G.S.I., Inc. (USA) publication.
 ROBINSON, E. A. and TREITEL, S., 1964, The stability of digital filters, *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, Vol. GE-2, 6-18.
 ROBINSON, E. A., 1967, *Statistical Communication and Detection*, Charles Griffin and Co. Ltd., London.
 SLICHTER, L. B., 1933, The interpretation of the resistivity prospecting method for horizontal structures, *Physics* 4, 307-322.
 STEFANESCO, S. S., et al., 1930, Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales homogènes et à tropes, *Journal de Physique et du Radium, Series 7*, 132-140.
 SWARTZ, C. A. and SOKOLOFF, V. M., 1954, Filtering associated with selective sampling of geophysical data, *Geophysics* 19, 402-419.
 WATSON, G. N., 1966, *A treatise on the theory of Bessel functions*, Cambridge University press, 2nd. edition reprinted.
 WEBER, M., 1964, Ein direktes Verfahren zur Interpretation von geoelektrischen Messungen nach Schlumberger, *Pure and Applied Geophysics* 59, 123-127.

INVERSE FILTER COEFFICIENTS FOR THE COMPUTATION OF APPARENT RESISTIVITY STANDARD CURVES FOR A HORIZONTALLY STRATIFIED EARTH*

BY

D. P. GHOSH**

ABSTRACT

GHOSH, D. P.: 1971. Inverse Filter Coefficients for the Computation of Apparent Resistivity Standard Curves for a Horizontally Stratified Earth. Geophysical Prospecting 769-775.

In this paper a fast method is developed for computing apparent resistivity curves for known layer configurations. The method is based on the application of a linear filter to determine the apparent resistivity curve from the kernel function.

In a previous publication (Ghosh 1971) it was shown that the relation between the apparent resistivity function $\rho_a(x)$ and the resistivity transform function $T(y)$ (related to the kernel function in Stefanesco's integral, Stefanesco et al 1930) is linear in nature. As such it was possible to derive a set of filter coefficients that act on the sampled apparent resistivity field data to yield the function T , as a first step in the process of directly determining the layer parameters from the resistivity sounding measurements.

In this note the principles are extended further to arrive at a set of inverse filter coefficients that perform the reverse procedure, namely operate on the transform sample values to yield the resistivity values.

The idea is that the function T is determined only by the thicknesses (d_i) and resistivities (ρ_i) of the enclosed layers in a geoelectric section and can be computed fairly simply with the help of a slide rule or a mathematical table. Thus the technique of linear transformation can be utilized to obtain the apparent resistivity curve from the transform function for known earth models.

FREQUENCY CHARACTERISTIC OF THE INVERSE RESISTIVITY FILTER

The relation between $\rho_a(x)$ and $T(y)$ in the frequency domain is given by (see Ghosh 1971)

$$F(f) = G(f) H(f) \quad (1)$$

* Received May 1971.

** Department of Geophysics, Banares Hindu University, India.

where,

$$T(y) \leftrightarrow F(f); \quad \rho_a(x) \leftrightarrow G(f)$$

and $H(f)$ = frequency characteristic of the resistivity filter. The symbol \leftrightarrow denotes a Fourier transform pair.

Rewriting (1) we have

$$\begin{aligned} G(f) &= F(f) \frac{1}{H(f)} \\ &= F(f) Q(f), \end{aligned} \quad (2)$$

where

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

$Q(f)$ is the frequency characteristic of the inverse filter and can be determined from (2) by taking the Fourier transforms of partial resistivity functions and their corresponding known theoretical resistivity transforms (Koefoed 1968, Ghosh 1971).

INVERSE DIGITAL FILTER COEFFICIENTS

In accordance with the principle laid down earlier (Ghosh 1971), the inverse filter coefficients will be the sampled values of the sinc-response of the inverse filter. The sinc-response is defined as the response of the inverse filter to an input of a sinc-function (functions of the form of $\sin x/x$) of a period determined by the sampling interval used to sample the transform function (it has been shown that three samples per $\ln 10$ is adequate).

It is convenient to carry out the above operation in the frequency domain where we have the following simple algebraic form

$$I(f) = \xi(f) Q(f), \quad (3)$$

where

$I(f)$ = Fourier transform of the sinc-response

$\xi(f)$ = Fourier transform of the sinc-function

The sinc-response can now be recovered from $I(f)$ by the application of the inverse Fourier transform. Sampled values of the response constitute the nine point filter for the Schlumberger arrangement and the ten point filter for the Wenner arrangement shown in table 1(i) and 1(ii) respectively. For convenience the response has been so sampled that b_0 refers to the response value at an abscissa point shifted to the left of $x = 0$ (i.e. on part of the response for $x < 0$), by a factor $\ln 1.05$ for the Schlumberger arrangement and by a factor $\ln 1.36$ for the Wenner arrangement. The other coefficients are then defined with respect to b_0 at a constant spacing of $\frac{1}{2} \ln 10$. The implication of this is

PRACTICAL PROCEDURE OF OBTAINING THE APPARENT RESISTIVITY CURVE

The apparent resistivity curve is obtained in two stages:

(A) In the first stage, the sample values of the resistivity transform function are obtained for the earth model for which the apparent resistivity curve is desired. $T(u)$ is computed as a function of u with the help of (4) and (5) and plotted on the upper right hand portion of transparent bilogarithmic paper preferably of modulus 62.5. The function is then sampled at an interval of $\frac{1}{2} \ln 10$ to yield the transform sample values T_m . Alternatively the function $T(y)$ can be computed at equal increments of y of $\frac{1}{2} \ln 10$ —i.e. 0.77—and the values plotted on the transparent bilogarithmic paper. This constitutes the "transform" chart.

The computation of the function T can be considerably simplified by applying a graphical approach suggested by Koefoed (1965, see p. 272) for constructing kernel curves. The use of a monologarithmic graph paper (u should be on the linear scale) renders the terms like $k e^{-2d/u}$ in the expression of the transform as straight lines. As such it suffices to compute the terms for a small and large value of u only. In this manner the computation of the T function becomes easy and quick. To obtain the sample values T_m the T -curve, on the monologarithmic scale, have to be sampled at equal increments of $y = \ln(u) = 0.77$.

(B) In the second stage the transform sample values are convolved with the filter coefficients b_j , given in table 1, to yield the apparent resistivity values R_m . Algebraically stated:

$$R_m = \sum_{j=0}^m b_j T_{m-j} \quad \text{for } m = 0, 1, 2, 3, \dots \quad (9)$$

where

for Schlumberger arrangement: $\alpha = 5$ and $\beta = -3$

for Wenner arrangement : $\alpha = 8$ and $\beta = -1$.

(9) can be numerically evaluated. The outputs, namely the resistivity values R_m obtained from (9), refer to abscissa points shifted to the left in relation to the input transform values by the respective amounts stated earlier for both electrode arrangements.

It should be pointed out that to yield the output corresponding to a given range of T values we still require five further values of T for the Schlumberger arrangement and 8 values for the Wenner arrangement to the left of the range (i.e. for smaller values of u), and three for the Schlumberger and one for the Wenner arrangement to the right of the range (i.e. for larger values of u). This is required from theory of operation of digital filters and can also be verified from (9).

that the outputs, i.e. the ρ_a values, will be accordingly shifted to the left in relation to the input transform values. This results in a shortening by the above amounts of the apparent resistivity curve in relation to the transform curve.

THE RELATION BETWEEN THE RESISTIVITY TRANSFORM AND THE LAYER DISTRIBUTION

The resistivity transform is a function of the layer parameters only. For a two layer section with top layer A underlain by substratum B ,

$$T_{AB}(u) = \rho_A \frac{1 + k_{AB} e^{-2d_A/u}}{1 - k_{AB} e^{-2d_A/u}} \quad (4)$$

where

$$u = I\lambda = \exp(y)$$

$$k_{AB} = (\rho_B - \rho_A) / (\rho_B + \rho_A)$$

u has the dimension of distance.

The resistivity transform of a section of any number of layers can be deduced from the following iterative rule adapted from Koefoed (1970)

$$T_n(u) = \frac{T_{AB} + T_{n-1}}{1 + T_{AB} T_{n-1} / \rho_A^2} \quad (5)$$

where

T_n = resistivity transform of an n layer section.

T_{n-1} = resistivity transform of the same section with the top layer A removed.

T_{AB} = resistivity transform of a two layer section given by (4) for the special case $k_{AB} = -1$.

The application of (5) can be demonstrated by deriving an expression for T for a three layer section ABC , where A is the top layer, B the intermediate layer and C the substratum

$$T_{ABC}(u) = \frac{T_{AB} + T_{BC}}{1 + T_{AB} T_{BC} / \rho_A^2} \quad (6)$$

T_{BC} is given from (4) as

$$T_{BC} = \rho_B \frac{1 + k_{BC} e^{-2d_B/u}}{1 - k_{BC} e^{-2d_B/u}}$$

Substituting (7) in (6) we obtain

$$T_{ABC}(u) = \rho_A \frac{\{1 + k_{AB} k_{BC} e^{-2d_B/u}\} + \{k_{AB} e^{-2d_A/u} + k_{BC} e^{-2(d_A+d_B)/u}\}}{\{1 + k_{AB} k_{BC} e^{-2d_B/u}\} - \{k_{AB} e^{-2d_A/u} + k_{BC} e^{-2(d_A+d_B)/u}\}}$$

For graphical application the following steps have to be observed.

(i) The coefficients given in table 1 are plotted on a bilogarithmic paper such that b_0 is at the left of $x = 0$ (the center of filtering operation) by $\ln 1.05$ for the Schlumberger case and by $\ln 1.36$ for the Wenner case. The other coefficients are then plotted with respect to b_0 maintaining a constant spacing of $\frac{1}{2} \ln 10$. The cross is placed at $x = 0$ and an ordinate value of 1. This plot will be referred to as the "filter" chart.

(ii) The transform chart is now superimposed on the filter chart with the left fifth "extra" sample point for the Schlumberger arrangement and the eighth "extra" sample point for the Wenner arrangement at the cross. The filter points are traced on the transform chart. This procedure is repeated until the third "extra" sample point for the Schlumberger arrangement and the first "extra" sample point for the Wenner arrangement (to the right of the range) have been successively at the cross and filter points traced. The points are then added up (contribution of the negative coefficients have, however, to be subtracted) to yield the apparent resistivity values corresponding to the transform sample values.

(iii) The apparent resistivity curve may now be drawn by interpolating the resistivity values. To aid careful interpolation, a second set of transform values may be defined in between the first set and the filter steps mentioned above repeated. This would yield the resistivity values at a closer spacing i.e. at $\frac{1}{2} \ln 10 \approx 0.38$.

Examples illustrating a similar graphical procedure of operation with filter coefficients have been given by Ghosh (1971).

DISCUSSION

Existing methods (CGG 1955, Flathe 1955, Van Dam 1965, Mooney et al. 1966) of computing theoretical resistivity curves depend on the evaluation of Stefanescu's integral (Stefanescu et al. 1930) which, being a product of a kernel function and a Bessel function, cannot be brought into a simple form containing only elementary functions. As the kernel function is a quotient of exponential functions, the most commonly accepted procedure is to expand it into an infinite series of terms and integrate term by term. The kernel function can also be decomposed into a series of partial fractions in the special case of a perfectly conducting or resistive substratum. For rapid convergence of the series in either of the methods, it is required that the thicknesses of some common thickness.

The present method thus differs essentially in disposing of the evaluation of Stefanescu's integral. Also there is no restriction as to the number of layers present in the section or to their thickness.

This study has been guided by the following points in consideration:

(1) It is often desirable to know the shape of the apparent resistivity curve that will be produced by a certain subsurface distribution in connection with a "resolution" study dealing with the question of detectability of a layer in that subsurface.

(2) It might be advisable to reconstruct the apparent resistivity curve with the values of the layer parameters obtained from direct interpretation of geoelectrical sounding measurements.

(3) The easy manner of computing graphically theoretical resistivity curves, as suggested here, should enable field parties to compute their own curves when the collection of standard curves fails.

(4) The method can be used in the preparation of a catalogue of standard graphs. In this respect an only relatively simple computer program is necessary. Moreover, with the increase of layers the computation—unlike other methods—still remains comparatively easy and quick. This should result in a considerable saving of computer time.

(5) This method could be most effectively used by organizations who have at their disposal electrical desk calculators with a small memory.

ACKNOWLEDGEMENT

The guidance of Prof. O. Koefoed of Technological University at Delft is gratefully acknowledged.

REFERENCES

- BRACEWELL, R., 1965, *The Fourier transform and its applications*, McGraw Hill, New York.
- COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE, 1963, *Master curves for electrical sounding*, 2nd revised edition, E.A.E.G., The Hague.
- DAM, J. C. VAN, 1965, A simple method for the calculation of standard graphs to be used in Geo-electrical prospecting, *Geophysical Prospecting* 13, 37-65.
- FLATHE, H., 1955, A practical method of calculating geoelectrical model graphs for horizontally stratified media, *Geophysical Prospecting* 3, 268-294.
- GHOSH, D. P., 1971, The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, *Geophysical Prospecting* 19, 192-217.
- KOEFOD, O., 1965, A semi-direct method of interpreting resistivity observations, *Geophysical Prospecting* 13, 259-282.
- , 1968, The application of the kernel function in interpreting geoelectrical measurements, *Geophysical Prospecting* 16, 1-10.
- , 1970, A fast method for determining the layer distribution from the raised kernel function in geoelectrical sounding, *Geophysical Prospecting* 18, 564-570.
- KUNETZ, G., 1966, *Principle of direct current resistivity prospecting* Geophysical Prospecting monographs, series 1, no. 1, Gebrüder Borntraeger, Stuttgart.
- MOONEY, H. M., et al., 1966, A resistivity computational method for layered earth models, *Geophysics* 31, 192-203.
- STEFANESCU, S. S., et al., 1930, Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales homogènes et isotropes, *Journal de Physique et du Radium*, 7, 132-140.

TABLE I

Inverse digital filter coefficients

(i) Schlumberger arrangement

b_{-3}	b_{-2}	b_{-1}	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5
0.0225	-0.0499	0.1064	0.1854	1.9720	-1.5716	0.4018	-0.0814	0.0148

(ii) Wenner case

b_{-1}	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	b_7	b_8
0.0284	0.4582	1.5662	-1.3341	0.3473	-0.0135	0.0416	-0.0253	0.0179	-0.0067

33

AN INTERACTIVE COMPUTER/GRAPHIC-DISPLAY-TERMINAL SYSTEM FOR INTERPRETATION OF RESISTIVITY SOUNDINGS*

BY

H. K. JOHANSEN**

ABSTRACT

JOHANSEN, H. K., 1975, An Interactive Computer/Graphic-Display-Terminal System for Interpretation of Resistivity Soundings, *Geophysical Prospecting* 23, 449-458.

A fast computer-procedure giving the apparent resistivity curve as well as the partial derivatives with respect to the layer-parameters is presented. It is based on the linear filter method developed by D. P. Ghosh in 1971.

The sampling frequency is 10 points per decade, and 3 decades are covered. The maximum relative error is less than 10^{-2} , and in most cases orders of magnitude smaller. The computation time on a CDC 6400 for one curve given in 30 points ranges linearly from .17s for a two-layer case to .36s for a ten-layer case.

The procedure is used to plot master curves interactively on a graphic display terminal (Tektronix 4010) connected to the CDC 6400. By trial-and-error adjustments a set of layer-parameters is found, giving essentially the measured curve.

INTRODUCTION

The linear filter method developed by Ghosh (1971, 1971a) has opened a new range of possibilities for the interpretation of resistivity soundings. It is well suited for computerization. Because of the small number of operations needed the execution time is almost negligible. One can afford to calculate master curves based on purely guessed layer-sequences and just throw them away if they do not fit the data.

In his paper Ghosh points out that a sampling frequency of three points per decade is a good compromise when the tools are a desk calculator and logarithmic paper, because a relative accuracy better than .02 is achieved using only nine filter coefficients. However, when working with an electronic computer there is no reason not to use about hundred coefficients, if this proves to be advantageous.

The direct interpretation method is to calculate the resistivity transform from the field data and then derive the layer-parameters (resistivities ρ_j and

* Presented at the 35th meeting of the European Association of Exploration Geophysicists, Brighton, June 1973.

** Laboratory of Geophysics, Finlandsgade 8, DK-8200 Århus, Denmark.

thicknesses d_j) from T . In order to obtain T by the filter method, one has to extrapolate the measured curve both to the left and to the right, thus using data that were not really measured. It is also necessary to smooth the data. Both operations possibly introduce errors in the interpretation, and a weak indication of a nearly suppressed layer might get lost, too. Since our aim is to extract the maximum amount of information from the measurements it might be preferable to take the indirect approach:

- 1) A guess of the layer-parameters (ρ_j, d_j) is made.
- 2) $T(\rho_j, d_j)$ is calculated, and $\rho_{app}(\rho_j, d_j)$ found by convolution with the filter coefficients.
- 3) Trial-and-error adjustments of (ρ_j, d_j) are made until the calculated ρ_{app} curve agrees with the measured data.

Notice that the *unprocessed* data are used for comparison only. The influence of the interpreter's personal judgment is thus reduced to the absolute minimum: to decide whether the model is acceptable or not.

Step 3 may be carried out by an iterative least-squares programme, but the method remains indirect in principle.

The relative accuracy of the field measurements is about .03. We would like the inaccuracies of the calculated curve to be an order of magnitude smaller so that their influence on the interpretation can be safely neglected. In order to achieve this a smaller sampling interval and hence a larger set of filter-coefficients must be used.

SUMMARY OF THE FILTER METHOD

In the Schlumberger arrangement we have

$$\rho_{as}(s) = s^2 \int T(\lambda) J_1(i s \lambda) \lambda d\lambda \quad (1)$$

where s is half the electrode spacing and $T(i)$ is the resistivity transform (Koefoed 1968, 1970, Ghosh 1971, 1971a).

Introducing new variables x and y by

$$x = \ln(s) \text{ and } y = \ln(i/\lambda) \quad (2)$$

and substituting them into (1) we get

$$\rho_{as}(x) = \int T(y) b(x-y) dy \quad (3)$$

where

$$b(x) = J_1(\exp(x)) \exp(2x) \quad (4)$$

We note the following property of the convolution integral (3): 35

$$\rho_{as}(x) = \int T(y+S) b(x-y-S) dy \quad (5)$$

which holds for any shift S .

Now let F , G and H denote the Fourier-transforms of ρ_{as} , T and b respectively. Then

$$F(f) = G(f) \cdot H(f) \quad (6)$$

Since all information about the layer sequence is contained in T alone $H(f) = F(f)/G(f)$ is the same function for all cases (ρ_j, d_j) . The violent oscillations of $b(x)$ for large x imply that H exists only in a generalized sense. Hence the following indirect approach (Ghosh 1971) to the determination of H is chosen:

The particular pair of functions

$$\rho(x) = \exp(3x)/(1 + \exp(2x))^{5/2} \quad (7)$$

$$T(y) = \frac{1}{2} \exp(-y) \exp(-\exp(-y))$$

satisfy (3).

Their Fourier transforms are found by numerical integration, and the modulus $Q(f)$ and phase $\Phi(f)$ of the quotient F/G determine H .

For a given sampling interval Δx the Nyquist frequency is $f_N = 1/(2\Delta x)$, and the corresponding sinc-response function is given by

$$C(x) = 1/f_N \int_0^{f_N} Q(f) \cos(\Phi(f) - 2\pi f x) df \quad (8)$$

As observed by Koefoed (1972) it is convenient to sample $C(x)$ at positions shifted to the left by the amount

$$S = (\Delta x \pi) \Phi(f_N) \quad (9)$$

because it makes the sampling points coincide asymptotically with the nodes of $C(x)$, thus reducing the length of the filter.

The apparent resistivity ρ_{as} in the sampling points $x_i = i\Delta x$ is then given approximately by

$$\rho_{as}(i\Delta x) \sim \sum_{j=j_{min}}^{j_{max}} T((i-j)\Delta x + S) C(j\Delta x - S) \quad (10)$$

where j_{min} and j_{max} are chosen so that the filter coefficients with smaller or larger indices can be neglected.

ALGORITHM FOR CALCULATION OF T

The resistivity transform $T(\rho_1, \dots, \rho_N; d_1, \dots, d_{N-1}; \lambda)$ for a N -layer stratified earth (see fig. 1) can be calculated recursively (Koefoed 1970).

For a layer (ρ_{N-1}, d_{N-1}) on top of a substratum (ρ_N) the transform is

$$T_{N-1}(\lambda) = \rho_{N-1} \frac{1 - k_{N-1} \exp(-2d_{N-1}\lambda)}{1 + k_{N-1} \exp(-2d_{N-1}\lambda)} \quad (11)$$

where

$$k_{N-1} = (\rho_{N-1} - \rho_N) / (\rho_{N-1} + \rho_N). \quad (12)$$

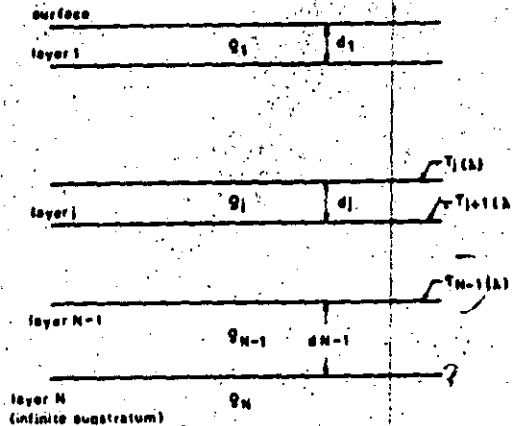


Fig. 1. A N -layer horizontally stratified earth with definition of symbols used in the formulas.

The transform T_j for layer (ρ_j, d_j) on top of the sequence $(\rho_{j+1}, \dots, \rho_N; d_{j+1}, \dots, d_{N-1})$ with transform T_{j+1} is given by

$$T_j(\lambda) = \frac{W_j(\lambda) + T_{j+1}(\lambda)}{1 + W_j(\lambda)T_{j+1}(\lambda)/\rho_j^2}; \quad j = N-2, N-3, \dots, 2, 1; \quad (13)$$

where

$$W_j(\lambda) = \rho_j \frac{1 - \exp(-2d_j\lambda)}{1 + \exp(-2d_j\lambda)} \quad (14)$$

Recursive application of (13) and (14) yield $T = T_1(\lambda)$.

ASYMPTOTIC EXPRESSIONS

We find easily that

$$W_j(\lambda) \rightarrow \begin{matrix} \rho_j \\ 0 \end{matrix} \quad \text{for} \quad \begin{matrix} \lambda \rightarrow \infty \\ \lambda \rightarrow 0 \end{matrix} \quad (15)$$

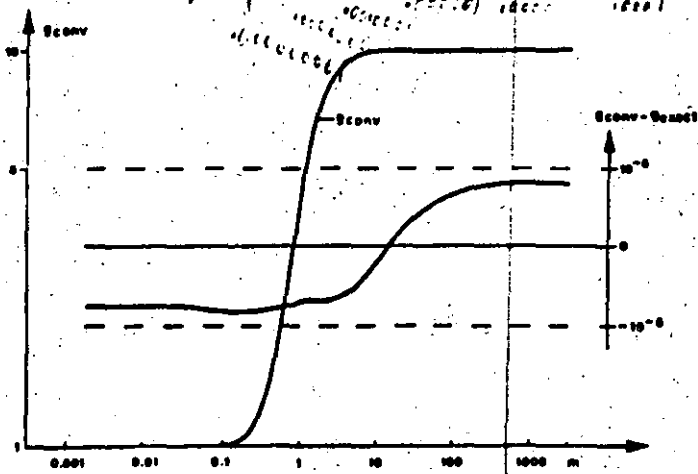


Fig. 2. Accuracy test. ρ_{conv} is the convolution of the resistivity transform given in equation (28) in the text, with $\rho_1 = 1$ and $\rho_2 = 10$. The other curve shows the difference between ρ_{conv} and the exact function ρ_{exact} given in equation (27). The relative error is in this case less than one part in 10^6 .

TABLE I

The filter coefficients corresponding to a sampling frequency of 10 points per decade. $\Delta x = (\ln 10)/10$, $j_1 = -100$, $j_2 = 40$, $S = -1.7239458$, $C_1^{(-100)} = 6.17410^e - 5$, $C_2^{(40)} = 6.090510^e - 4$

j	$C(j) \cdot 10^8$	j	$C(j) \cdot 10^8$	j	$C(j) \cdot 10^8$	j	$C(j) \cdot 10^8$
-99	-12484	-64	28016	-29	-110741	6	61285163
-98	12726	-63	-28830	-28	117248	7	-29362551
-97	-12975	-62	29680	-27	-124303	8	15817356
-96	13231	-61	-30568	-26	132085	9	-9504597
-95	-13494	-60	31496	-25	-140461	10	6226174
-94	13765	-59	-32467	-24	149059	11	-4353505
-93	-14043	-58	33484	-23	-159826	12	3198475
-92	14330	-57	-34549	-22	171917	13	-2441493
-91	-14625	-56	35666	-21	-182946	14	1920840
-90	14930	-55	-36838	-20	199055	15	-1548505
-89	-15244	-54	38069	-19	-209469	16	1273595
-88	15567	-53	-39363	-18	239052	17	-1065148
-87	-15901	-52	40724	-17	-234543	18	903512
-86	16246	-51	-42156	-16	304916	19	-775750
-85	-16602	-50	43666	-15	-234124	20	673079
-84	16971	-49	-45259	-14	453090	21	-589375
-83	-17352	-48	46940	-13	-106745	22	52064
-82	17746	-47	-48717	-12	890282	23	-462558
-81	-18154	-46	50596	-11	-550573	24	413801
-80	18577	-45	-52587	-10	2442523	25	-372478
-79	-19015	-44	54697	-9	-5250077	26	336951
-78	19469	-43	-56936	-8	7926675	27	-306251
-77	-19941	-42	59314	-7	-13023345	28	279543
-76	20429	-41	-61845	-6	25610307	29	-256168
-75	-20936	-40	64540	-5	-41150741	30	235594
-74	21463	-39	-67414	-4	64231809	31	-217394
-73	-22009	-38	70484	-3	-72803988	32	201216
-72	22577	-37	-73767	-2	361185538	33	-186773
-71	-23166	-36	77284	-1	-100406442	34	173826
-70	23779	-35	-81057	0	-242172543	35	-162176
-69	-24416	-34	85111	1	20052460	36	151657
-68	25079	-33	-89475	2	-444506381	37	-142126
-67	-25768	-32	94183	3	480348908	38	133463
-66	26487	-31	-99267	4	-294899398	39	-125568
-65	-27235	-30	104775	5	-137791072		

The problem is how to compromise on these two aspects when we are aiming at a relative accuracy better than 10^{-3} .

Let us first consider the cutoff problem.

For convenience we write $T^{(i-j)}$ and $C^{(j)}$ for $T((i-j)\Delta x + S)$ and $C(j\Delta x - S)$ in (10).

We split the sum into three parts:

$$\rho_{AS}(i) = \left\{ \sum_{j=-h}^{j_1} + \sum_{j_1+1}^{j_2} + \sum_{j_2+1}^{\infty} \right\} T^{(i-j)} C^{(j)}; \quad i = 0, 1, 2, \dots \quad (24)$$

Now let us choose j_1 and j_2 so that T can be approximated by its asymptotic values ρ_N and ρ_1 in the first and third term of (24) in all cases.

Then

$$\rho_{AS}(i) \approx \rho_N C_{\rho_N}^{(i)} + \sum_{j_1+1}^{j_2} T^{(i-j)} C^{(j)} + \rho_1 C_{\rho_1}^{(i)} \quad (25)$$

where

$$C_{\rho_N}^{(i)} = \sum_{j=-h}^{j_1} C^{(j)} \quad \text{and} \quad C_{\rho_1}^{(i)} = \sum_{j_2+1}^{\infty} C^{(j)} \quad (26)$$

The analysis of the asymptotic behaviour indicates that $j_1 = -100$ and $j_2 = 40$ is what we need. $C_{\rho_N}^{(i)}$ and $C_{\rho_1}^{(i)}$ have been found by applying the Euler transformation to the tails of the filter.

To what precision should the coefficients be known if we want to handle resistivity ratios up to $\rho_N/\rho_1 \sim 10^5$? Consider the part of the curve where $\rho_{AS} \sim \rho_1$. There are terms $T \cdot C$ in the sum (25) with $T \sim \rho_N = 10^5 \Omega m$. The round-off error in such a term should be no more than ~ 1000 of ρ_1 . Since the order of magnitude of the largest coefficients is 1, all coefficients must be given with ~ 8 decimals. It is difficult to judge the absolute precision of a two-fold numerical integration, and there is no guarantee that the decimals given are accurate. However, we carry them all in our calculations, just to reduce round-off errors.

The actual precision of the filter was tested in the same way as suggested by Ghosh: The two functions

$$\rho(x) = \rho_1 + (\rho_2 - \rho_1) \frac{e^{2x}}{(1 + e^{2x})^{3/2}} \quad (27)$$

and

$$T(x) = \rho_1 + (\rho_2 - \rho_1) \exp(-\exp(-x)) \quad (28)$$

form a transform pair resembling a two-layer case.

Applying the filter to T yields a ρ_{corr} to be compared with ρ . In fig. 2 the result is shown for $\rho_1 = 1$ and $\rho_2 = 10$. The error $\Delta\rho = \rho_{corr} - \rho$ is seen to be very small.

and hence

$$T_j(\lambda) \rightarrow \frac{\rho_j}{T_{j+1}(\lambda)} \quad \begin{matrix} \lambda \rightarrow \infty \\ \lambda \rightarrow 0 \end{matrix} \quad (16)$$

The way in which these limits are approached depends on the specific set of layer-parameters considered. Let us look at the simple two-layer case:

For large λ we have

$$T_{N-1}(\lambda) \approx \rho_{N-1}(1 - 2k_{N-1} \exp(-2d_{N-1}\lambda)). \quad (17)$$

The relative departure from the asymptotic value

$$\Delta = |T_{N-1}(\lambda) - \rho_{N-1}| / \rho_{N-1} \quad (18)$$

is smaller than some small number ϵ if only

$$\lambda > -\ln(\epsilon/2)/(2d_{N-1}). \quad (19)$$

Together with

$$\lambda_i = \exp(-i\Delta x) \quad (20)$$

this gives an upper bound on i . If $\epsilon = 10^{-2}$, $d_{N-1} = 1$ and $\Delta x = (\ln 10)/10$ we get $i < -5$.

Something similar holds in the general case for $T = T_1$ and ρ_1 , although the expansion of T is more complicated than (17). Experience has shown that we are on the safe side if $i < -9$.

For small λ we have

$$T_{N-1}(\lambda) \approx \rho_N(1 + \lambda d_{N-1} \{4k_{N-1}/(1 - k_{N-1}^2)\}). \quad (21)$$

There are two extreme cases corresponding to $k_{N-1} \approx \pm 1$:

$$T_{N-1}(\lambda) \approx \rho_N(1 - \{\rho_N/\rho_{N-1}\}\lambda d_{N-1}) \quad \text{for } \rho_N \gg \rho_{N-1} \quad (22)$$

and

$$T_{N-1}(\lambda) \approx \rho_N(1 + \{\rho_{N-1}/\rho_N\}\lambda d_{N-1}) \quad \text{for } \rho_N \ll \rho_{N-1}. \quad (23)$$

Since the resistivity ratios can take on all positive values, we have to compromise.

Let us consider (23) say. If $\rho_{N-1}/\rho_N \leq 10^5$ and $d_{N-1} \leq 10^3$, then $\Delta \leq 10^{-10}$ if only $\lambda \leq 10^{-10}$.

This happens if $i > 100$.

Experience shows that $i > 100$ is sufficient also in multi-layer cases.

CUTOFF AND ACCURACY

Apart from the sampling frequency there are two factors affecting the accuracy: the tails of the filter must be cut off at some point, and the coefficients can only be calculated with a limited precision.

TABLE 2

Execution times versus number of layers for the CDC 6400.

no. of layers	2	3	4	5	6	10
CP time (sec)	0.174	0.191	0.217	0.234	0.271	0.364

When ρ_2 is increased $\Delta\rho$ grows proportional to ρ_2 . Thus when the resistivity ratio is $\rho_2/\rho_1 = 10^4$, the maximum relative error is still smaller than 10^{-3} , which is satisfactory.

A comparison with the results of J. C. van Dam (1965) showed complete agreement within the limits indicated above. The filter coefficients are given in table 1. The computation time of the present method depends only on the number of layers. Characteristic values for the CDC 6400 are given in table 2. They are seen to be almost negligible.

APPLICATIONS

At our Laboratory we have at our disposal a graphic display terminal (Tektronix 4010) connected to the Aarhus University computing center's CDC 6400 via telephone. We are using this facility in the following interactive way:

- 1) The measured resistivity values are displayed with error bars indicating the estimated accuracy.
- 2) A (skilled) guess of the layer-parameters is entered by the interpreter.
- 3) The corresponding ρ_{app} -curve is computed and displayed.
- 4) Trial-and-error adjustments of the layer-parameters are made until the theoretical ρ_{app} -curve agrees with the measured data.

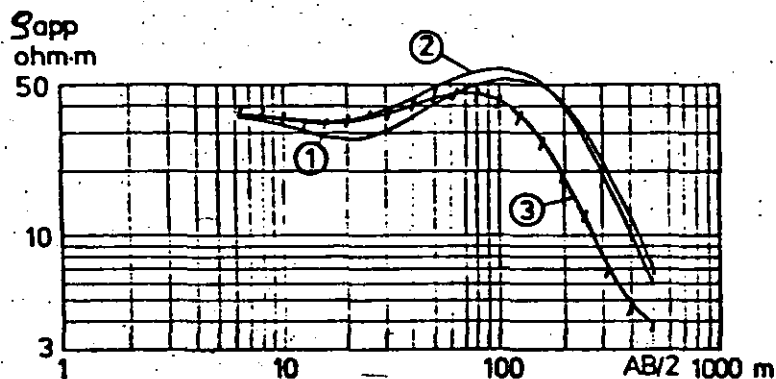


Fig. 3. An example of the Tektronix 4010 graphical display illustrating the trial-and-error procedure. The inclined bars indicate the measured values $\pm 5\%$. The layer parameters for the three consecutive guesses are given in table 3.

An example of this procedure is shown in fig. 3. The parameters are listed in table 3.

It is sometimes desirable to let the computer carry out the tedious step 4 by an iterative least squares procedure. To this end the partial derivatives of ρ_{app} with respect to the layer-parameters are needed. Recursive formulae for them are given in the appendix.

TABLE 3

Layer parameters for the three curves shown in fig. 3.

curve	1		2		3	
layer no.	ρ (Ω m)	d (m)	ρ (Ω m)	d (m)	ρ (Ω m)	d (m)
1	38	6	38	6	38	6
2	20	15	27	15	27	15
3	160	40	160	40	160	21
4	3.5		3.5		3.5	

APPENDIX

THE PARTIAL DERIVATIVES OF T

In order to get a recursive relationship for the partial derivatives we differentiate (13): For convenience we will refer to the layer-parameters as ρ_k , meaning either ρ_k or d_k , in cases where it does not matter which one we are talking about.

Consider first eq. (II). We put $a = \exp(-2\gamma d_{N-1})$, $b = k_{N-1}a$, and $R = 4\rho_{N-1} \cdot b / (1+b)^2$.

Then

$$I \quad \frac{\partial T_{N-1}}{\partial \rho_N} = R \cdot \rho_{N-1} / (\rho_{N-1} + \rho_N)^2, \quad (29)$$

$$II \quad \frac{\partial T_{N-1}}{\partial \rho_{N-1}} = T_{N-1} / \rho_{N-1} + R \cdot \rho_N / (\rho_{N-1} + \rho_N)^2, \quad (30)$$

$$III \quad \frac{\partial T_{N-1}}{\partial d_{N-1}} = -R \cdot k_{N-1} \cdot d_{N-1}. \quad (31)$$

Since the ρ_k for $k = N, N-1, \dots, j+1$ enter T_j only through T_{j+1} , we have

$$\frac{\partial T_j}{\partial \rho_k} = \frac{\partial T_j}{\partial T_{j+1}} \frac{\partial T_{j+1}}{\partial \rho_k} \quad k = N, N-1, \dots, j+1. \quad (32)$$

Also

$$\frac{\partial T_j}{\partial d_j} = \frac{\partial T_j}{\partial W_j} \frac{4\rho_j a}{(1+a)^2} \lambda, \quad (33)$$

where

$$a = \exp(-2d_j\lambda).$$

Putting $1 + W_j T_{j+1} / \rho_j^2 = c$, we have

$$\frac{\partial T_j}{\partial \rho_j} = \frac{\partial T_j}{\partial W_j} \frac{W_j}{\rho_j} + 2(W_j + T_{j+1}) W_j T_{j+1} \rho_j^{-3} / c^2 \quad (34)$$

and

$$\frac{\partial T_j}{\partial T_{j+1}} = (1 - W_j^2 / \rho_j^2) / c^2 \quad (35)$$

$$\frac{\partial T_j}{\partial W_j} = (1 - T_{j+1}^2 / \rho_j^2) / c^2 \quad (36)$$

These expressions hold for $j = N-2, N-3, \dots, 2, 1$; so that recursive application gives the partial derivatives of $T = T_1$.

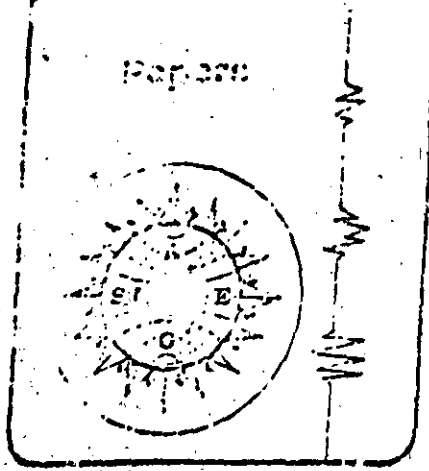
Since the function $C(x)$ in (10) is independent of the layer-sequence we have simply:

$$\frac{\partial \rho_{as}(x_i)}{\partial \rho_k} = \sum \frac{\partial T^{(i-j)}}{\partial \rho_k} \cdot C^{(j)} \quad (37)$$

where $T^{(i-j)} = T((i-j)\Delta x + S)$ and $C^{(j)} = C(j\Delta x - S)$.

REFERENCES

- GHOSH, D. P., 1971, The Application of Linear Filter Theory to the Direct Interpretation of Geoelectrical Resistivity Sounding Measurements, *Geophysical Prospecting* 19, 192-217.
- GHOSH, D. P., 1971a, Inverse Filter Coefficients for the Computation of Apparent Resistivity Standard Curves for a Horizontally Stratified Earth, *Geophysical Prospecting* 19, 769-775.
- KOEFOD, O., 1968, The Application of the Kernel Function in Interpreting Geoelectrical Measurements, *Geoexploration Monographs, Series 1, No. 2*, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- KOEFOD, O., 1970, A Fast Method for Determining the Layer Distribution from the Raised Kernel Function, *Geophysical Prospecting* 18, 564-570.
- KOEFOD, O., 1972, A Note on the Linear Filter Method of Interpreting Resistivity Sounding Data, *Geophysical Prospecting* 20, 403-405.
- VAN DAM, J. C., 1965, A Simple Method for the Calculation of Standard Graphs to be Used in Geo-electrical Prospecting, *Geophysical Prospecting* 13, 37-65.



Improved Linear Filter Coefficients for Application in Apparent Resistivity Computations

D.J. O'Neill

Geophysicist, Water Conservation and Irrigation Commission, N.S.W.

Linear filter theory provides a rapid means of calculating resistivity transforms and apparent resistivities, thereby facilitating resistivity sounding interpretation. The coefficient sets previously associated with the method, however, are inadequate for reflection coefficients approaching minus one. This paper presents, for the Schlumberger electrode configuration, new coefficients which significantly reduce this inadequacy, thus rendering the linear filter method an accurate and particularly rapid means of executing apparent resistivity computations.

Introduction

The application of linear filter theory to apparent resistivity computations has been treated by Ghosh (1971a,b).

The first of these applications was designed to facilitate rapid, direct interpretation of apparent resistivity sounding measurements along lines earlier proposed by Koefoed (1960). The method consists of evaluating, from apparent resistivity field measurements, the resistivity transform, $T(\lambda)$, which is then used as a basis for the determination of layer thicknesses and resistivities. Ghosh (1971a) presents a simplified and more rapid means than that of Koefoed, for obtaining the resistivity transform from known apparent resistivities.

The second of Ghosh's applications (1971b) allows rapid generation of theoretical sounding curves from transforms calculated for a proposed resistivity model.

For both the above cases, Ghosh has derived filter coefficients to represent, respectively, the forward and inverse filters which form the basis of the linear filter method. A particular and significant deficiency of these coefficients has been observed; the present paper reduces this deficiency (which is inherent in the linear filter method) to an acceptable level.

Theory

The method derives from the expression for the potential at a distance r from a point source of current, I , on the surface of a horizontally stratified earth:

$$V(r) = \frac{RI}{2\pi} \left[\frac{1}{r} + 2 \int_0^\infty B(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \right] \\ = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty T(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad \dots(1)$$

where:

$$T(\lambda) = \rho_s [1 + 2B(\lambda)]$$

ρ_s = surface layer resistivity

λ = integration variable with dimension of inverse distance,

$B(\lambda)$ = kernel function,

$T(\lambda)$ = resistivity transform function,

$J_0(\lambda r)$ = Bessel function of the first kind, zero order.

For a Schlumberger electrode configuration, the apparent resistivity is given by:

$$\rho_a(s) = - \frac{2\pi s^2}{I} \left[\frac{dV}{dr} \right]_{r=s} \quad \dots(2)$$

where: s = half the current electrode spacing.

Then:

$$\rho_a(s) = s^2 \int_0^\infty T(\lambda) J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \quad \dots(3)$$

by substitution of (1) into (2).

An expression for the resistivity transform is obtained by applying Hankel's inversion to (3), to give:

$$T(\lambda) = \int_0^\infty \rho_a(s) J_1(\lambda s) / s ds$$

$$T(y) = \int_0^{\infty} \rho_0(x) J_1[\exp(x-y)] dx \quad \dots(4)$$

where:

$$x = \ln(s)$$

$$y = \ln(1/l)$$

Equation (4) is a convolution integral, where:

$$\rho_0(x) = \text{input function,}$$

$$T(y) = \text{output function,}$$

$$J_1[\exp(x-y)] = \text{filter function.}$$

Since convolution can more simply be handled in the frequency domain, equation (4) is transformed to:

$$F(f) = G(f)H(f) \quad \dots(5)$$

where:

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

$$\rho_0(x) \leftrightarrow G(f) \quad (\leftrightarrow \text{denotes a Fourier transform pair})$$

$$H(f) = \text{resistivity filter characteristic.}$$

The determination of $H(f)$ is the initial step toward derivation of the digital filter. This is achieved by the use of a partial resistivity function with a known transform — pairs of such functions are provided by Koefoed (1968). The ratio of the Fourier transforms of these functions provides the filter characteristic.

The filter characteristic is next subjected to a sinc function input. The spectrum of a sinc function is a block function of width $1/\Delta x$ and height Δx (where Δx is the constant sampling interval — given by Shannon's sampling theorem — above which accurate reconstruction of a function, from its sample values, cannot be achieved).

Thus, to obtain the spectrum of the sinc response, we simply multiply the filter characteristic by Δx up to a frequency of $1/2\Delta x$ (Nyquist frequency), and by zero beyond this frequency. Inverse Fourier transformation of the resulting spectrum then gives the sinc response of the filter, sampled values of which constitute the required digital filter.

In the time domain, the discrete equivalent of equation (5) may be written:

$$T_m = \sum_i a_i R_{m-i} \quad \dots(6)$$

$$m = 0, 1, 2, \dots$$

a_i = forward filter coefficient,

R_{m-i} = sampled apparent resistivity.

The limits of the summation depend upon the number of coefficients and their position with respect to the filter origin.

For the inverse case of a resistivity transform input, and apparent resistivity output, equation (5) becomes:

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

where

$$Q(f) = \frac{1}{H(f)}$$

The inverse filter sinc response is then obtained as in the forward case, multiplying a block function by the spectrum of the inverse filter. The digital values of apparent resistivity are then given by:

$$R_m = \sum_i b_i T_{m-i} \quad \dots(7)$$

where:

$$m = 0, 1, 2, \dots$$

b_i = inverse filter coefficient,

T_{m-i} = sampled resistivity transform.

The transform sample values for use in equation (7) are simply calculated (Ghosh, 1971b). For a two-layer model (layer A overlying layer B):

$$T(u) = \rho_A \frac{1 + k_{AB} \exp(-2E_A/u)}{1 - k_{AB} \exp(-2E_A/u)} \quad \dots(8)$$

where:

$$u = \exp(y)$$

ρ_A, ρ_B = layer resistivities

E_A = layer A thickness

k_{AB} = reflection coefficient

$$= \frac{\rho_B - \rho_A}{\rho_B + \rho_A}$$

The transform for a section consisting of more than two layers is determined from the recursion formula:

$$T_n(u) = \frac{T_{AB}' + T_{n-1}}{1 + T_{AB}' T_{n-1} / \rho_A^2} \quad \dots(9)$$

where:

T_0 = resistivity transform for an n-layer section,

T_{n-1} = resistivity transform of the same section with the top layer removed.

$$= \frac{T_{BC}' + T_{n-2}}{1 + T_{BC}' T_{n-2} / \rho_B^2}$$

The resistivity transform of a two-layer section, given by (8) for the case $k_{AB} = -1$.

Of primary concern is the interval of sampling for apparent resistivities, in the case of (6), and for resistivity transforms, in the case of (7). Of secondary, but significant importance, is the number of coefficients chosen to represent the filter. Ghosh has presented two forward filters, consisting of nine and twelve coefficients, and a nine-coefficient inverse filter, for a sampling interval of $\frac{1}{3} \ln 10$ (i.e. three sample points per decade).

Limitations of Ghosh's Filter Coefficients

Interest was first focused on the linear filter method due to the need for a method of rapid calculation of apparent resistivities for any earth model consisting of homogeneous, horizontal layers.

The method of Ghosh was programmed and tested on a Digital Equipment Corporation PDP-8/E computer.

Many examples have been studied, ranging from two to eight layers with varying layer thicknesses and resistivities. Representative examples are presented in Figure 1.

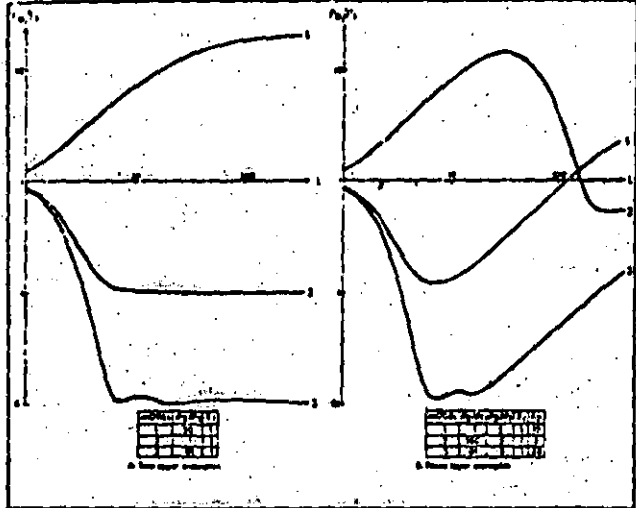


FIGURE 1 Two and three layer sounding curves from Ghosh's inverse filter coefficients

It is apparent that for H-type curves, large discrepancies appear in some cases.

Figure 2 shows a set of H-type curves; with the exception of a variable second layer resistivity, all parameters are constant. Oscillations within the troughs of the curves appear to worsen with decreasing ρ_2 . More correctly, the determining factor here is the ρ_1/ρ_2 contrast. Cases studied suggest that unacceptable behaviour occurs for $\rho_1/\rho_2 > 20$, i.e. $k < -0.9$. Where this limit is exceeded, Ghosh's coefficients do not adequately yield an accurate apparent resistivity curve.

Field experience has indicated that resistivity contrasts above 20:1 are common. It was therefore considered necessary to attempt to derive new coefficients capable of handling the large resistivity contrasts.

On the basis of the investigations of Ghosh (1971a) and Koefoed et al. (1972), it was decided to investigate the effect of a different sampling interval. These papers point out that for effective periodic sampling of the apparent resistivity curve (in the forward case), and of the transform curve (in the inverse case), the frequency spectrum

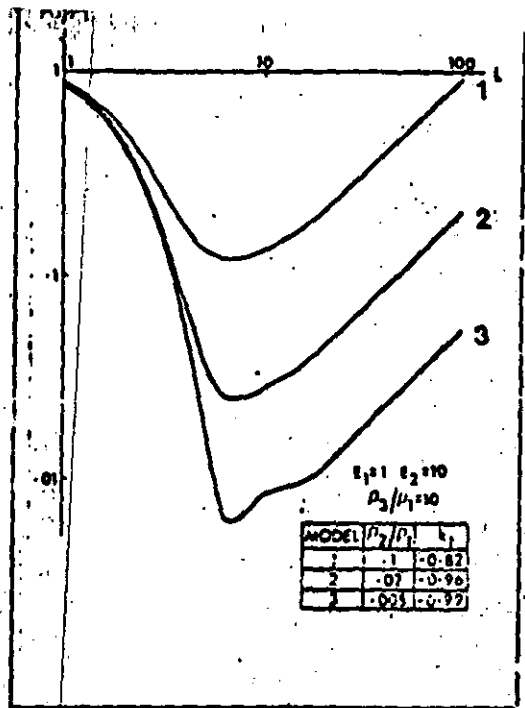


FIGURE 2 Three layer curves from Ghosh's coefficients for varying resistivity contrasts

of each curve must be zero beyond the Nyquist frequency. In investigating the spectra of various apparent resistivity curves, Ghosh (1971a) showed that, while these are non-zero beyond the Nyquist frequency, only a small error is incurred where a sufficiently small sampling interval is chosen.

It was decided, therefore, to derive new sets of forward and inverse filter coefficients, for a sampling interval of $\frac{1}{6} \ln 10$.

Derivation of the New Coefficients

The derivation followed essentially the same lines as that of Ghosh. In determining the forward and inverse filter characteristics, the following partial resistivity function and corresponding transform function were used:

Partial resistivity function: $\Delta \rho_a(x) = \frac{e^{3x}}{(1+e^{2x})^{7/2}}$

Transform function: $\Delta T(y) = \frac{e^{-y} + e^{-2y}}{15e^{-y}}$

Fast Fourier transforms of these two functions were

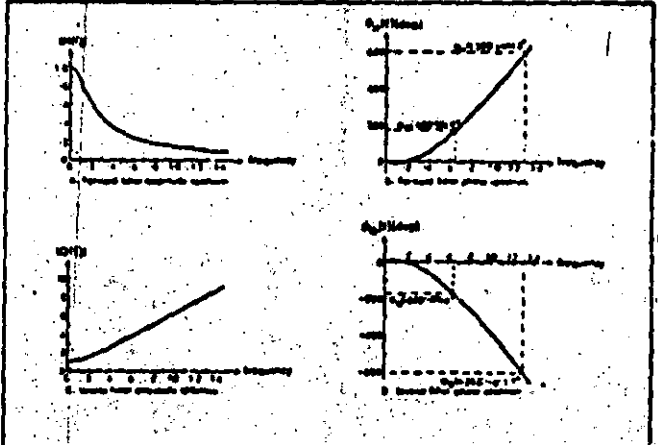


FIGURE 3 Amplitude and phase spectra for forward and inverse filters

calculated using a FORTRAN program by Brigham (1974); the ratios of the resulting frequency spectra then yielded the forward and inverse filter characteristics. Amplitude and phase spectra for the two filters are shown in Figure 3.

Having determined the phase spectra of the filters, it is possible to determine optimal coefficient sampling positions on the sinc response curves. This results from an observation by Koefoed (1972) that the sinc response becomes periodic at large positive and negative abscissa values, with a period of twice the sampling interval. Koefoed shows that the zeros of the sinc response occur at abscissa values given by:

$$x = [n - \phi(f_N)/\pi] \cdot \Delta x \quad \dots(10)$$

where:

$$n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$$

$\phi(f_N)$ = phase at Nyquist frequency

Δx = sampling interval

In order to obtain a filter of minimum length it is necessary that the coefficient sampling positions be as close as possible to these zeros, so that all coefficients for large positive and negative abscissae are essentially zero and may therefore be ignored. Only coefficients within the central, non-periodic region will then be significant.

Optimal sampling positions will introduce a shift, δx , between the central coefficient and the sinc response origin unless $\phi(f_N)$ is an integral multiple of π . The significance of this shift is that input function values at abscissa x will be associated with output function values at $x + \delta x$.

Koefoed suggested that a zero shift could be achieved by the choice of an appropriate sampling interval. However, this approach results in a non-integral number of resistivity samples per decade and is inconvenient for field application.

It may be pointed out, at this stage, that for Ghosh's forward and inverse coefficients, shifts of 0.0 and -0.0487, respectively, were used. However, for forward and inverse phases of +174.6° and -174.6° respectively, at the Nyquist frequency of 0.6514, optimal shifts of +0.0229 and -0.0229 would yield a slightly more efficient filter for a spacing of $\frac{1}{3} \ln 10$.

For a sampling interval of $\frac{1}{6} \ln 10$, the forward and inverse phases at the Nyquist frequency of 1.303 are +601.3° and -601.3° giving, respectively, shifts of -0.13069 and +0.13069. The central coefficients are then defined at these abscissa values, the remaining coefficients being located on either side, at intervals of $\frac{1}{6} \ln 10$. In the forward case, a field apparent resistivity value at a distance L' is associated with a resistivity transform value at $L \cdot \exp(-0.13069) = L/1.1396$. In the inverse case, a theoretical apparent resistivity transform value at a distance L' is associated with an apparent resistivity value at $L' \cdot \exp(+0.13069) = L' \cdot (1.1396)$.

The forward and inverse filter sinc responses are shown in Figure 4. Optimal coefficients are indicated.

The actual number of coefficients chosen to represent the filters is arbitrary, being a compromise between accuracy and computational convenience. Variable-length filters have been tested; satisfactory accuracy has been given by the 25 - coefficient forward filter in Table 1, and the 20 - coefficient inverse filter in Table 2.

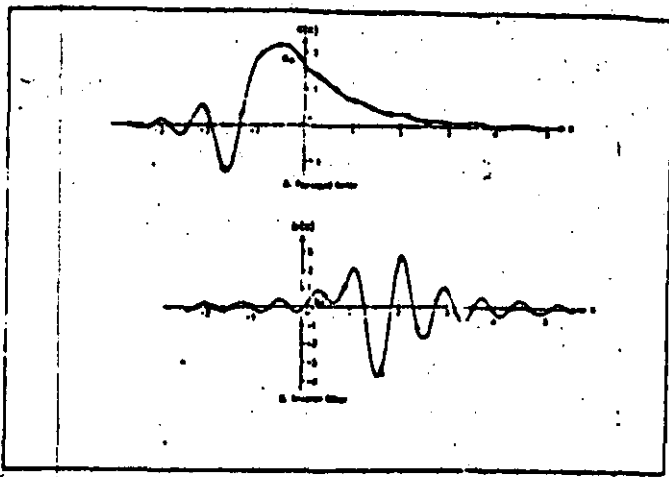


FIGURE 4
Sinc response of forward and inverse filters showing coefficients spaced at $\frac{1}{6} \ln 10$

The end coefficients in each case have been adjusted to ensure that the chosen coefficient sets have a unit sum, thereby allowing for the coefficients, at large positive and negative abscissae, which have been ignored.

Testing the New Coefficients

The set of forward filter-coefficients listed in Table 1 was tested for three-layer resistivity models, with k_1 varying from -0.95 to +0.95.

From theoretical apparent resistivity values from Orellana and Mooney (1966), resistivity transforms were calculated from equation (6), using both the new coefficients and those of Ghosh. Since, for the application of this equation, apparent resistivity values are required at the constant spacings of $\frac{1}{3} \ln 10$ and $\frac{1}{6} \ln 10$, a cubic spline routine was used to interpolate apparent resistivities at the required abscissae.

TABLE 1.
Forward Filter Coefficients for $\frac{1}{6} \ln 10$ Sampling Interval.

a ₈	-0.0002766	a ₅	0.03198
a ₇	0.001418	a ₆	0.02184
a ₆	-0.008794	a ₇	0.01488
a ₅	0.04501	a ₈	0.01015
a ₄	-0.1235	a ₉	0.006907
a ₃	0.03287	a ₁₀	0.004718
a ₂	0.1961	a ₁₁	0.003203
a ₁	0.2206	a ₁₂	0.002194
a ₀	0.1853	a ₁₃	0.001483
a ₁	0.1379	a ₁₄	0.001022
a ₂	0.09804	a ₁₅	0.0006846
a ₃	0.06802	a ₁₆	0.001481
a ₄	0.04677		

Theoretical transforms were then calculated according to equations (8) and (9), and compared to those calculated from equation (6) using the two sets of coefficients. The parameter used for comparison is the "root mean square percentage error", defined by:

$$E = 100 \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{m=1}^N \left(\frac{T_m - T_c}{T_m} \right)^2} \dots(11)$$

where:

- N = no. of transforms calculated,
- T_m = transform calculated from (6),
- T_c = transform calculated from (8) and (9).

TABLE 2.

inverse Filter Coefficients for $\frac{1}{6} \ln 10$ Sampling Interval.

b_{14}	0.003042	b_5	2.7044
b_{13}	-0.001198	b_6	-1.1324
b_{12}	0.01284	b_7	0.3930
b_{11}	0.02350	b_8	-0.1436
b_{10}	0.08688	b_9	0.05812
b_9	0.2374	b_{10}	-0.02521
b_8	0.6194	b_{11}	0.01125
b_7	1.1817	b_{12}	-0.004978 \rightarrow -0.003224
b_6	0.4248	b_{13}	0.002072
b_5	-3.4507	b_{14}	-0.000318

Representative results are listed in Table 3. The new set of coefficients is seen to reduce the RMS % Error significantly.

TABLE 3.

RMS % Errors for Forward Filter Coefficient Sets

k_1	RMS % ERROR	
	Ghosh's Coefficients (1/3) ln 10	New Coefficients (1/6) ln 10
-0.95	1.77	0.130
-0.82	1.64	0.162
-0.43	0.576	0.026
0.43	0.582	0.016
0.82	0.793	0.024
0.95	1.42	0.202

A similar test was devised to compare the inverse filter coefficient sets. In this case, apparent resistivities were calculated from equation (7) using theoretical transform values from equations (8) and (9). These apparent resistivity values were then compared with those from Orellana and Mooney (1966), to determine the RMS % Error, as in equation (11). Results for the inverse coefficients are shown in Table 4. A significant increase in accuracy is again apparent.

TABLE 4.

RMS % Errors for Inverse Filter Coefficient Sets.

k_1	RMS % ERROR	
	Ghosh's Coefficients (1/3) ln 10	New Coefficients (1/6) ln 10
-0.95	5.81	0.468
-0.82	5.60	0.173
-0.43	0.273	0.035
0.43	0.235	0.053
0.82	0.453	0.022
0.95	1.68	0.043

The new set of inverse filter coefficients was next tested on those examples where Ghosh's coefficients provided erroneous resistivities. The resulting curves are shown in Figure 5, together with those derived using Ghosh's coefficients. The new coefficients generate accurate apparent resistivity values for those cases where Ghosh's coefficients prove inadequate.

Furthermore, with the use of the new coefficients, the oscillatory behaviour exemplified in Figure 2 was found to become apparent only where $k < -0.993$, i.e. $\rho_1/\rho_2 > 1000$.

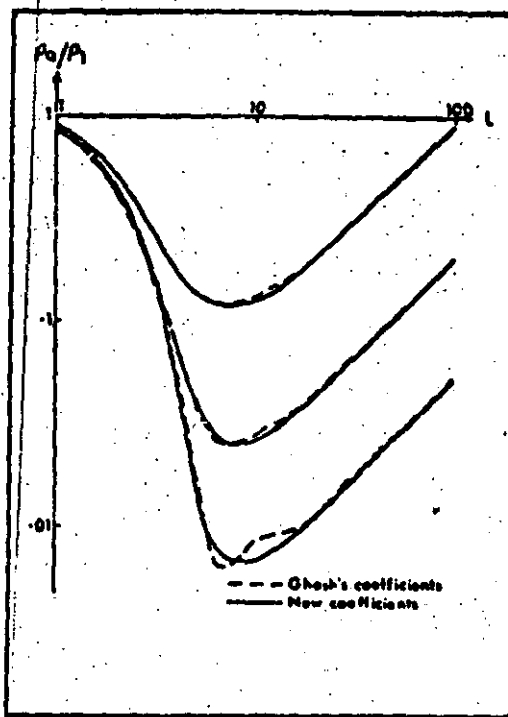


FIGURE 5
Curves from fig. 2 compared to those derived with new coefficients.

Advantages of the Linear Filter Method

The linear filter method of deriving apparent resistivity sounding curves provides significant advantages over the more conventional integral evaluation method (Mooney et al., 1966):

1. The greatest advantage is the marked increase in speed: both methods have been run on a PDR-8/E computer, with decreases in execution time by a factor of from 20 to 1000.
2. High accuracy is obtainable; whereas the accuracy of the

linear filter method was once occasionally questionable, the new coefficients have eliminated this problem.

3. Because of its inherent operational simplicity, the method is readily programmed for computer. Very little storage is required, allowing application on most mini-computers.
4. Whereas, in the integral evaluation method, execution time is significantly increased by the depth to bedrock and large resistivity contrasts, no such increase occurs with the linear filter method. Further, the significant increase in storage, for the former method, caused by large depths to bedrock, is not displayed by the linear filter method.
5. Any layer thicknesses are permitted by the linear filter method; in contrast, the integral evaluation method requires that all depths must be integral multiples of some common thickness. The linear filter method therefore allows finer definition of layer thicknesses.

Summary

The linear filter method of calculating resistivity transforms and apparent resistivities has been presented by Ghosh (1971a,b). Digital filter coefficients for three computations per decade have been published, but provide insufficient accuracy for cases where the reflection coefficient approaches minus one.

New coefficients for the Schlumberger configuration have been derived, in order to appreciably reduce this problem. The coefficients, which provide six computations per decade, have been tested, and provide accuracies far above that normally associated with measurements obtained from resistivity surveys.

Further, the method removes the limitations of the integral evaluation method, with regard to computation time, parameter restrictions, and computer storage.

Acknowledgements

Thanks are extended to Mr. N. Merrick, for the considerable assistance provided throughout the duration of this project.

The permission of the Water Conservation and Irrigation Commission of N.S.W., to publish this paper is gratefully acknowledged.

References

- BRIGHAM, E. ORAN, 1974, *The Fast Fourier Transform*, Prentice-Hall, New Jersey, p.164.
- GHOSH, D.P., 1971a, The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, *Geophysical Prospecting*, 19, pp. 192-217.
- GHOSH, D.P., 1971b, Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth, *Geophysical Prospecting*, 19, pp. 769-775.
- KOEFOED, O., 1968, The application of the kernel function in interpreting geoelectrical measurements, *Geophysical Monographs*, Series 1, No. 2, Georuder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- KOEFOED, O., 1972, A note on the linear filter method of interpreting resistivity sounding data, *Geophysical Prospecting*, 20, pp. 403-405.
- KOEFOED, O., GHOSH, D.P., and POLMAN, G.J., 1972, Computation of type curves for electromagnetic depth sounding with a horizontal transmitting coil by means of a digital linear filter, *Geophysical Prospecting*, 20, pp. 406-420.
- MOONEY, H.M., ORELLANA, E., PICKETT, H., and TORNEIM, L., 1966, A resistivity computation method for layered earth models, *Geophysics*, 31, pp. 192-203.
- ORELLANA, E., and MOONEY, H.M., 1966, Master tables and curves for vertical electric sounding over layered structures, *Inter-ciencia*, Madrid.

VALLANCE, T.G., 1967. Palaeozoic low pressure regional metamorphism in south-eastern Australia, *Meddr. dansk geol. foren.* 17, 424-503.

VALLANCE, T.G., 1969. Plutonic and metamorphic rocks: Southern and Central Highlands Fold Belt, 180-200, in G.H. Packham (Ed.), *The Geology of New South Wales*, *J. geol. Soc. Aust.* 16.

VANDYKE, A. and J.G. BYRNES, 1976. Palaeozoic succession beneath the Narragal Limestone, Oakdale Anticline near Mumbit, *Rec. geol. Surv. N.S.W.* 17(2), 123-134.

WEBBY, B.D., 1972. Devonian geological history of the Lachlan geosyncline, *J. geol. Soc. Aust.* 19, 99-123.

WHITE, A.J.R., B.H. CHAPPELL, and J.R. CLEARY, 1974. Geological setting and emplacement of some Australian Palaeozoic batholiths and implications for intrusive mechanism, *Pacific Geol.* 8, 159-171.

WILLIAMS, N., 1967. Palaeozoic geology of the Bethanga goldfield area, N.E. Victoria, B.Sc. (Hons) Thesis, Aust. Nat. Univ., 98 pp. (unpubl.).

WILLIS, I.L., 1972. The structural geology of the Upper Silurian-Lower Devonian rocks west of Sofala, New South Wales, B.A. (Hons) Thesis, Macquarie Univ. 53 pp. (unpubl.).

48

ERRATA

Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys. 6:

- p. 88: Title: "Central City Basin" should read "Central Sydney Basin".
- p. 91 Column 2, equation (1): " $S(t-d_1)$ " should read " $S(t-a_1)$ ".
- p. 97: Column 1, 3 lines from bottom: "half-plant" should read "half-plane"; the following equation is Equation 1.1.
Column 2, 7 lines from bottom: " $2\pi f_1$ " instead of " $2\pi f_2 \dots 2\pi f_1$ " should read " $2\pi f_1$ " instead of " $2\pi f_2 \dots 2\pi f_1$ "; the following equation is Equation 1.2; in the denominator of this equation " $j2\pi$ " should read " $+j2\pi$ ".
- p. 98: Column 1, line 7: " $a(K\Delta_1)$ " should read " $d(k\Delta_1)$ "; 14 lines further down an obvious minus sign has been omitted; 9 lines further down again: " b/t " should read " $b/2$ ".
Column 2, 4 lines from bottom: " $a(KD_1)$ " should read " $a(k\Delta_1)$ ".
- p. 99: Column 1, lines 13 and 21: "=" has been omitted; 7 lines from the bottom: "c" should read " τ ".
- p. 108: Table 2: coefficients b_{12} and b_{14} should be preceded by minus signs.
Column 2, 4 lines from bottom: "PDP-3/E" should read "PDP-8/E".



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

COMPUTERIZED GEOPHYSICAL TOMOGRAPHY

AGOSTO, 1985

Computerized Geophysical Tomography

KRIS A. DINES, MEMBER, IEEE, AND R. JEFFREY LYTTLE, MEMBER, IEEE

Abstract—Computerized tomography is used as an aid in geophysical exploration. With this method, detailed pictures of electromagnetic properties in the regions between pairs of boreholes can be reconstructed. The spatial distribution of attenuation or propagation velocity is calculated from line integrals along rays in the plane between boreholes, and displayed as a digital picture. In principle, the transmission of seismic data can also be analyzed by this method as long as it obeys the line integral model. Iterative solution techniques, similar to those used in medical X-ray tomography are applied to solve the large sets of linear equations relating the line integral data and the remote observables. A straight-line ray optics model was used for energy propagation between boreholes. The performance of the reconstruction algorithm is demonstrated using computer-generated synthetic data and experimental data collected by continuous-wave electromagnetic transmission probing. Experimental attenuation reconstructions are presented of a proposed underground urban mass-transit site. Both lateral and vertical variations are displayed using these methods.

I. INTRODUCTION

COMPUTERIZED axial tomography has revolutionized medical X-ray imaging because of its ability to display the spatial distribution of X-ray attenuation over cross sections of the body [1]. Tomographic or image-reconstruction methods are applicable to imaging situations where line integrals of a parameter, such as X-ray attenuation, are available as the collected data [2]–[4]. Specifically, when these line integrals can be organized into parallel or fan-beam ray sets called projections, convolutional reconstruction techniques can be used to process data on a projection-by-projection basis in an efficient and accurate manner. These convolution or filtered backprojection methods basically solve a large set of linear equations for the unknown image by taking advantage of the special structure of the coefficient matrix as determined by the choice of scanning geometry [5]–[15].

Early reconstruction efforts made use of iterative algebraic-solution techniques for solving the large sets of sparse equations. Iterative methods are more general than the filtered backprojection methods because they can accommodate arbitrary scanning geometries, although there are some geometries that result in more efficient computational algorithms [16]–[18].

In this paper we apply some of the iterative-solution methods to geophysical line-integral data. These data can be generated by transmission probing through a region using either electro-

magnetic energy or seismic energy. In so far as signal attenuation rate or propagation velocity characterizes the geology, one can, in principle, image geological structures similar to the way in which medical tomograms are obtained.

Geophysical tomography (geotomography) differs from medical tomography both in physical scale and scanning geometry characteristics. Geophysical applications require sampling on a larger physical scale than medical applications, therefore, to achieve sufficient received-signal levels over practical distances, lower frequencies must be used in geophysical applications. Spatial resolution in images reconstructed from geophysical signals may be displayed in dimensions of centimeters to meters while medical images are in millimeters. Medical scanners are constructed with a fixed-data collection geometry. Conversely, geophysical problems generally require a new scanning capability for each separate application.

In the problems to be considered here, the scanning paths are boreholes in the ground. Because of the inaccuracies in drilling techniques (i.e., boreholes that wander from a straight-line path) and the fact that preexisting holes must often be used, a fairly general scanning geometry must be considered in the reconstruction algorithm. This factor has led us to consider iterative-solution algorithms that are more versatile than either the convolutional methods or some recently proposed noniteration schemes [27]. In addition, iterative techniques are thought to be more easily adaptable to future applications where refraction effects require ray-bending corrections on large data sets [14], [28], [29].

Our approach is based on an assumed straight line ray-optic model of the propagation mechanism. This approach is known to be approximate, although it is sufficiently accurate if certain criteria, discussed later, are satisfied. The ray-optic approach used is an alternative to the formulation yielding mathematically precise results for earth strata of certain specific form [30], [31].

In Fig. 1, a typical situation, the data-collection system scans the region between boreholes with a signal source located in one hole and a receiver in the other. A multitude of source and receiver locations are used to effectively sample the region between boreholes with a large number of orientations for the transmission paths. The received signals carry time-of-flight information for velocity measurements and amplitude information for attenuation measurements. Note that the region is viewed from only two sides. This is in contrast to medical tomography where the object can be interrogated from all sides of the object. Cross-borehole probing applied in medical tomography would result in spatially truncated projections that are also limited in total view angle [32].

Some possible geotomography applications include: detection of hazardous regions ahead of a mine face, assessing nuclear reactor and waste storage sites, mapping resources at

Manuscript received August 14, 1978; revised December 4, 1978. This work was performed under the auspices of the U.S. Department of Energy, by Lawrence Livermore Laboratory, under Contract W-7405-Eng-48.

K. A. Dines was with the Lawrence Livermore Laboratory, University of California, Livermore, CA. He is now with the Indianapolis Center for Advanced Research, Indianapolis, IN 45202.

R. J. Lytle is with the Lawrence Livermore Laboratory, University of California, Livermore, CA 94550.

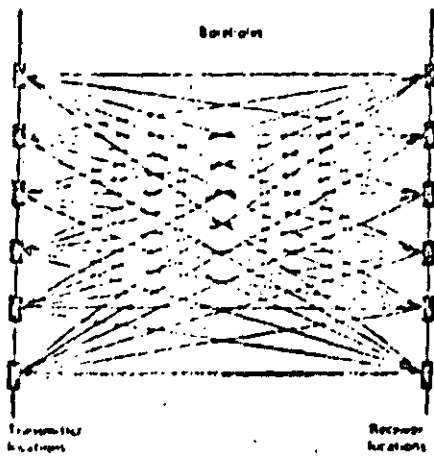


Fig. 1. Cross borehole sampling using multiple locations for the transmitter and receiver probes.

mines to detect deposits that pinch out but are suspected of reappearing elsewhere, and determining the location and volume of oil present in possible secondary oil recovery fields [33]-[37].

In this paper we describe the data interpretation method for straight-ray propagation, test its performance on computer-generated data, and apply it to experimental continuous-wave electromagnetic data from a proposed urban mass transit site.

III. IMAGING MODEL

The model used for cross-borehole probing is shown in Fig. 2, where a typical ray path is indicated for electromagnetic signal propagation. In current geophysical applications the total length of individual rays can range from 1 m to 1.0 km, depending on the characteristics of the host medium and source-receiver capabilities.

The region between boreholes is represented by a two-dimensional area where the distribution of some material parameter, such as velocity $v(x, y)$ or attenuation rate $\alpha(x, y)$, is to be calculated. Attenuation rate is a measure of how rapidly plane-wave energy is dissipated with distance in the medium. If $I(s_0)$ is the power density of the signal at ray-arc length s_0 , then a plane wave traveling a short distance Δs , suffers a loss of

$$I(s_0 + \Delta s) = I(s_0) \exp(-2\alpha_0 \Delta s) \quad (1)$$

where $\alpha_0 = \alpha(x_0, y_0)$ is the local attenuation rate in nepers per meter at ray position s_0 , corresponding to the coordinates (x_0, y_0) in the plane. We note that attenuation in geological applications is a function of frequency. This is an important factor with pulsed excitations. Signal loss along the entire ray R_k is

$$I(S_k) = I(0) \exp \left[-2 \int_{R_k} \alpha(x, y) ds \right] \quad (2)$$

where $I(0)$ is the incident signal intensity at $s = 0$, $I(S_k)$ is the received intensity at the end of the ray $s = S_k$, and the attenuation integral is a line integral taken along the ray. In terms of measured signal intensity data, we have from (2)

$$\gamma_k = -\frac{1}{2} \ln \frac{I(S_k)}{I(0)} = \int_{R_k} \alpha(x, y) ds \quad (3)$$

where γ_k is the integrated attenuation for the entire signal path.

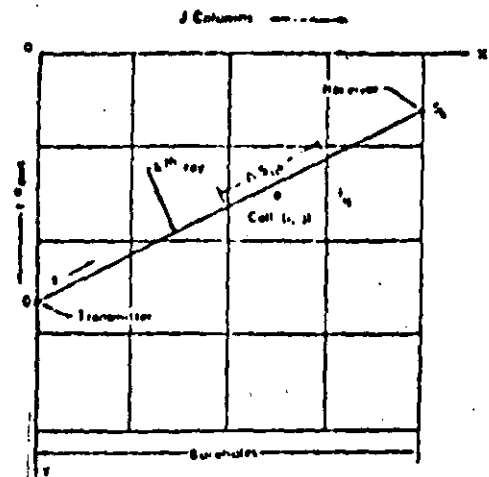


Fig. 2. Discrete model of a region between boreholes showing a typical ray path through the $I \times J$ digital image of attenuation or velocity.

A similar relationship exists between propagation velocity $v(x, y)$ and the total signal delay Δt_k

$$\Delta t_k = \int_{R_k} \frac{ds}{v(x, y)} \quad (4)$$

where the inverse of velocity appears in the integral. The quantity $1/v(x, y)$ can be imaged and the picture inverted for a direct display of velocity. In terms of the refractive index $n(x, y)$ defined as the ratio of propagation velocity in free space c and velocity $v(x, y)$ in the medium, we have

$$c \Delta t_k = \int_{R_k} n(x, y) ds \quad (5)$$

with the optical path length $c \Delta t_k$ being the measured data and $n(x, y)$ the quantity to be imaged.

Regardless of whether we are dealing with total signal loss (attenuation) or total signal delay (velocity), the same fundamental mathematical relationship exists between the measured data and the quantity to be reconstructed. However, unless the refractive-index function is a constant throughout the region, there will be ray bending with unknown ray paths. This means that one must somehow image the refractive-index function, determine the ray paths, and then use these rays for reconstructing attenuation. If the refractive-index changes are sufficiently small, the rays will be approximately straight. If refraction is significant and straight rays are assumed, there will be distortions in reconstructed pictures.

Three criteria are required for the straight-ray optical model to be a valid approximation of the physical interaction [38]: the separation distance between source and receiver must be much larger than $\lambda/2\pi$, where λ is the wavelength in the medium; the refractive index should vary slowly enough over distance that the field behavior is adequately described by straight-line geometrical optics; and $\lambda \ll \delta$, where δ is the skin depth in the medium. Fortunately, there are many physical applications that meet these criteria. An example would be high-frequency electromagnetic cross-borehole probing where the boreholes are separated by five wavelengths, the conduction currents in the probed region are much larger than displacement currents (which means $\lambda \ll \delta$), and the local velocity of electromagnetic waves is well approximated as constant throughout the region of interest. For this situation the data on the travel times between source and receiver

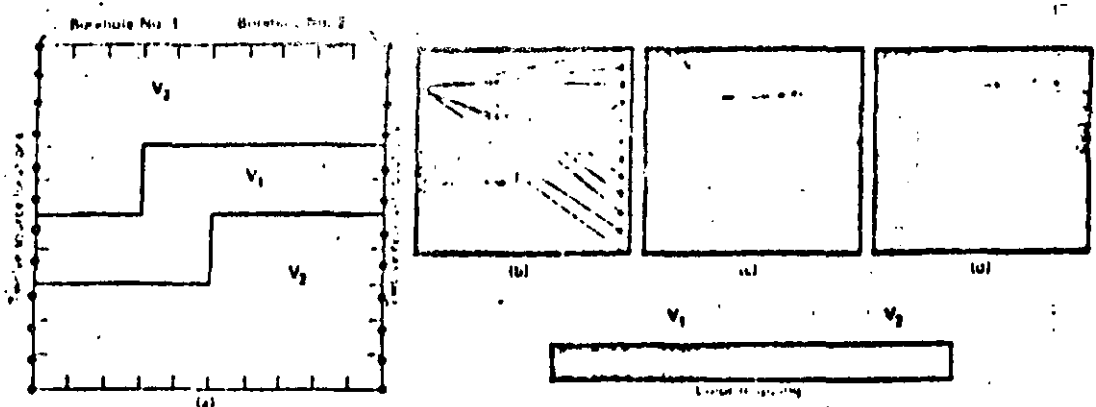


Fig. 3. Effect of ray bending on interpretation of transmission data. (a) The velocity distribution pattern used in computer simulation of the transmission data. The region between boreholes is divided into a 10 X 10 digital picture. (b) Bending of rays transmitted through the simulated 16 percent velocity contrast. The velocity contrast has been smoothed at the edges to give a more gradual change. The color bar shown below Figs. 3(b) through (c) represents the relative velocity scale used. (c) Profile of the 16 percent velocity contrast reconstructed using straight-line interpretation of the bending ray data. (d) Profile of the 33 percent velocity contrast reconstructed using straight-line interpretation of the bending ray data.

would, when interpreted, yield a velocity profile that would be constant regardless of the source-receiver locations. If, however, there were significant attenuation-rate variations throughout the probed region, they would be evident in the amplitude variation results for the different source-receiver combinations. This hypothetical situation is closely representative of an experimental application to be described later, described later.

Corrections for ray bending have been attempted [39]-[41], but were made on relatively small pictures, not the large pictures considered here. Such performance measures and reconstruction examples indicate that significant benefits from ray corrections require a data accuracy in excess of that presently available in our experimental data collection system [1]. We have therefore arbitrarily limited ourselves to those situations where we can ignore ray-bending corrections. Note that some resolution will consequently be sacrificed in the reconstructions if there is ray bending due to a spatially varying velocity profile.

As examples of the effect of ray bending on reconstruction quality, we simulated two hypothetical situations on the computer. Two geophysical profiles (see Fig. 3(a)), with 16 percent and 33 percent velocity contrasts, were modeled. For these profiles, the rays linking source and receiver bend (e.g., see Fig. 3(b)) for the 16 percent contrast. The synthetic transmission data generated using the bending rays can be interpreted using an assumption that the rays traveled in straight lines. Iterative-reconstruction techniques based on this assumption are discussed below. Using these techniques on the synthetic bending-ray data for these profiles, we made reconstructions of the geophysical profile (Figs. 3(c) and (d)). Note that as would be expected, the image resolution is less for the higher velocity contrast. From the limited results given, the authors have tentatively concluded that velocity contrasts of 16 percent or less can be successfully interpreted using a multitude of cross-borehole transmission paths and the straight-line data-interpretation techniques given below. Higher velocity contrasts can also be interpreted using the techniques, but with degraded resolution.

III. ITERATIVE RECONSTRUCTION TECHNIQUES

The basic aim of reconstruction is to image a material parameter, $f(x, y)$ (attenuation or refractive index) from line-integral

data g_k collected for K signal paths

$$g_k = \int_{R_k} f(x, y) ds. \tag{6}$$

Therefore, given the ray paths R_k , a set of K linear equations can be constructed, and in principle, solved for an estimate of the unknown image $f(x, y)$.

To construct the linear equations that are to be solved on a digital computer, a discrete approximation must be chosen to the function $f(x, y)$. An $I \times J$ grid is superimposed on the picture plane and $f(x, y)$ is approximated by $\hat{f}(x, y)$, whose value is assumed constant over each cell of the grid. The value of $\hat{f}(x, y)$ for the cell centered at the digital picture sample (i, j) may be thought of as the average value of $f(x, y)$ over that cell. The discrete model of the region between holes is an $I \times J$ matrix of cells where $f(x, y)$ is assumed constant within each cell but varies from cell to cell. There are IJ unknown picture values f_{ij} , each corresponding to a cell centered at row i , column j in the matrix of Fig. 2. For each ray, one equation can be written relating these unknowns to the measured data. Doing this for each ray enables one to obtain a system of K equations in IJ unknowns.

$$g_k = \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J f_{ij} \Delta s_{ijk}, \quad k = 1, 2, 3, \dots, K. \tag{7}$$

Here, f_{ij} denotes the average value of $f(x, y)$ on the cell (i, j) , and Δs_{ijk} is the length of a ray segment that intercepts the cell, as shown in Fig. 2. The summation in (7) is then over all values of i and j , where it is understood that $\Delta s_{ijk} = 0$ for those i and j values for which the associated cell is not intercepted by the ray R_k .

The problem of estimating $f(x, y)$ has now been reduced to solving the set of linear equations in (7). However, several problems remain. First, the data g_k is not known exactly in any practical case as a result of various sources of noise in the system and approximations in the discrete model. Generally this will cause (7) to be inconsistent. Second, the number of independent equations, as determined by the scanning geometry, is usually insufficient to determine f_{ij} uniquely. Finally, in many cases the number of equations are too large for direct matrix-inversion or pseudo-inversion solution

techniques. For example, assume the boreholes are separated by 200 m, and we sample a 200 m vertical region. If we desire a resolution corresponding to 1-m X 1-m cells, then there will be 40 000 unknowns and an equation coefficient matrix of perhaps 40 000 X 40 000. Although the equation coefficient matrix is sparse, standard solution methods are impractical.

Efficient iterative-solution methods can be devised to choose an approximate solution to this large system of equations using the insufficient, inconsistent data. Iterative-solution algorithms have recently been used in X-ray probing of the human head and torso. These algorithms have been known for some time, however, not until recently have experimental data been reduced using these methods. The techniques have been extensively applied recently in such varied areas as X-ray tomography, nuclear emission imaging, electron microscopy, ultrasonic imaging, and optical interferometry, among others.

The mathematics governing these reconstruction procedures is well founded [17], [23]. However, a myriad of modifications, both rigorous and heuristic, have been made to the basic approach. Basically, an iterative method such as the algebraic-reconstruction technique (ART) treats one equation at a time [16]. In tomography, this amounts to examining one ray path at a time, a convenient approach because storage of the coefficients Δf_{ijk} in (7) can be avoided. Each equation can be generated from geometry considerations as each ray is encountered in the iterations.

The algorithm for reconstruction begins with an initial guess f_{ij}^0 for every picture sample and calculates an estimate for the data g_k at the end of a chosen ray path,

$$\hat{g}_k = \sum_i \sum_j f_{ij}^q \Delta f_{ijk} \quad (8)$$

where Δf_{ijk} is as defined in (7). Here f_{ij}^q indicates the estimated picture after the q th iteration. An iteration occurs each time a single ray is examined. Generally, $k \neq q$ because the entire set of rays must be examined several times before a final estimate of f_{ij} is obtained. We wish to determine a set of corrections due to the k th ray, Δf_{ijk}^q , so there will be a zero error for the k th path:

$$g_k = \sum_i \sum_j (f_{ij}^q + \Delta f_{ijk}^q) \Delta f_{ijk} \quad (9)$$

Combining (9) with (8) gives

$$\Delta g_k = (g_k - \hat{g}_k) = \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \Delta f_{ijk}^q \Delta f_{ijk} \quad (10)$$

where Δg_k is the difference (error in data fit) between the measured value and estimated value for the k th path.

There are an infinite number of possible solutions to (10), because there is only one equation to be satisfied at every iteration, but IJ unknowns Δf_{ijk}^q . We have arbitrarily chosen to minimize the criterion,

$$C = \sum_{k=1}^K \sum_{j=1}^J (\Delta f_{ijk}^q)^{2p}, \quad p = 1, 2, 3, \dots$$

subject to the constraint in (10) so that a unique solution is obtained. In (11) p is a positive integer ($p = 1$ for ART algorithms). If $p = 1$, then we speak of minimum energy cor-

rections. A straightforward derivation of (10) leads to the corrections

$$\Delta f_{ijk}^q = \frac{(\Delta f_{ijk})^2 \Delta g_k}{\sum_i \sum_j (\Delta f_{ijk})^{2p}} \quad (12)$$

for general p , where $w = 1/(2p - 1)$. As mentioned previously, Δf_{ijk} is understood to be zero if the k th ray does not pass through cell (i, j) , in which case Δf_{ijk}^q will also be zero. Equation (12) gives the corrections to be applied to each zone to give a zero error for the k th path. The new estimate for the picture is then

$$f_{ij}^{(q+1)} = f_{ij}^q + \Delta f_{ijk}^q, \quad i = 1, 2, \dots, I; \\ j = 1, 2, 3, \dots, J. \quad (13)$$

The process is repeated ray-by-ray until all the rays ($k = 1, \dots, K$) have been processed several times. Each time a single ray is examined the picture is updated constituting one iteration.

An interesting case arises when p is allowed to approach infinity. When $p \rightarrow \infty$ the criterion in (11) is referred to as the L^∞ or minimax norm, or in digital filter design terminology, the Chebyshev norm. In the limit as the integer $p \rightarrow \infty$ in (12), we obtain the minimax corrections

$$\Delta f_{ijk}^q = \frac{\text{sgn}(\Delta f_{ijk}) \Delta g_k}{\sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J |\Delta f_{ijk}|} \quad (14)$$

where $|\cdot|$ denotes absolute value and

$$\text{sgn}(V) = \begin{cases} -1, & V < 0 \\ 0, & V = 0 \\ 1, & V > 0 \end{cases}$$

is the signum function. In tomography, the Δf_{ijk} are distances and therefore nonnegative. For minimax corrections the same value is added to all cells intercepted by the ray in question regardless of the length of the ray segment that intersects the cell. This is simply backprojection which is incidentally, one step in the Fourier-reconstruction method used in tomography. Here we have an iterative backprojection of errors in line-integral data fit. Note that the denominator in (14) is just the total length of the ray between source and receiver.

The ART algorithm with minimum energy corrections ($p = 1$) requires the changes, Δf_{ijk}^q , to be weighted by the ray segment length Δf_{ijk} . In practice though, these ray lengths are often ignored and something similar to minimax corrections are often performed to reduce computation time. The minimum energy criterion used here leads naturally to a common modification of ART which, to the authors' knowledge, was previously considered to be an approximation to the $p = 1$ case. Note carefully, that regardless of the value of p chosen for the criterion, the ray-segment lengths must, strictly speaking, be calculated to obtain g_k in (8). However, these segment lengths Δf_{ijk} can often be ignored, and the line integral in (8) can be estimated by simply adding the f_{ij}^q for all cells through which the k th ray passes and dividing by the number of contributing cells N_k to obtain the average value of f_{ij}^q per unit length along

the ray. With L_k equal to the length of the k th ray, we have

$$\Delta f_{ij}^q = \text{sgn}(\Delta s_{ijk}) \left[\frac{K_k}{L_k} - \frac{1}{N_k} \sum_{i=1}^J \sum_{j=1}^J f_{ij}^q \text{sgn}(\Delta s_{ijk}) \right] \quad (15)$$

and the sum in (15) includes the N_k picture cells intercepted by the k th ray. The corrections in (15) are then approximately minimax corrections where calculation of ray-segment lengths is avoided to reduce the computational load. As long as the picture is sampled rapidly enough, compared to its bandwidth, there is little reason why the algorithm with ray lengths included should provide a more accurate estimate of a real continuous picture.

Ray-by-ray techniques that apply corrections to the picture as each ray is processed do not converge in the presence of data inconsistencies. They tend to hunt in a neighborhood of the solution. Convergence behavior can be improved by waiting until all rays have been examined before changing the estimated picture. Methods such as simultaneous iterative-reconstruction techniques (SIRT) that apply changes only after all available rays have been examined and offer some improvement in this area [21], [25].

We have used a simultaneous minimax correction algorithm in the computer simulations and experimental results that follow. The changes implied by all K rays are calculated before changing the picture. An iteration q is now redefined and said to have occurred only after all K rays have been processed. The corrections Δf_{ij}^q computed in (15) are saved for each ray and combined to obtain the final correction picture for q th pass,

$$\Delta f_{ij}^q = \frac{1}{M_{ij}} \sum_{k=1}^K \Delta f_{ij,k}^q, \quad \text{for } M_{ij} \neq 0 \quad (16)$$

where $M_{ij} \leq K$ is the number of rays passing through the cell at (i, j) . The M_{ij} is therefore a ray density map for the scanned region. The changes in (16) are then added to the previous estimate f_{ij}^q to obtain our estimate $f_{ij}^{(q+1)}$ for the next iteration. Iterations proceed until the data residual

$$r = \sum_{k=1}^K (\Delta g_k)^2 \quad (17)$$

is on the order of the expected random noise energy in the data or until the residual remains steady.

IV. COMPUTER SIMULATIONS

The reconstruction method previously described was tested on the patterns shown in Fig. 4. Two separate cases were treated. In the first case, values of attenuation were assigned to the various regions resulting in a relatively high-contrast image. The second case simulates low-contrast velocity differences that might be encountered in the field. In both cases, we have assumed straight-ray propagation. Synthetic data corresponding to 100 equally spaced transmitter locations and 100 receiver locations was generated by assuming the image to be piecewise constant on a 100 X 100 cell model. Each picture cell is twice as deep as it is wide, so if Δy is the picture sampling interval in the y direction and Δx is the interval in the x direction, we have $\Delta y/\Delta x = 2$. A ray connects every transmitter to every receiver for a total of 10 000 ray paths. Even though the number of ray paths equals the number of

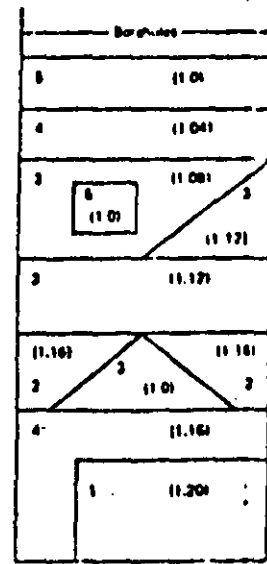


Fig. 4. Relative attenuation and velocity (in parentheses) values in various regions of the simulated test pattern that produce the pictures in Fig. 5(a) and Fig. 5(f).

unknown picture cells, the linear system is underdetermined because the equations are not linearly independent. The ray density is greatest towards the center of the picture and lowest towards the top and bottom. Reconstruction accuracy tends to be better in regions of higher ray density.

When there is no noise in the data, application of the simultaneous correction algorithm in (16) to the high-contrast pattern of Fig. 5(a) for 15 iterations results in the reconstruction of Fig. 5(b). Some artifacts are introduced because of the limited view angles and spatially limited projections. These effects result in the longer ray paths tending to stand out in the picture. Artifacts can be reduced by emphasizing the shorter rays in combining the image corrections due to each ray path. We have found that reconstruction accuracy can be improved in this case by using the weighted corrections below instead of (16).

$$w f_{ij}^q = \left(\sum_{k=1}^K \frac{w f_{ij,k}^q}{N_k^3} \right) \left(\sum_{k=1}^K \frac{\text{sgn}(w s_{ijk})}{N_k^4} (w s_{ijk}) \right) \quad (18)$$

The particular weighting scheme in (18) was arrived at experimentally, but others may be equally appropriate or even better. The general idea of emphasizing the shorter rays is justified on intuitive grounds for three reasons: first, in many practical situations, the geology is dominated by a layered structure so that horizontal rays (shorter rays in this simulation) should be emphasized; second, longer rays affect a larger number of pixels and as a result the total energy in the corrections should be adjusted to be more nearly equal to the shorter rays because there is no reason to assume them to be more important; finally, the longer rays (those at the steeper angles) are incomplete parallel projections (spatially limited) and the truncation effects are diminished by the chosen weighting.

Reconstruction for one iteration and 15 iterations of the weighted algorithm are shown in Fig. 5(c) and Fig. 5(d), respectively. When pseudo-random noise uniformly distributed over ± 5 percent of the peak line-integral data value is added to the data, the reconstruction appears as shown in Fig. 5(e). This level of noise is illustrated in Fig. 6(b) where

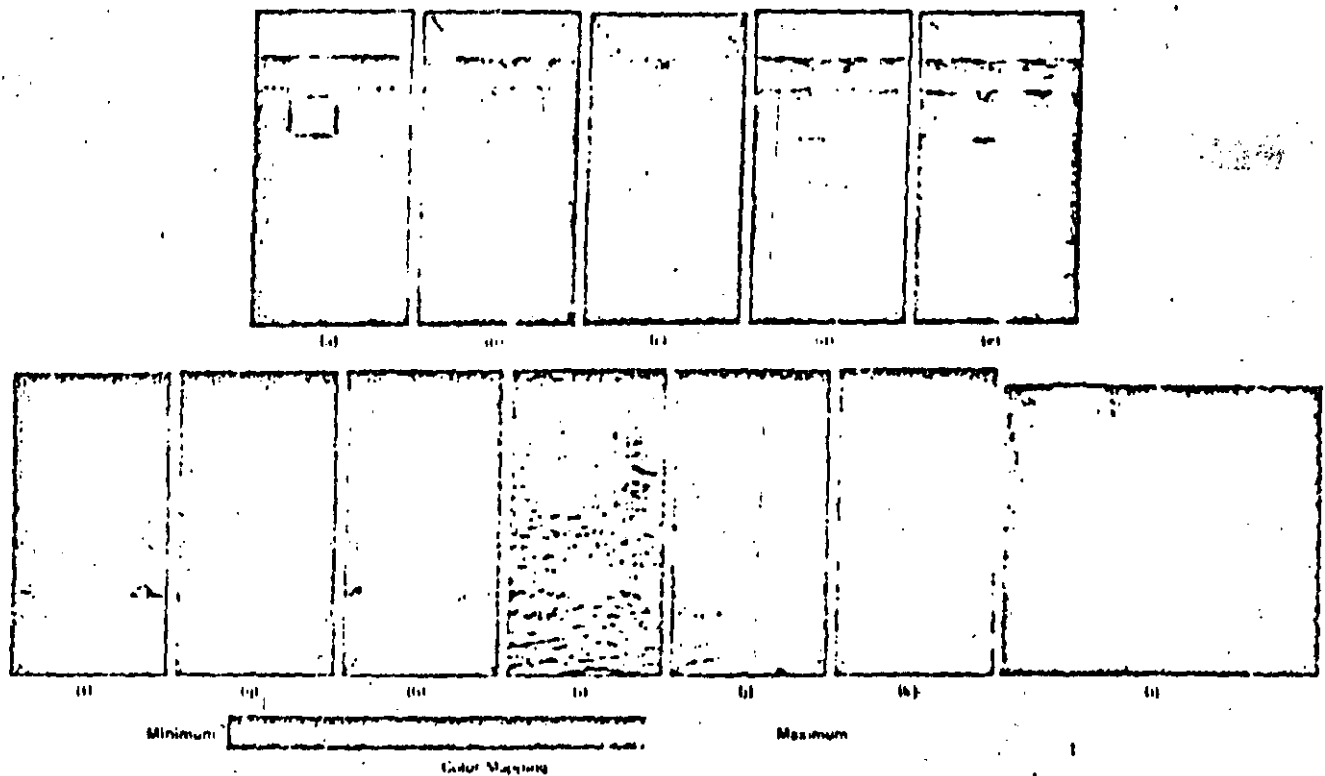


Fig. 5. Reconstruction quantized to 256 gray levels displayed in pseudo-color according to the color mapping shown. High contrast simulation: (a) Ideal (b) 15 iterations (c) 1 iteration with ray-weighting (d) 15 iterations with ray-weighting (e) 15 iterations with 15 percent noise. Low contrast simulation: (f) Ideal (g) 1 iteration (h) 10 iterations (i) 10 iterations with 15 percent noise (j) 10 iterations with 15 percent noise and between-iteration smoothing (k) 10 iterations, ideal data with between-iteration smoothing. Forest Glen experiment: (l) underground attenuation ranging from a minimum of 0.33 Np/m to a maximum of 0.66 Np/m.

the ideal fan-beam projection of Fig. 6(a) is shown plotted along with the noise corrupted-projection.

The performance results for the high-contrast pattern are summarized in Fig. 7(a) where the reconstruction error is plotted versus iteration number for the cases discussed. The reconstruction error δ is defined as

$$\delta = e^2 / \sigma^2 \tag{19}$$

where

$$e^2 = \frac{1}{IJ} \sum_i \sum_j (f_{ij} - \hat{f}_{ij})^2 \tag{20}$$

is the average squared error between the $I \times J$ ideal picture f_{ij} and the reconstruction \hat{f}_{ij} , and

$$\sigma^2 = \frac{1}{IJ} \sum_i \sum_j (f_{ij} - \bar{f}_{ij})^2 \tag{21}$$

is the sample variance of the ideal picture, with \bar{f}_{ij} as its sample mean. This error criterion is equal to 1.0 for a mean-value estimate of the picture, and tends to zero as the reconstruction approaches the ideal [25]. It is in effect, a measure of improvement over a mean value (spatial average) estimate for the pattern.

The low-contrast velocity pattern (Fig. 4 and Fig. 5(f)) was chosen to test the algorithm's capability to resolve small changes in velocity (low refraction) using both ideal and noisy data. The results are shown in Fig. 5(k)-(l). Again, noise uniformly distributed over ± 5 percent of the projection data peak value was added (Fig. 6(c)). These results show that it is

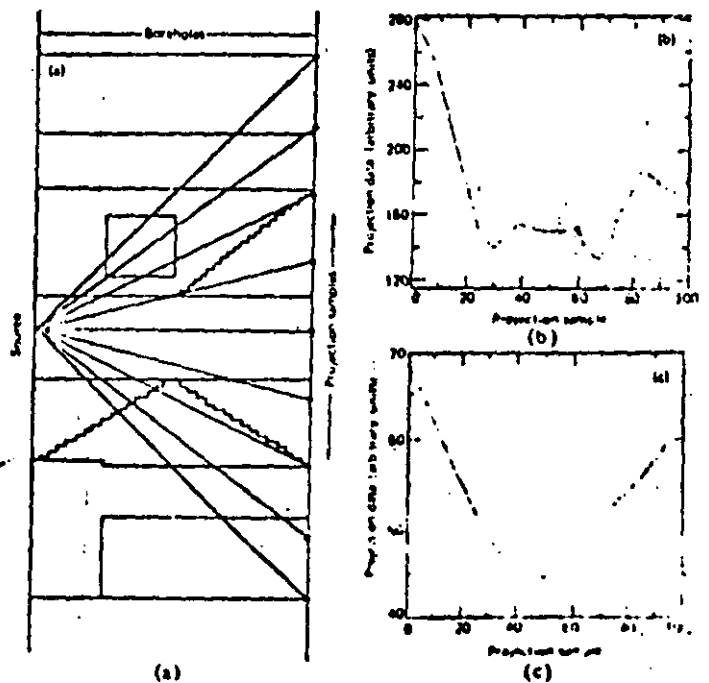


Fig. 6. Typical rays forming a fan-beam projection of the synthetic pattern for computer simulation. (a) chosen projection. (b) ideal (solid line) and noisy (dotted line) projection for high-contrast pattern of Fig. 4 and Fig. 5(a)-(c) ideal (solid line) and noisy (dotted line) projection for low-contrast pattern of Fig. 4 and Fig. 5(f).

more difficult to reconstruct low-contrast patterns in the presence of noise. In addition, the reconstruction error measure chosen in (19) diverges when noise is added (Fig. 7(b))

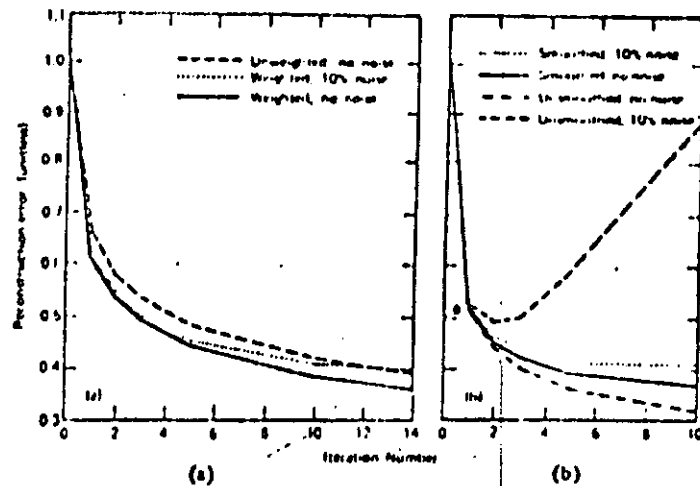


Fig. 7. Performance results for simultaneous iterative reconstruction. (a) Reconstruction error (as computed using Eq. (19)) vs iteration number for the high contrast patterns of Figs. 5(a) through 5(e). Emphasizing the shorter rays (i.e., using ray weighting) improves convergence. (b) Reconstruction error (as computed using Eq. (19)) vs iteration number for the low contrast patterns of Figs. 5(f) through 5(k). Smoothing the picture after each iteration improves convergence for low-contrast images and noisy data.

The algorithm can be made convergent in the presence of noise for this case by smoothing the picture with a simple 3×3 averaging window after each iteration to get the images shown in Fig. 5(j) for noisy data, and Fig. 5(k) for ideal data. Smoothing provides improved stability at the cost of a small sacrifice in resolution which is reflected in an accompanying small loss in accuracy (Fig. 7(b)). In particular, if $f_{ij}^{(q)}$ is the reconstructed picture after the q th iteration, we then smooth the picture before proceeding to the next iteration to get $(f_{ij}^{(q+1)})'$,

$$\begin{aligned}
 (f_{ij}^{(q+1)})' &= (f_{(i-1),j-1}^{(q+1)} + f_{(i-1),j}^{(q+1)} + f_{(i-1),j+1}^{(q+1)}) \\
 &\quad + (f_{i,j-1}^{(q+1)} + f_{i,j}^{(q+1)} + f_{i,j+1}^{(q+1)}) \\
 &\quad + (f_{i+1,j-1}^{(q+1)} + f_{i+1,j}^{(q+1)} + f_{i+1,j+1}^{(q+1)})/9
 \end{aligned}
 \quad (22)$$

where we use weighted corrections in (18) to get $f_{ij}^{(q+1)}$ from the Δf_{ij}^q computed by (15).

The final algorithm that we have used for analyzing experimental data incorporates both the ray-weighting and the between-iteration smoothings. These modifications are justified by the quantitative performance curves in Fig. 7, but are not necessarily optimal in a theoretical sense. However, our aim has been to develop a computationally simple, stable algorithm that can be applied with confidence to field data collected using fairly general scanning geometries. Computational simplicity is an important consideration in designing an overall system for collecting and interpreting data in the field. Presently, the algorithm is implemented on a CDC 7600 computer,¹ although plans are underway to use a small computer system for on-site analysis capability.

V. EXPERIMENTAL RESULTS

The algebraic-reconstruction method used for the computer-simulation studies was applied to experimental data collected at a field location called Forest Glen, near Washington, DC. This is the site of a proposed underground mass transit site.

We set up our cross-borehole system on the proposed Green Avenue-Forest Glen site of a Washington, DC Metro station to determine whether the technique would be useful in detecting changes in a natural geologic structure. In this study the region had no large contrasts in electrical constitutive parameters (attenuation rate and velocity). Our objective was to determine the detailed structure of the medium.

In regions containing proposed urban transit stations, detailed geologic information from borehole cores and conventional logs is easily obtainable. These data, however, provide only limited information on the geologic structure extending to the borehole. If unexpected geologic conditions are encountered between coring boreholes, a different type of excavation equipment may be needed when a station and its connecting tunnel are excavated. The risk of this occurring and the possible difficulties in scheduling the excavation equipment can lead to significant cost overruns.

The data collection and interpretation methods described here were developed to help alleviate these problems by providing better knowledge of the region between boreholes than has previously been achieved.

We used a continuous-wave frequency appropriate for the data collection, and varied the depths of the transmitting and receiving antennas within their respective boreholes. The transmitter broadcasts an electromagnetic signal, and the magnitude and phase of the received signal is recorded. If there is an electrical anomaly between the two boreholes, its presence would be evident in the recorded data.

Because the proposed station was to be between 55 and 70 m deep at the borehole slant depth, we sampled a region much larger than necessary, between 46 and 79 m, using available boreholes. We recorded measurements at 0.1 to 0.5 m intervals and performed a total of 1760 measurements using a frequency of 50 MHz.

¹Reference to a company or product name does not imply approval or recommendation of the product by the University of California or the U.S. Department of Energy to the exclusion of others that may be suitable.

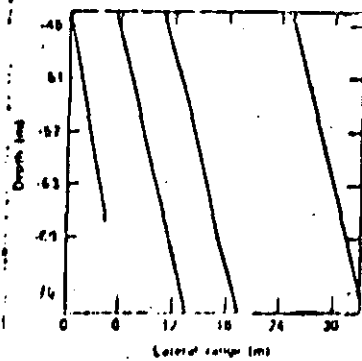


Fig. 8. Borehole trajectories at the Forest Glen site.

Fig. 5(1) displays our interpretation of the Forest Glen attenuation data for the sampled region indicated in Fig. 8. These experimental data were analyzed using the weighted, smoothed iterative-reconstruction technique. The algorithm was terminated after 15 iterations with little change occurring after 5. The image is quantized to 256 levels ranging from 0.33 Np/m to 0.66 Np/m. The color mapping from the minimum attenuation (white) to maximum attenuation (black) is shown in the color bar in Fig. 5.

The presence of the high-attenuation (blue) matches the regions where the individual borehole logs indicated higher than normal weathering or fracture density. The low-attenuation areas (white) correlate with regions of lower fracture density in the rock. Note that both lateral and depth variations in the attenuation profile are easily seen. Using color to represent the attenuation profile portrays the attenuation variations more vividly than a corresponding black and white (or gray level) photograph. Correspondingly, velocity profiles were generated for the regions between boreholes. The velocity profiles were done in strips; i.e., the regions between boreholes 1 and 2, boreholes 2 and 3, and boreholes 3 and 4 were independently determined. There was little variation of velocity [37] within each individual strip (not shown). This makes the straight line ray-optic assumption a valid approximation for this site at the data collection frequency of 50 MHz. Generally, both attenuation and velocity profiles should be determined. For the Forest Glen site, we found that attenuation was a more informative diagnostic than was velocity.

VI. SUMMARY AND CONCLUSIONS

Computerized tomography was adapted and applied to geophysical exploration using data collected by cross-borehole electromagnetic probing. Straight-ray propagation was assumed. A modified iterative-reconstruction technique was developed and used to analyze both synthetic and experimental data. In principle either electromagnetic or seismic data could be reconstructed using the techniques discussed. However, seismic data are likely to require ray-bending corrections to obtain accurate reconstructions. Further work is planned to incorporate ray-bending corrections into the iterative-reconstruction technique.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to thank E. L. Cleland of the Lawrence Livermore Laboratory, R. K. MacFarland of the Department of Transportation, and D. A. Linger of the Federal Highway Administration for sponsorship of various phases of this work. Helpful discussions were held with the above individuals and our colleagues at the Lawrence Livermore Laboratory; in

particular, A. G. Duba, R. W. Egbert, J. G. Heibel, D. L. Lager, E. F. Laine, E. K. Miller, and J. I. Okada.

REFERENCES

- [1] G. N. Hounsfield, "Method and apparatus for measuring X-ray radiation absorption or transmission at plural angles and analyzing the data," U.S. Patent 3 778 614, Dec. 11, 1973.
- [2] R. M. Mersereau and A. V. Oppenheim, "Digital reconstruction of multi-dimensional signals from their projections," *Proc. IEEE*, vol. 62, no. 10, pp. 1319-1338, Oct. 1974.
- [3] A. C. Kak, "Algorithms for reconstruction," in *Computerized Imaging and Image Processing* (Proceedings of the Conference on Cardiovascular Imaging and Image Processing, IEEE and Plenum Press), vol. 72, H. Sandler and H. A. Miller, Eds., Published by Society of Photo Optical Instrumentation Engineers, 1975, pp. 163-175.
- [4] H. J. Scudder, "Introduction to computer aided tomography," *Proc. IEEE*, vol. 66, pp. 628-637, June 1978.
- [5] J. Radon, "Ueber die Bestimmung von Funktionen durch ihre Integralwerte Laengs gewisser Mannigfaltigkeiten to the determination of functions from their integrals along certain manifolds," *Berichte Saechsische Academie der Wissenschaften (Leipzig), Mathematische-Physikalische Klasse*, vol. 69, pp. 262-277, 1917.
- [6] A. M. Cormack, "Representation of a function by parallel line integrals with some radiological applications-I," *J. Appl. Phys.*, vol. 35, pp. 2722-2727, 1963.
- [7] A. M. Cormack, "Representation of a function by parallel line integrals with some radiological applications-II," *J. Appl. Phys.*, vol. 35, pp. 2908-1913, 1964.
- [8] R. N. Bracewell and A. C. Riddle, "Inversion of fan-beam scans in radio astronomy," *Astrophys. J.*, vol. 150, pp. 427-434, 1967.
- [9] M. V. Berry and D. F. Gibbs, "The interpretation of optical projection," *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, vol. 334, pp. 143-152, 1970.
- [10] G. N. Ramachandran and A. V. Lakshminarayana, "Three-dimensional reconstruction from radiographs of electron micrographs: III. Description and application of the back-projection method," *Indian J. Pure Appl. Phys.*, vol. 9, pp. 997-1003, 1971.
- [11] A. M. Cormack, "Reconstruction of densities from their projections with applications in radiological physics," *Brit. Med. Bull.*, vol. 18, pp. 195-207, 1973.
- [12] L. A. Shepp and B. F. Logan, "The Fourier reconstruction of a head section," *IEEE Trans. Nucl. Sci.*, vol. NS-21, pp. 21-43, June 1974.
- [13] C. V. Jakowatz, Jr., "Computerized tomographic imaging using X-rays and ultrasound," Ph.D. dissertation, School of Elec. Eng., Purdue Univ., Lafayette, IN, Aug. 1976. (Available from University Microfilms International, Ann Arbor, MI.)
- [14] K. A. Dines, "Measurement and reconstruction of ultrasonic parameters for diagnostic imaging," Ph.D. dissertation, School of Elec. Eng., Purdue Univ., Lafayette, IN, Dec. 1975. (Available from University Microfilms International, Ann Arbor, MI.)
- [15] K. A. Dines and A. C. Kak, "Ultrasonic tomography," *Ultrasonic Imaging*, vol. 1, pp. 1-10, 1979.
- [16] R. Gordon, "A tutorial on ART (Algebraic Reconstruction Techniques)," *IEEE Trans. Nucl. Sci.*, vol. NS-21, pp. 78-93, June 1974.
- [17] S. Kaczmarz, "Angenaherte auflösung von systemen linearer gleichungen," *Bull. Acad. Polon. Sci. Lett. A*, pp. 355-357, 1937.
- [18] K. Tanabe, "Projection method for solving a system of linear equations and its applications," *Nucl. Instrum. Methods*, vol. 203, pp. 214-217, 1971.
- [19] R. Gordon, R. Bender, and G. T. Herman, "Algebraic reconstruction techniques (ART) for three dimensional electron microscopy and X ray photography," *J. Theor. Biol.*, vol. 29, pp. 471-481, 1971.
- [20] R. Gordon and G. T. Herman, "Reconstruction of pictures from their projections," *Commun. A.C.M.*, vol. 14, pp. 70-73, 1971.
- [21] P. Gilbert, "Iterative methods for the reconstruction of three-dimensional objects from projections," *J. Theor. Biol.*, vol. 36, pp. 105-117, 1972.
- [22] G. T. Herman and S. Rowland, "Resolution in ART: an experimental investigation of the resolving power of the back-projection reconstruction technique," *J. Theor. Biol.*, vol. 33, pp. 213-223, 1971.
- [23] G. T. Herman, A. Lent, and S. Rowland, "ART: Mathematics and applications—a report on the mathematical foundations and on applicability to real data of the algebraic reconstruction techniques," *J. Theor. Biol.*, vol. 43, pp. 1-12, 1973.
- [24] J. E. Greenleaf, S. A. Johnson, S. L. Lee, G. J. Dorman, and E. H. Wood, "Algebraic reconstruction of a fetal skull from acoustic absorption within tissue from a set of cross-sectional acoustic projections," in *Acoustical Tomography*, vol. 3, New

THE RESOLVING POWER OF CROSS-BOREHOLE TOMOGRAPHY

William Menke

College of Oceanography, Oregon State University, Corvallis OR 97331

Abstract. The data collected in a cross-borehole tomography problem is inherently incomplete, since the boreholes do not completely surround the media under study. The ability of the experiment to resolve structure is therefore limited by poor experimental geometry. We use the method of Backus and Gilbert to investigate the ability of this technique to resolve variations in acoustic velocity and attenuation between the two boreholes. Both integrals that appear in the Backus-Gilbert formulation can be performed analytically, thus expediting the calculations. The resolving kernels have significant horizontal width, demonstrating that the horizontal position of structures can be only poorly resolved.

Introduction

Cross-borehole seismic tomography is a technique for determining the structure (acoustic velocity and attenuation) of the material between two parallel boreholes [Mason, 1951; Wong et al., 1983; McMechan, 1983]. An array of seismic sources is deployed down one borehole, an array of receivers is deployed down the other, and recordings of seismic waves with all possible source-receiver combinations are made. The plane between the two boreholes is criss-crossed with seismic rays, so there is some possibility of determining the structure.

This tomographic process can be used to image several properties of the material between the boreholes, including slowness (reciprocal velocity) and attenuation coefficient. By measuring travel time, d_i between the i -th source-receiver pair, we can measure the slowness $m(x,y)$ along the ray connecting source and receiver:

$$d_i = \int_{ray} m(x,y) ds \quad (1)$$

Here the plane of the boreholes is the (x,y) plane and s is arc length along the ray. (Each ray is usually approximated as a straight line segment connecting source and receiver). By measuring the intensity of the waves at the source, I_0 and receiver, I_1 , we can measure the attenuation coefficient $a(x,y)$ along the ray connecting source and receiver:

$$I_1 = I_0 \exp \left[- \int_{ray} a(x,y) ds \right] \quad (2)$$

Note that I_1 must be corrected for geometrical spreading, which is dependent upon the velocity

structure. Very approximate corrections might be made by assuming that the medium is homogeneous. More sophisticated corrections could be made by tracing rays through the velocity structure determined by the tomography. However, since the velocity gradient perpendicular to the plane of the experiment affects the geometrical spreading but cannot be measured, these corrections will also be approximate. We can only expect to be able to image attenuation in very weakly heterogeneous media.

As long as the attenuation coefficient is small, the exponential in Equation 2 can be replaced by the first two terms of its Taylor series. With the identifications $m(x,y) = a(x,y)$ and $d_i = (I_0 - I_1)/I_0$, Equation 2 takes on the same form as Equation 1, though of course the interpretation of d_i and $m(x,y)$ are different. In both cases we can simply refer to d_i as the data and $m(x,y)$ as the model. The imaging problem is to determine $m(x,y)$ from the measurement of a finite number of d_i . The problem is clearly underdetermined, since no finite number of measurements can ever hope to completely constrain a continuous function.

Nevertheless, the measurements do determine something about the structure of the model. If we cannot find $m(x,y)$ exactly, we may at least hope to recover a fuzzy version of it. At least, that this is a question of resolution. The d_i may not constrain the exact location of a particular feature, but they may show that it is in the neighborhood of some point. If a problem is well resolved, this neighborhood is very small.

Many tomography problems are ill-posed and unresolved, owing to a poor experimental geometry. Consider, for instance, the regional tomography computerized array for arrays (RATA) system. It images x-ray opacity in the human body by measuring the attenuation of a criss-crossing pattern of x-rays. Since the array consists of receivers can be placed so as to completely surround the human body, essentially every possible ray path in Equation 1 can be measured. Equation 1 can then be interpreted as a Radon transform, whose inverse is known to be unstable [Herman, 1979]. The resolution of the RATA system is determined only by the distance between the rays, and can be indefinitely improved by increasing the number of receivers. The problem with the borehole tomography experiment is that there are no sources or receivers at the top or bottom of the medium, and therefore no vertical rays in Equation 1. The resolution in the borehole experiment is inherently limited by the poor experimental geometry (a fact that has been recognized, though not treated in detail, by Lewitt and Bates, 1978).

The problem of determining the resolving power of data has been extensively treated by Backus and Gilbert [1970] (see also Menke, chapter 6, 1984) in connection with geophysical inverse theory. We

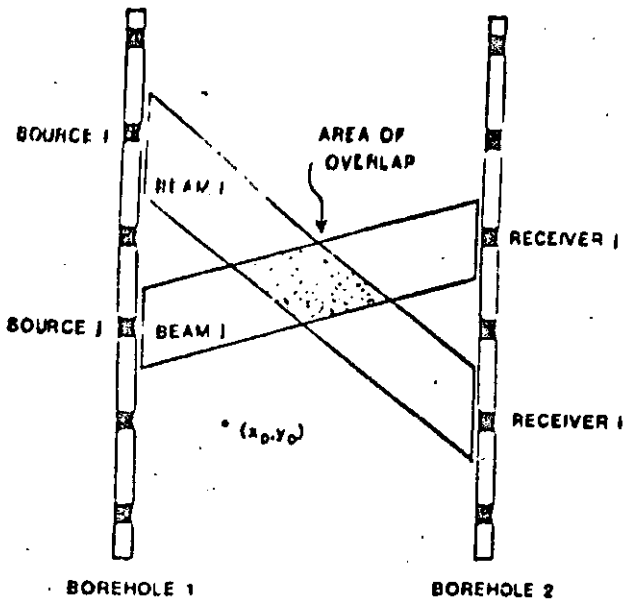


Fig. 1. A typical cross-borehole experiment consists of arrays of sources and receivers (solid rectangles) deployed down two parallel boreholes. Each source-receiver pair samples the material properties of the medium in a rhomboid beam. The experiment seeks to determine the material properties of the medium in the vicinity of the point (x_0, y_0) . Overlapping beams enable the problem to be solved by a process akin to 'triangulation'.

therefore approximate Equation 1 as a linear inverse problem.

Tomography as a Geophysical Inverse Problem

The canonical linear inverse problem is to determine a set of model parameters (in this case a continuous function, $m(x,y)$) from a set of their weighted averages, d_i :

$$d_i = \iint G_i(x,y) m(x,y) dx dy \quad (3)$$

where the integration is performed over all x and y and where $G_i(x,y)$ is the averaging function or data kernel. Equation 3 is very similar in form to Equation 1, except for the presence of the G_i and the difference in the integral. However, if we approximate the ray by a tube or beam of finite width w , and if we define $G_i = 1/w$ inside this ray and $G_i = 0$ otherwise, then Equation 3 is approximately equal to Equation 1 (Figure 1). We can then use the Backus-Gilbert formalism to explore the resolution of the tomography problem.

The approximation of the ray as a beam of finite width can be justified in several ways. The seismic waves have some finite wavelength and therefore measure the properties along a finite ray tube [see Cerveny, 1983]. For instance, Wong et al. [1983] employed wavelengths no shorter than about a meter in their tomographic study. The sources and receivers also have a finite size, so that even if the rays were infinitesimally thin, each measurement would average a group of rays.

Finally, the rays in a tomography experiment are never exactly straight. There may be slight curvature and even multiple pathing. Since the exact ray shape is usually unknown, it may be more honest to replace the ray by a region thought to contain the ray.

Resolving Kernels

Since we cannot determine the model exactly at a given point (x_0, y_0) , we will try to determine a weighted average of $m(x,y)$:

$$\langle m(x_0, y_0) \rangle = \iint R(x,y,x_0,y_0) m(x,y) dx dy \quad (4)$$

If the weighting function or resolving kernel $R(x,y,x_0,y_0)$ is large only near the point (x_0, y_0) , then $\langle m(x_0, y_0) \rangle$ will provide useful information about the structure of the model near (x_0, y_0) . The method of Backus and Gilbert [1970] provides a way to find the best resolving kernel for any point (x_0, y_0) and any particular dataset. The best resolving kernel is assumed to be the one that minimizes a measure of the spread of resolution:

$$\iint [(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2] R(x,y,x_0,y_0) dx dy \quad (5)$$

The function multiplying R rapidly grows away from the point (x_0, y_0) , quantifying the idea that a good resolving kernel is one that is large only near (x_0, y_0) . The computation of R for one point (x_0, y_0) requires that two sets of integrals be calculated, the area integrals:

$$U_i = \iint G_i(x,y) dx dy \quad (6)$$

and the overlap integrals (figure 1):

$$S_{ij} = \iint [(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2] G_i(x,y) G_j(x,y) dx dy \quad (7)$$

The G_i is only non-zero in the rhomboid area of the beam, and the $G_i G_j$ is only non-zero in the diamond-shaped area of overlap. The integrals are simple (if somewhat messy) algebraic functions of the source and receiver locations and the point (x_0, y_0) . The resolving kernel and average model can be shown to be formed from U_i , G_i , d_i , and $[S^{-1}]_{ij}$.

$$R = \iint [S^{-1}]_{ij} U_i G_j / \iint [S^{-1}]_{ij} U_i U_j \quad (8)$$

$$\langle m \rangle = \iint [S^{-1}]_{ij} U_i d_j / \iint [S^{-1}]_{ij} U_i U_j \quad (9)$$

Note that the resolving kernel is not a function of the data, but only of the experimental geometry. We can therefore investigate the resolution of proposed experiments before the data is actually collected.

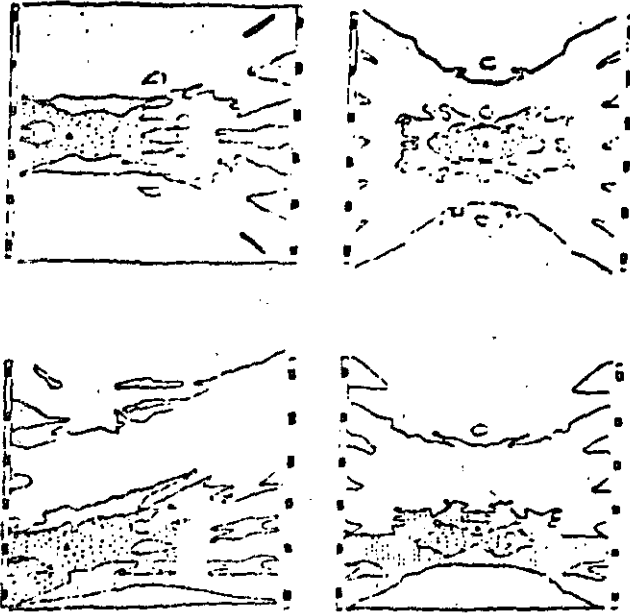


Fig. 2. Resolving kernels for an experiment having six equally spaced sources and receivers (solid rectangles). In each case, the resolving kernel that gives an average $\langle m \rangle$ of the model localized about a point (x_0, y_0) (triangle) is sought. The resolving kernel is normalized to maximum height 1.0, and contoured into the intervals [1.0, 0.6] (dashed), [0.6, 0.4] (heavy stippling), [0.4, 0.1] (light stippling), and [0.1, -0.1] (clear). Note that the best resolved point is at the center of the experiment. The beam width has been arbitrarily set to 2/3 the distance between the array elements, to ensure that most points are sampled by at least one beam.

Resolution of Hypothetical Experiments

We have calculated the resolving kernel for a variety of (x_0, y_0) points, distinguished by their position with respect to the center of the experiment (Figure 2). The resolution is best for



Fig. 3. Resolving kernels localized about the point (x_0, y_0) (triangle) for two different experiments. Halving the distance between array elements (solid rectangles) and beam width, while keeping the array length constant, improves the vertical resolution, and also causes a modest improvement in horizontal resolution. Note that there are significant sidelobes in the resolving kernel (right graph): high values near the array elements that cannot be removed because of poor cross-crossing of beams in those areas. Same contour interval as Figure 2.

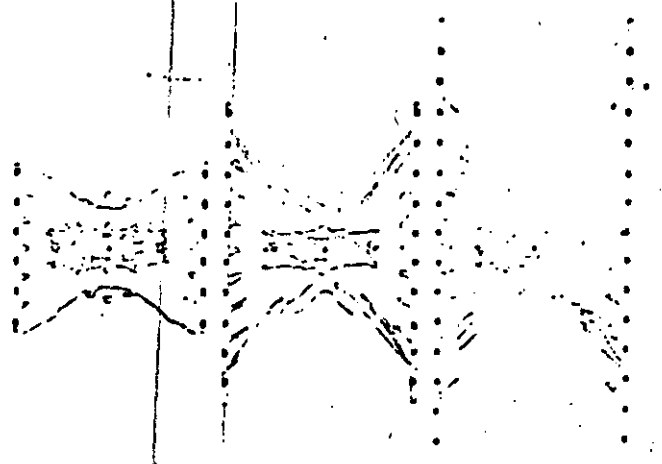


Fig. 4. Resolving kernels localized about the point (x_0, y_0) (triangles) for three different experiments. Increasing the length of the array, while keeping the array spacing constant, improves the resolution, but only slightly. The maximum angles the beams make with the horizontal are 45, 60 and 70 degrees, respectively in the three different experiments. Same contour interval as Figure 2.

points near the center, reflecting the fact that many rays cross at that point.

When designing a cross-borehole experiment, there are typically two parameters that can be varied: the spacing of the sources and receivers and their total number. Since we usually have only a finite number of receivers, we are faced with making a trade off between the length of the arrays and the spacing of their elements. Small spacing will tend to improve the vertical resolution (assuming that the boreholes are vertical) since the closely spaced horizontal rays constrain the top and bottom of the features. Long arrays will tend to improve the horizontal resolution, since they permit oblique rays that can constrain the positions of the central features. Figure 3 demonstrates the former effect: halving the array spacing while keeping the array length constant improves the vertical resolution, and, since we assume that the beam width has been halved, also improves the horizontal resolution. Increasing the array length while keeping the array spacing constant does slightly improve the horizontal resolution (Figure 4). Unfortunately, the boreholes are rather small, since as the rays become more oblique, they also become longer and intersect the poorly determined features at their ends. Even when rays up to an angle of 70° from the horizontal are used, the horizontal resolution is still worse than the vertical resolution by a factor of two.

McMechan [1981] suggests a variant of the cross-borehole experiment in which sources and receivers are placed on the surface of the earth between the two boreholes. These new ray paths would determine the upper structure and undoubtedly greatly improve the resolving power of the experiment, at least in the top part of the experiment. Unfortunately, if the boreholes are very long, this method probably cannot improve the

resolution at the bottom of the experiment without also amplifying noise. Information must be propagated down the borehole in many small steps, with errors accumulating at every step.

Discussion

In practice, most tomography problems are solved by methods other than the Backus-Gilbert method we have used here. Their resolving kernels will not be exactly the same as the ones we have computed. However, since the poor resolution exhibited by this problem is due to poor experimental geometry and not to the particulars of the analysis, we expect that the resolution of the other methods will be similar to the resolution discussed here. Since many of these methods are closely related to least squares, which is known to often possess resolving kernels with large sidelobes far from the point (x_0, y_0) , their resolution may even be slightly worse. We must therefore interpret the results of borehole tomography with care, and not overstate its ability to unambiguously resolve small features.

Since the borehole tomography problem, when rotated 90 degrees, has a geometry very similar to the problem of tomographically imaging three dimensional structure beneath seismic arrays using teleseisms [Aki et al., 1977], our results may also be applicable to such experiments.

Acknowledgments. I thank Dallas Abbott, Michael Fehler and Cliff Thurber for helpful comments.

References

- Aki, K., A. Christofferson, and E.S. Husebye, Determination of the three dimensional seismic structure of the lithosphere, J. Geophys. Res., **82**, 277-296, 1977.
- Backus, G. and F. Gilbert, Uniqueness in the inversion of gross earth data, Phil. Trans. Roy. Soc. A., **266**, 123-192, 1970.
- Cerveny, V., Synthetic body wave seismograms for laterally varying layered structures by the Gaussian beam method, Geophys. J. R. astr. Soc., **73**, 389-426.
- Herman, G.T., editor, Image Reconstruction from projections, Topics in applied physics, **12**, Springer-Verlag, New York, 1979.
- Lewitt, R.M. and R.H.T. Bates, Image reconstruction from projections: I: General Theory, Spik, **50**, 19-33, 1978.
- Mason, I.H., Algebraic reconstruction of a two dimensional velocity inhomogeneity in the High Hazles seam of Innesby colliery, Geophysics, **46**, 295-309, 1981.
- McMechan, G.A., Seismic tomography in boreholes, Geophys. J. Roy. astr. Soc., **74**, 601-612, 1983.
- Menke, W., Geophysical data analysis: discrete inverse theory, Academic Press, Inc., New York, in press, 1984.
- Wong, J., P. Hurley and G.F. West, Crosshole seismology and seismic imaging in crystalline rocks, Geophys. Res. Lett., **10**, 655-658, 1983.

(Received November 6, 1983;
accepted December 1, 1983.)

GEOPHYSICAL CHARACTERIZATION USING ADVANCED DATA PROCESSING*

By R. J. Lytle†

ABSTRACT

Such geophysical means as electromagnetic and seismic probing can be used to investigate the geologic structure of underground construction sites. However, these techniques can generate much data and so create problems with processing and displaying this data in an intelligible form. Algorithmic techniques for imaging x rays passed through the body can be applied to this problem, resulting in color-coded pictures of the geophysical structure which can imply the geologic structure. High-frequency electromagnetic probing has proved successful in several experiments. Low-frequency probing has also proved feasible. The effect of ray bending can be accounted for in interpreting received-signal data.

Introduction

For excavation and construction in soil and rock, it is useful to first know the subsurface structure. Most importantly, we wish to know whether any part of the subsurface structure might be potentially troublesome to a construction project. The structure is sometimes estimated from surface geology or from core samples taken from a number of boreholes. Both of these techniques can give useful data. Core samples from boreholes do give detailed knowledge of the geological structure along each borehole. However, such knowledge does not always give accurate detailed knowledge of the structure between boreholes.

Herein we discuss geophysical techniques that can be used to infer the structure between boreholes. The principle behind the techniques is that the properties of a medium are revealed by the effect of the medium on seismic and electromagnetic waves passing through it. For example, seismic and electromagnetic waves passing between two boreholes do not sense just the vertical lines along the borehole, as core samples do; they sense the entire plane between the two boreholes (see Figure 1). The properties revealed by wave propagation from one borehole to another are the attenuation and the travel time (or velocity) of the waves.

*Work performed under the auspices of the U.S. Department of Energy by the Lawrence Livermore Laboratory under contract number W-7405-Eng-48. †Lawrence Livermore Laboratory, University of California, Livermore, California 94550.

Proceedings of the SITE CHARACTERIZATION AND EXPLORATION
American Society of Civil Engineers, 1979;
E.H. DOWDING, Editor

SITE CHARACTERIZATION

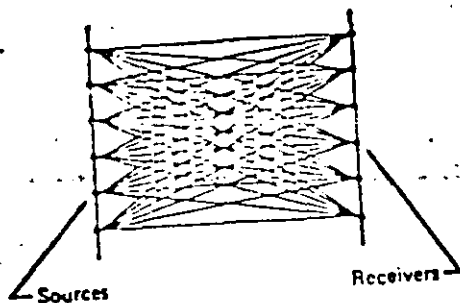


Figure 1. The subsurface is sampled using many source and receiver locations from several boreholes.



Figure 2. Black-and-white reproduction of a color-coded x ray of a human head (photo by Howard Sochurek).

These sensing techniques generate large amounts of data, which must be put in intelligible form. It has been suggested that geophysicists could better communicate with co-workers outside of the geophysical field if they would talk in terms of something other than squiggly lines. To us, squiggly lines contain a lot of information. However, to people not acquainted with the nuances of geophysics, the squiggly lines are confusing. Another communication problem results from geophysicists saying that their squiggly lines indicate that a vague 'something' is out there. This is not very helpful to one who wants to know details of geological structure.

We must devise and use data-acquisition and data-presentation formats that not only indicate the presence of a geologic anomaly but also give detailed knowledge about it. This can be done with existing technology. One effective means is to adapt technology from other fields. For example, techniques that have proven successful for medical imaging in the body can be applied to geophysical imaging. As an example of what is presently achievable in medical imaging, Figure 2 shows the spatial variation of the x-ray attenuation rate through a human head. The picture has amazing detail. Most people agree that the use of colors (not reproduced in this report) to represent the attenuation rates through the head has great diagnostic capability. The color spectrum can also be used to show the velocity or attenuation of electromagnetic and seismic waves passing between two boreholes. The variation of velocity or attenuation provides good insight on the structure between the two boreholes.

High-Frequency Probing

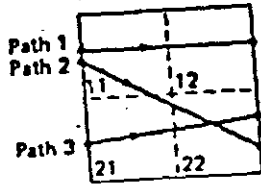
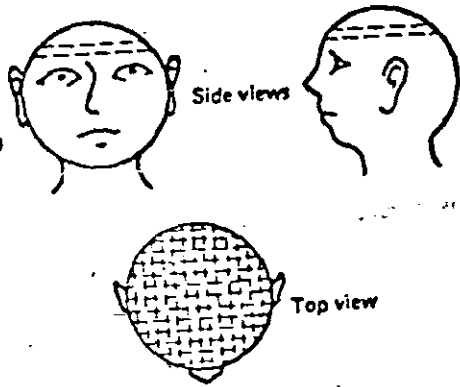
The basic data-collection procedure with two boreholes is shown in Figure 1. One borehole has a source at various depths. Another borehole has a receiver at various depths. Many ray paths link the source locations with the receiver locations. With this combination of many source and receiver locations, one can effectively sample the region between the boreholes. Unfortunately, the many source and receiver locations generate much data. To interpret this data and present it meaningfully, we need a picture similar to the attenuation picture in Figure 2. Fortunately, we can adapt the data-processing technology that has been developed for the medical industry (see Figure 2).

To process this data into pictures, we need interpretation algorithms that have good resolution, permit rapid interpretation in the field, and have a low sensitivity to noise. Such algorithms are available and could be used on a minicomputer to generate a picture in the field as you are collecting the data.

Current medical technology finds the attenuation in each of 64,000 cells. A similar kind of technology can be used to map the region between two boreholes, and 64,000 cells will give a detailed diagnostic picture of velocity and attenuation rate in this region.

The basic idea of the procedure used to infer the detailed picture of the region between boreholes is shown in Figure 4. A remotely sensed variable, say total attenuation between source and receiver, is the sum of the differential attenuations along the ray path linking source and receiver. For simplicity, three representative ray paths linking

Figure 3. Geophysical probing can use data-reduction techniques developed for medical tomography, giving both side and top views of the region being probed.



$$\text{Atten}_1 = {}_1D_{11}^{\alpha_{11}} + {}_1D_{12}^{\alpha_{12}} + {}_1D_{21}^{\alpha_{21}} + {}_1D_{22}^{\alpha_{22}}$$

$$\text{Atten}_2 = {}_2D_{11}^{\alpha_{11}} + {}_2D_{12}^{\alpha_{12}} + {}_2D_{21}^{\alpha_{21}} + {}_2D_{22}^{\alpha_{22}}$$

$$\text{Atten}_3 = {}_3D_{11}^{\alpha_{11}} + {}_3D_{12}^{\alpha_{12}} + {}_3D_{21}^{\alpha_{21}} + {}_3D_{22}^{\alpha_{22}}$$

Figure 4. The total attenuation is the sum of the differential attenuations.

- 30-40
- 20-30
- 10-20

Skin depth

	27				29	29
	26	28	29		27	26
	26	25	25	25	26	26
Coal	25	25	24	22	23	23
	25	23	24	23	23	24
	22	25	26	26	25	25
		27	28	25	26	28
Underburden	16	15	13	11	11	11

Figure 5. Skin depths (in feet) within cells 10 ft square show a coal seam in the region probed.

three different combinations of source and receiver are shown in Figure 4. The cell representation indicated has only four cells, denoted as cells 11, 12, 21, and 22. The local attenuation rate in cell ij is denoted as α_{ij} . The length of the k th ray path through cell ij is designated as ${}_kD_{ij}$. Using the equation format indicated in Figure 4, we can easily construct a linear system of equations in terms of the local attenuation rates throughout the medium. This system of equations can then be solved using a data-processing algorithm.

We first tried this idea for data collection and processing in a very simple form in a strip coal mine near Kemmerer, Wyoming. We obtained data by lowering the transmitter and receiver in 10-ft increments. Since then, we have used 1-ft or smaller sampling intervals to get better clarity. Our first experimental result is shown in Figure 5. Skin depths of about 25 to 30 ft indicate the coal seam. The underburden of clay has a skin depth of only 10 to 16 ft. The clear definition of the coal/clay boundary and the relative homogeneity of the coal shows that we can attain good clarity with only a small number of cells in the data interpretation.

Our second experiment was at Forest Glen, a site for a future Washington, D.C., Metro station. For this experiment, we collected enough data to give 2000 cells in the picture model of the region. The borehole configuration at Forest Glen is shown in Figure 6. The station area is indicated as the region of major interest. We actually sampled a region bigger than this: from 150 down to 260 ft. The picture resulting from the data taken is shown in Figure 7, where the shading represents the cell attenuations in the sampled region. The picture was originally produced in color, giving even more detail than is shown in Figure 7. The region in the lower left corner could not be sampled because one of the boreholes was not as deep as the other three (see Figure 6). The darker region near the top-left signifies a region of high attenuation rate. The lighter region near the bottom signifies a region of less attenuation. The dark region correlated well with a region in the borehole logs that indicated heavy fracturing and the light region correlated with a region of competent rock. Figure 7 shows we can detect both lateral and vertical inhomogeneities in the region between boreholes. This capability has been needed for some time.

Low-Frequency Probing

The technologies for data collection and processing in low-frequency geophysical probing can also be advanced. Some recent work on core samples illustrates the improvement of resolution possible in low-frequency probing. The problem was to assess the location of fluid flow as a brine was pumped through a core sample. A system was designed that used low-frequency probes to monitor the movement of fluids through the core sample.

To facilitate mathematical simulation of the results, results were considered not for a circular core, which almost all cores are, but for a square core. Simulation of results for electrodes around the periphery of the square core told us how well low-frequency probing would reveal the internal structure of the core. Again, we used a multiple-cell representation of the region to be determined. By

Figure 6. The Forest Glen site of a future Washington Metro station was probed from four boreholes extending into the prospective station area. The four boreholes were all in a plane.

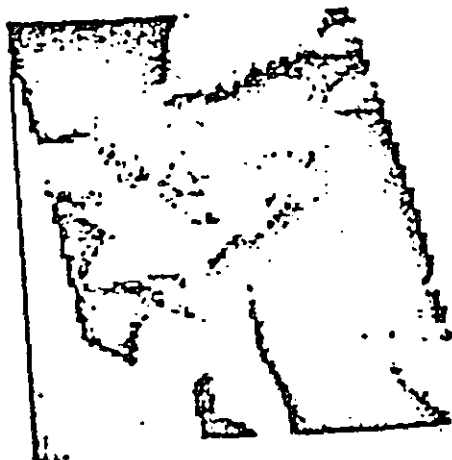
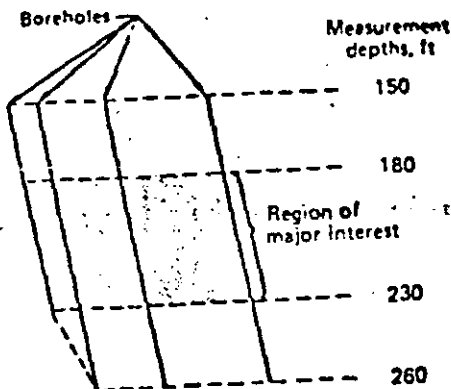


Figure 7. Graphic representation (originally in color) showing the variation of attenuation in calculational cells between the boreholes shown in Figure 6.

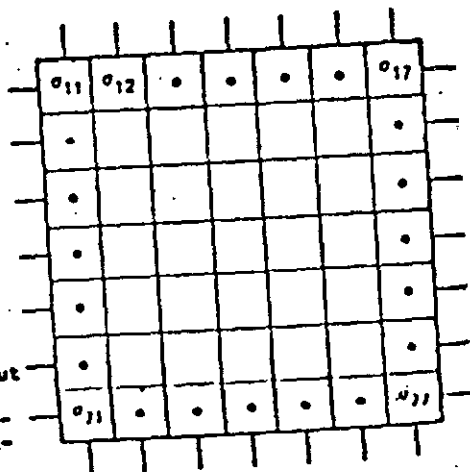


Figure 8. Numerous electrodes about a square core sample are used to sample the currents resulting from various applied voltages.

placing electrodes around the periphery and measuring the current at different applied voltages (see Figure 8). We were able to get a good idea of the fluid movement inside the core.

Anyone familiar with typical four-probe results would not expect such an approach to yield good resolution in this case. Nevertheless, we modeled this approach to see what resolution was possible. A simple example is shown in Figure 9. This depicts results for a square core, with shading (or color, not reproduced here) used to depict the interior variation of conductivity. The light region in the middle is a region of high conductivity, and the dark region on the outside is a region of low conductivity. There are 4E electrodes (not shown) around the periphery of the core. By doing many measurements using these electrodes, we generated a large data set similar to that obtained in cross-borehole probing. By applying interpretation algorithms similar to those previously discussed, we can approximately infer the internal structure of the core. The results are shown in Figure 9. After one iteration of the algorithm, the results give a good qualitative picture of the internal structure of the core. The high-conductivity region in the middle is evident but there is no fine structure detail. After ten iterations, there is almost an exact correspondence between the ideal modeled pattern and the pattern interpreted by the algorithm.

A harder problem is shown in Figure 10. The middle of the picture is a low-conductivity (dark) region that is difficult to pass current through. It is surrounded by a high-conductivity region (light) and irregular low- and high-conductivity regions. Again, multiple electrodes around the periphery are used to take multiple measurements. The results after the first iteration again give a good qualitative picture, compared to the ideal pattern. After ten iterations, there is almost an exact correspondence between the ideal and interpreted patterns, except for the low-conductivity region in the middle. This lack of definition for a low-conductivity region surrounded by a high-conductivity region was expected and is a known limitation of low-frequency probing. (The problem results from current taking the path of least resistance and avoiding the middle.) Nevertheless, it appears that even low-frequency probing can provide better resolution than is conventionally expected (e.g., representing the interior as a single homogeneous region).

Ray-Bending Effects

A question that commonly arises in cross-borehole data interpretation is, "What is the effect of ray-bending?" We can properly account for ray bending (Figure 11) by using ray optics and still solve the inverse problem of finding a model that explains the experimental data. By using the computer to study the synthetic wave-velocity profile in Figure 12, we have constructed an example that helps illustrate the effect of considering ray bending. The velocities V_1 and V_2 in Figure 12 differ by 60%. By representing the region between boreholes with many cells, we can use an iterative data-inversion procedure to infer the bending ray paths and the velocity in each cell.

In Figure 13 are shown the presentations (originally in color, but in black and white here) of the ideal profile, the interpreted profile



Ideal (model)

Figure 9. A simple low-frequency probing problem consisting of a high-conductivity (light) region within a low-conductivity (dark) region. This configuration concentrates current into the center region, and interpretation of the probing results, is simple.

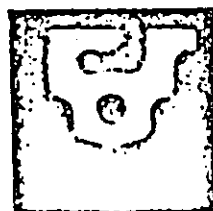


One iteration of algorithm

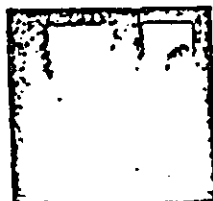


Ten iterations of algorithm

Figure 10. A hard low-frequency probing problem consisting of complicated pattern of high and low conductivities, with a low conductivity surrounded by a high conductivity in the middle of the picture.



Ideal (model)



One iteration of algorithm



Ten iterations of algorithm

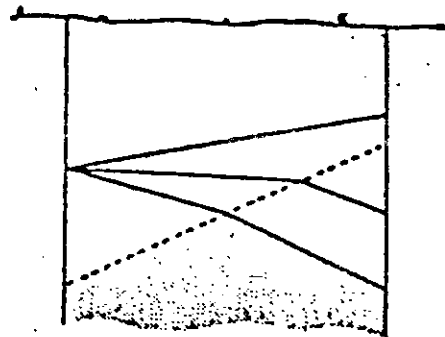


Figure 11. The inverse problem can be solved even with significant ray bending.

Figure 12. Synthetic profile of regions with differing velocities V_1 and V_2 . We use this profile to show the effect of considering ray bending in our algorithmic data interpretation.

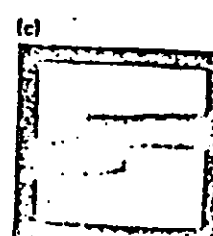
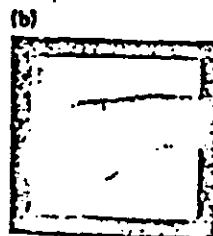
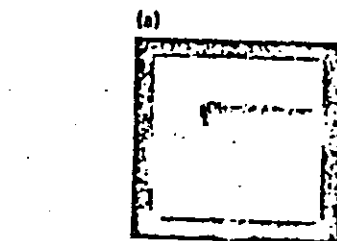
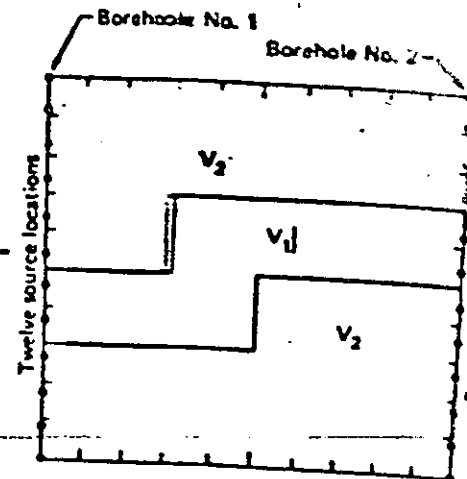


Figure 13. Graphic representation (originally in color) of (a) the ideal model (same as Figure 12), (b) the straight-line interpretation, and (c) the bending-ray interpretation.

Ignoring the bending rays and assuming in the interpretation that the rays were straight-line paths linking source and receiver, and the interpreted profile accounting and solving for the bending rays. Note that the straight-line assumption (Figure 13(b)) gives a rough idea of the structure, and the bending-ray approach gives much better resolution. Thus, for some problems, it is possible to solve the inverse problem even with significant ray bending.

Geophysical Probing Goals

The research and development goals of geophysical probing can be generally stated as: increased depth of exploration, increased lateral and vertical resolution, ability to map three-dimensional features, and ability to map regardless of the surface and subsurface topography. To achieve these goals will require work in five areas, all of equal importance.

One of these five areas is fundamental studies, involving not only mathematical studies but also laboratory and controlled in-situ experiments. A fundamental program is needed to develop empirical curves that relate remotely sensed observables to the parameters important for construction. Another area that is significant is instrument development. For a sensing method to be effective and routinely used, the functioning device must be quick, easy, and cheap to use in the field. The prior examples show the improved resolution resulting from good data processing. Further data-processing development (particularly for the field environment) needs funding support. Another area needing work is data interpretation. Once the instrument system is functioning and empirical curves have been generated in fundamental studies, you have the capability to interpret the data. Data interpretation uses all the known information that applies to the site. An intelligent way of routinely analyzing this data must be designed. The last area, and one that is rarely approached, is verification studies. Many more experiments should use a number of techniques and later excavate the site such that the validity of the results predicted by the different techniques can be either verified or refuted. There is very little of this done, and verification needs to be encouraged. I was very encouraged by the intent of the Forest Glen experiment (sponsored by the Federal Highway Administration) as one example of a verification experiment.

NOTICE

"This report was prepared as an account of work sponsored by the United States Government. Neither the United States nor the United States Department of Energy, nor any of their employees, nor any of their contractors, subcontractors, or their employees, makes any warranty, express or implied, or assumes any legal liability or responsibility for the accuracy, completeness or usefulness of any information, apparatus, product or process disclosed, or represents that its use would not infringe privately-owned rights."

DISCUSSION FOLLOWING GEOPHYSICAL CHARACTERIZATION USING ADVANCED DATA PROCESSING

Dowding, C.H.: What was the ratio of the wavelength to the thickness D of the dark zone in your ray bending example?

Lytle, J.R.: About one-tenth thickness

Dowding, C.H.: That ratio should control the thickness of the layer that can be detected with a fixed frequency source.

Emery, M.: What will be the effect of nonparallel boreholes?

Lytle, J.R.: That's something we're looking into now. It can have a dramatic effect, and we need to know the exact location of the boreholes.

Stokoe, K.H.: Are you using first arrival times?

Lytle, R.J.: The technique involves first arrival time only.

Sleep, N.: You're just scaling the medical techniques up to larger sizes and petroleum techniques down to smaller sizes. The petroleum industry is already routinely looking down to a depth as great as 30,000 feet, which is farther than in construction.

Lytle, R.J.: I can't argue with that. But the scale of application changes the system of equations in all 5 of those areas I outlined. There is a great deal of difference in searching for a 100 foot thick layer at 10,000 feet and searching for a 1-inch thick joint at 100 feet. The whole frequency and attenuation balance changes.

Udwadia, F.: Have you come across any problems in multipathing? That is to say, that there is more than one path between receiver and source. How does that affect your final identification?

Lytle, R.J.: Multipaths are a problem that we have run into. We scratched our heads to figure out how to make that correction an automatic algorithm on the computer. It turns out that the percentage of those cases relative to the total ray paths is small, less than one percent for the subsurface configurations we have simulated on the computer. Unfortunately, I'm sure one could construct situations where it would be a problem

DETERMINATION OF LATERAL INHOMOGENEITIES IN REFLECTION SEISMICS BY INVERSION OF TRAVELTIME RESIDUALS*

G. NEUMANN**

ABSTRACT

NEUMANN, G. 1981. Determination of Lateral Inhomogeneities in Reflection Seismics by Inversion of Traveltime Residuals. *Geophysical Prospecting* 29, 161-177.

Lateral inhomogeneities generate fluctuations in the traveltime of seismic waves. By evaluation of these traveltime fluctuations from different source and receiver positions, lateral inhomogeneities can be located using a pseudo inverse matrix method (Aki, Christoffersson and Husebye 1977). The formulation of the problem is possible for transmitted waves as well as for reflected and refracted waves. In reflection seismics this method is of importance, if no reflections from the inhomogeneities themselves, but only reflections from lower boundaries can be observed.

The basic assumptions for the mathematical formulation are (1) the average velocities and depths of the reflecting horizons are known already from standard processing methods, and (2) the traveltime residuals are due to lateral velocity changes between different reflectors or between reflectors and the surface. The area of the earth to be considered is divided into layers and the layers into rectangular blocks. The parallel displacement of a ray after passing a disturbed block is neglected, only the traveltime residual is taken into account.

In this paper the method and its application to data obtained with two-dimensional models are described.

INTRODUCTION

In this paper the experience with a method for inverting P-wave traveltime residuals to determine lateral inhomogeneities in exploration seismics is discussed. The method was introduced by Aki and Lee (1976) for homogeneous initial models and

- * Paper read at the forty first meeting of the European Association of Exploration Geophysicists in Hamburg, May/June 1979, received February 1980.
- ** Institut für Angewandte Geophysik, Petrologie und Lagerstättenforschung, Technische Universität Berlin, Strasse des 17 Juni 135, EB 15, D 1000 Berlin-12, Germany.

Aki, Christoffersson and Husebye (1977) for layered initial models. It was applied in earthquake seismology to teleseismic traveltime data recorded at the major seismic arrays. Results of three-dimensional estimations for seismic velocity anomalies in crust and upper mantle obtained by this method have been published in the last few years. Aki, Christoffersson and Husebye (1976a) evaluated data received at LASA. Husebye, Christoffersson, Aki and Powell (1976) and Zandt and Aki (1976) investigated the earth beneath Central California, and Ellsworth and Koyanagi (1977) the earth beneath Hawaii. Aki and Lee (1976) and Aki et al. (1977) applied the method to residuals observed at Central California and NORSAR. Aki (1977) summarized all these results and discussed difficulties with the method.

A similar inversion technique has been examined for use in exploration seismics. Following Aki et al. (1977) two ideas were maintained: (1) to divide the earth into rectangular blocks and assign a parameter to each block describing the seismic velocity in this block and (2) to neglect the refraction at lateral inhomogeneities.

The authors listed in the introductory paragraph restricted their considerations to plane wavefronts traversing the earth under the seismograph network with known directions of approach. In this paper this restriction is dropped and the method is extended to spherical wavefronts. On the assumption of special conditions (described later) the formulation of the inversion method is possible not only for transmitted waves, but also for reflected and refracted waves.

For simplicity, the discussion in this paper is confined to homogeneous initial models of constant P-wave velocity c_0 , but it could be extended to layered initial models if the depths of interfaces and average velocities have been found using standard processing methods. Moreover, a two-dimensional version was preferred, because it is closer to the acquisition geometry currently used in exploration seismics, with surveying on profiles instead of recording at large-aperture arrays as in seismology.

To produce traveltime anomalies caused by well known lateral inhomogeneities, two-dimensional physical models were investigated with ultrasonic waves. The model seismic technique is described by Behrens and Wanisk (1972).

DESCRIPTION OF THE METHOD

The major simplification in the formulation of the problem is to neglect the refraction of the rays at boundaries of lateral inhomogeneities. The method assumes that the ray path through the laterally disturbed area is the same as for an undisturbed ray. The traveltime anomalies caused by the simplified ray paths—without refraction—are not significantly different from those caused by the actual ray paths providing the velocity contrast of the inhomogeneity is low and the angles of incidence and refraction are small.

The non-linearities of the problem are conveniently treated as "random" errors in the traveltime data.

For the initial model ray path and traveltime t_i^0 between each transmitter and each receiver can be determined. The index i denotes the number of a ray running

from 1 to $N \cdot M$, where M is the number of transmitters and N is the number of receivers. The traveltine anomaly, Δt_i , resulting from inserted lateral inhomogeneities is the difference between the calculated traveltine t_i^{cal} and the observed traveltine t_i^{obs} :

$$\Delta t_i = t_i^{cal} - t_i^{obs} \tag{1}$$

To get a mathematical formulation for inverting traveltine data, the earth beneath the profile is divided into rectangular blocks, and a parameter x_j is assigned which describes the deviation of the velocity c_j of block j from the velocity c_0 of the initial model. The total number of blocks is equal to K , i.e. $1 \leq j \leq K$. Each ray i (single trace) corresponds to one equation of a linear inhomogeneous system of equations:

$$z_i \left(\sum_{j=1}^K a_{ij} x_j \right) = \Delta t_i \tag{2}$$

where z_i is the length of raypath i through one layer, $x_j = (1/c_j - 1/c_0)$ is the required unknown parameter to calculate the P-wave velocity c_j in block number j , c_0 is the known P-wave velocity of the initial model, and a_{ij} is the coefficient containing the information on which fraction of z_i lies within block j .

Aki et al. (1977) take into account that the block in each layer in which the undisturbed ray spends most of its time, i.e. the coefficients a_{ij} , can assume only two values, which are zero and one. In this paper another modification was chosen in order to improve the condition of the system of equations: the coefficients a_{ij} can assume the values zero or a decimal fraction between 0.5 and 1.0.

The system of equations corresponding to (2) with $i = 1 \dots N \cdot M$ can be combined in the matrix equation

$$Ax = y \tag{3}$$

where $y_i = \Delta t_i/z_i$ are known elements of the column vector y , x_i unknown elements of the column vector x , and a_{ij} known coefficients of the matrix A .

The system of equations does not need to be well conditioned. It may be simultaneously overconstrained and underdetermined. The problem to solve these kind of equations is described fundamentally by Lanczos (1961) and Jackson (1972). In the general case eigenvalues λ and two sets of eigenvectors v_i , u_i are defined by the following equations:

$$Av = u \cdot \lambda \quad \text{or} \quad AV = UA \tag{4}$$

and

$$A^T u = v \cdot \lambda \quad \text{or} \quad A^T U = VA \tag{5}$$

U and V are matrices containing the eigenvectors u and v , respectively, in their columns. A^T denotes the transpose of A . Λ is a rectangular matrix whose diagonal elements are the eigenvalues λ of A which are equal to those of A^T . Lanczos (1961) proved the decomposition of the matrix A into the product

$$A = U_p \Lambda_p \tag{6}$$

(the index p denotes limitation to quantities corresponding to p non-zero eigenvalues.)

and introduced the "natural inverse" H , also called the "generalized inverse" "pseudo inverse" or "Lanczos inverse" in the literature:

$$H = V_p \Lambda_p^{-1} U_p^T \tag{7}$$

where Λ_p^{-1} is a diagonal matrix with elements $1/\lambda$. The solution of (3) is given

$$x = Hy \tag{8}$$

The unknown velocity c_j in block j can be calculated using

$$c_j = c_0 / (c_0 \bar{x}_j + 1) \tag{9}$$

The inverse H is an always existing "least squares" inverse. Because of equation (7) the solution satisfies the following two characteristics: (1) Overdetermined unknown parameters x_j are determined in a least squares sense of minimizing the sum squared errors. (2) Underdetermined unknown parameters x_j are solved in such manner that the sum of squared deviations from the initial model is minimized. The latter attribute corresponds with the statement of equation 6-3-3 in Claerbout (1971) which agrees with the principle of simplicity and produces the more popular of the different definable "minimum wiggleness" solutions. If the system of equations (2) is underdetermined, a measure of the resolution can be found by calculating the resolution matrix R (Backus and Gilbert 1968):

$$R = HA \tag{10}$$

The diagonal elements of R characterize the degree to which each unknown \bar{x}_j is underdetermined. A diagonal element equal to 1 means a perfectly resolved \bar{x}_j . The more the diagonal elements deviate from 1 the poorer becomes the resolution. The sum of all diagonal elements of R is identical with the rank p of the matrix A .

The uncertainties in the solution can be estimated, considering that the standard error is the positive square root of the variance.

Following Jackson (1972), the variance of \bar{x}_j is

$$\text{var}(\bar{x}_j) = \sum_{i=1}^{N \cdot M} H_{ji}^2 \text{var}(y_i) \tag{11}$$

$\text{var}(y_i)$ has a constant value for all y_i in the case of statistically independent data considered here.

The standard error ϵ_j of the calculated velocity c_j in block j is

$$\epsilon_j = (\text{var} \bar{x}_j)^{1/2} c_j^2 \tag{12}$$

If the matrix equation (3) is partly underdetermined small eigenvalues entail some non-uniqueness in the inverse solution. This effect can be reduced by a smoothing operator θ . Ill-conditioned systems of equations are stabilized by this method, which was introduced by Levenberg (1944). The smoothed solution is termed "damped least squares solution" and is indicated in the following equations with the subscript D . The inverse H in the damped form is

$$H_D = V_p \Lambda_p (\Lambda_p^2 + \theta^2 I)^{-1} U_p^T \tag{13}$$

where I denotes the identity matrix.

$$\bar{x}_j = \left| \frac{c_j - c_0}{c_0} \right|$$

Because of the addition of $\theta^2 \mathbf{I}$ to the denominator, the elements of \mathbf{H}_D are smaller than those of \mathbf{H} . The damped least squares solution can be written as

$$\bar{\mathbf{x}}_D = \mathbf{H}_D \mathbf{y}. \tag{14}$$

To determine lateral inhomogeneities by inversion of measured traveltim residuals in the following examples, matrix equation (14) was used exclusively. The smoothed version of \mathbf{R} is

$$\mathbf{R}_D = \mathbf{H}_D \mathbf{A}. \tag{15}$$

The resolution \mathbf{R}_D of the damped least squares solution is poorer than \mathbf{R} , the resolution of the generalized inverse solution. The stabilization can be explained by the smaller variance of $\bar{\mathbf{x}}_D$ (compare equation (11) and (16)).

$$\text{var}(\bar{x}_{Dj}) = \sum_{i=1}^{N \cdot M} H_{Dji}^2 \text{var}(y_i). \tag{16}$$

Accordingly, the standard error ϵ_D is also smaller than ϵ

$$\epsilon_{Dj} = (\text{var}(\bar{x}_{Dj}))^{1/2} c_{Dj} \tag{17}$$

with $c_{Dj} = c_0 / (c_0 \bar{x}_{Dj} + 1)$.

APPLICATION OF THE METHOD TO TRANSMITTED WAVES

In fig. 1 a two-dimensional model divided into twenty-four blocks is presented. In block number 16 there exists an inhomogeneity with a P-wave velocity 20% lower than in the undisturbed surrounding. The dimensions of the blocks are approximately three times the predominant wavelength. The transmitter is located at the bottom side of the model. The seismograms recorded along the upper boundary of the model are shown in the upper part of fig. 1. Rays traversing the disturbed block—e.g., ray i —have a traveltime delay compared with the solid line marking the onset of the unperturbed P-waves. The traveltime residual of ray i as shown in fig. 1 could be caused mainly by velocity anomalies in blocks 6, 11, 16 and 21.

Because the model is covered by several rays (fig. 2) from different transmitter positions a system of simultaneous equations occurs as described before. Fig. 2 shows, furthermore, the geometrical dimensions of the model. Twenty-four blocks are traversed by 49 rays with a predominant wavelength of 3.2 cm. The coverage is not uniform. Blocks in the central part of the model are covered better than in the outer parts. That entails the non-uniqueness in the inverse solution. Some of the parameters assigned to the blocks remain underdetermined. The effect of small eigenvalues is reduced by the damped least squares solution. Consequently there is a smoothing between the velocities of different blocks. That is the reason to contour the velocities resulting from the damped least squares solution: the contoured velocity corresponds to the center of each block (and not to the total block as would be common practice in the representation of generalized inverse solutions). The computed velocity structure resulting from the application of equation (14) to the measured traveltime residuals is shown in fig. 3(b) and should be compared with

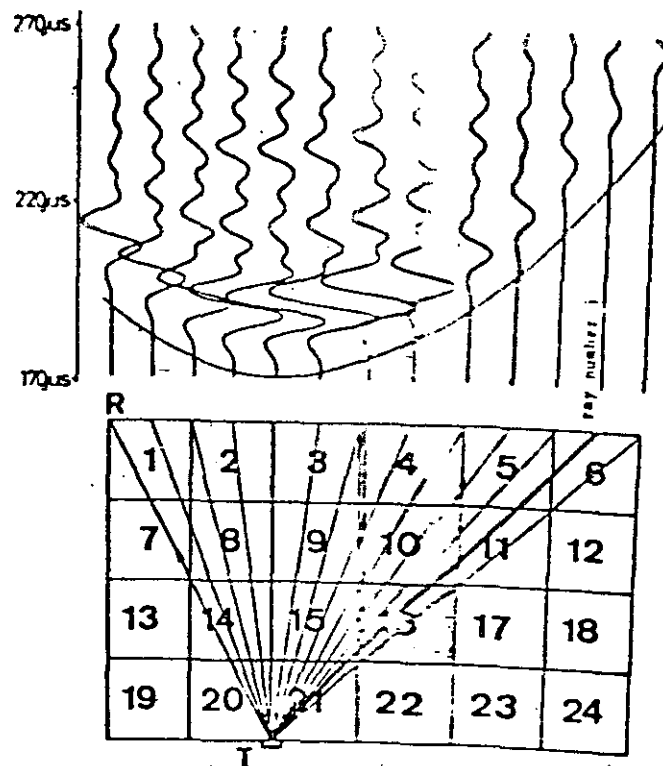


Fig. 1. Seismograms with transmitted P-waves measured on a model with quadratic velocity inhomogeneity in block number 16 (size 10 cm x 10 cm) (for model dimensions fig. 2). R: receiver at surface, T: transmitter.

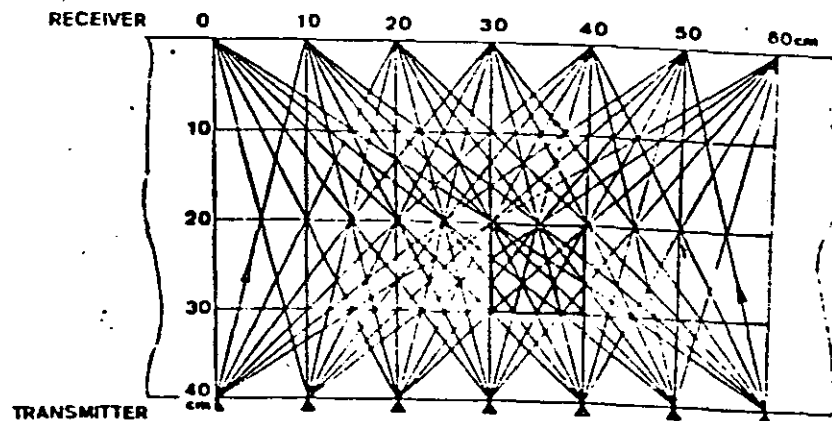


Fig. 2. Geometry of two-dimensional perspex model with quadratic low velocity inhomogeneity (dotted area). Twenty-four blocks traversed by forty-nine rays in transmission; predominant wavelength 3.2 cm; P-wave velocity in perspex 0.235 cm/μs; P-wave velocity in the disturbed block 0.187 cm/μs.

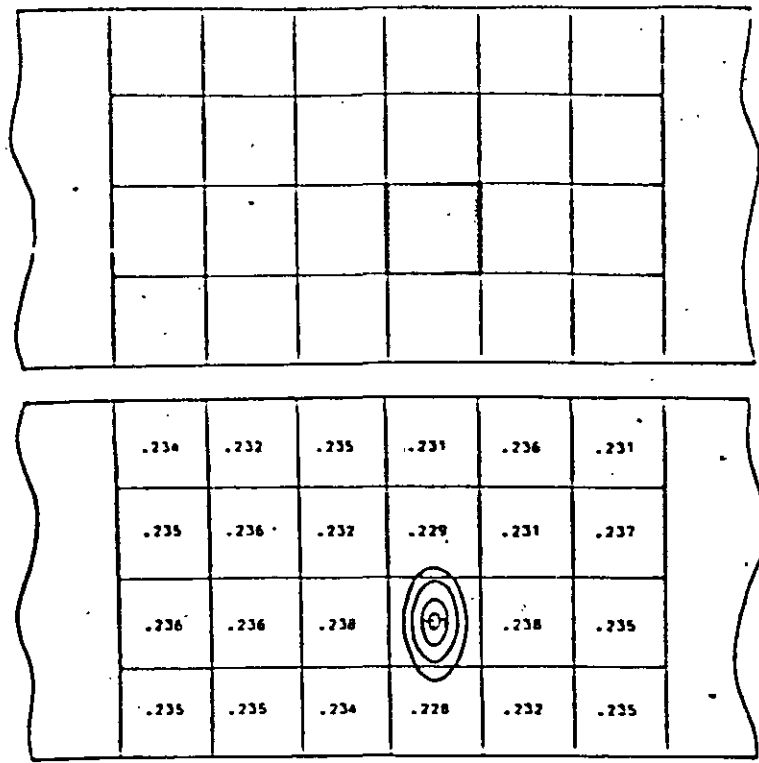


Fig. 3. Comparison between model structure (a) and result of the inversion method applied to traveltimes data of transmitted P-waves (b) (for model dimensions see fig. 2). (a) Perspex model with quadratic low velocity inhomogeneity. (b) Computed velocity structure (velocity for each block in $\text{cm}/\mu\text{s}$) and velocity contour lines (distance $0.002 \text{ cm}/\mu\text{s}$) drawn between values deviating more than the standard error.

the model with a rectangular inhomogeneity (fig. 3a). A smoothing operator with $\theta = 1.5$ was used, this means that 30% of the non-zero eigenvalues were less than θ . The diagonal elements of the resolution matrix R_D lay between 0.37 and 0.64. They are a measure of the uniqueness of the solution.

In the center of each block (fig. 3b) the calculated velocity (in $\text{cm}/\mu\text{s}$) is shown. The velocity contour lines with a contour interval of $0.002 \text{ cm}/\mu\text{s}$ are obtained by linear interpolation. They represent deviations from the velocity of the initial model; the standard error according to (17) has been taken into account.

The velocity values vary over an error range caused by (1) the standard error of the data, (2) the simplifications of the method and (3) the smoothing of the solution. The standard error of the traveltimes residuals ($0.4 \mu\text{s}$) is of minor importance (it is less than the error caused by the simplifications of the assumed ray paths, the error of linearization). The velocity value of the rectangular inhomogeneity in fig. 3(b) does not match the actual velocity value in the model. This mismatch is caused by the smoothing but the correct value can be estimated from the undamped solution. Nevertheless, the anomaly can be located very well.

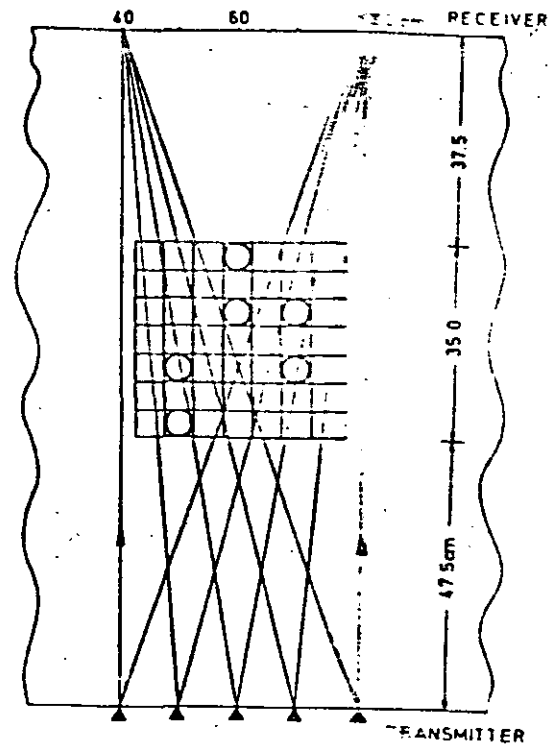


Fig. 4. Geometry of two-dimensional perspex model with circular low velocity inhomogeneities. Model examined in transmission. P-wave velocity in perspex $0.235 \text{ cm}/\mu\text{s}$; P-wave velocity in the circular inhomogeneities $0.187 \text{ cm}/\mu\text{s}$; predominant wavelength 3.2 cm .

In fig. 4 a model with six circular inhomogeneities is shown. The diameter of the inhomogeneities is 1.55 times the predominant wavelength, their depths beneath the free surface lie between 12 and 21 times the wavelength. The inhomogeneities consist of a material with a velocity 20% lower than in the surroundings. The area of interest is divided into forty-nine blocks. Only a few of the rays that cross the model from the five transmitters to the twenty-one receivers are shown in fig. 4. It was found by trial and error that the velocity structure is best calculated with the rays of steepest incidence. In fig. 5(b) the velocity structure obtained with the inversion method from traveltimes information of sixty-three rays from the three centrally located transmitters (fig. 4). The curved lines (fig. 5b) are contour lines between those values which differ by more than the standard error from the velocity of the undisturbed surroundings. Using a smoothing operator $\theta = 1.0$, 49% of the eigenvalues were suppressed and the resolution matrix R_D has diagonal elements between 0.16 and 0.69. Owing to the strong damping the true P-wave velocities of the disturbed areas cannot be found. The disturbed areas can still be detected though some inaccuracies can be seen by comparison with fig. 5(a). The hatched areas in fig. 5(a) indicate the circular low velocity inhomogeneities.

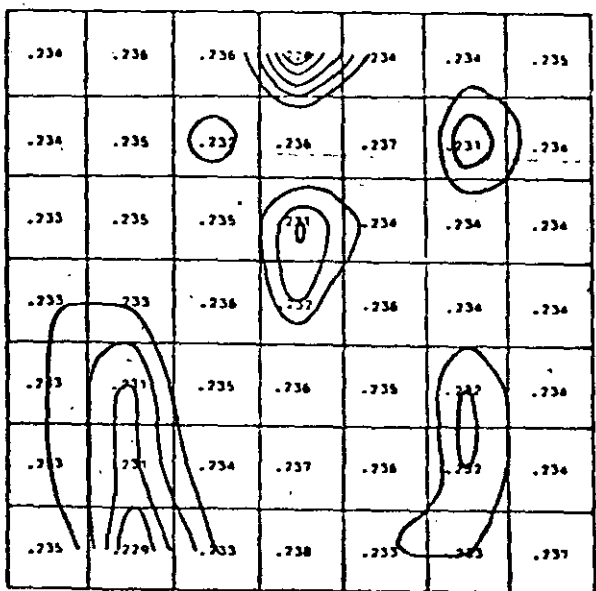
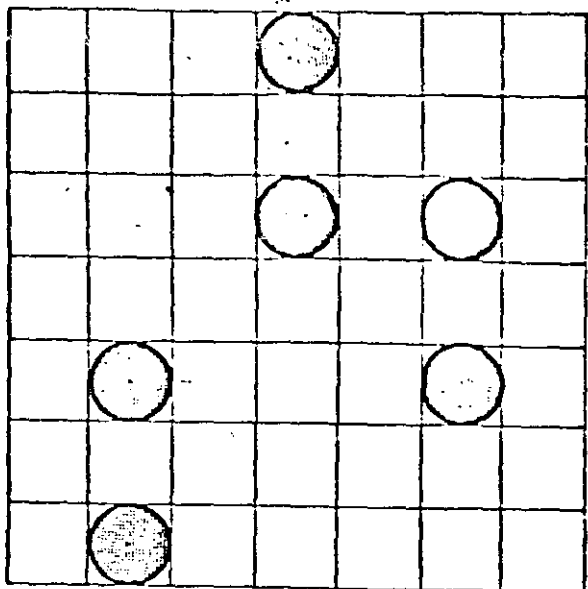


Fig. 5. Comparison between model structure (a) and result of the inversion-method computed with traveltime data of transmitted P-waves (b) (for model dimensions see fig. 4). (a) Investigated area of perspex model with circular low velocity inhomogeneities (b) Computed velocity structure (velocity for each block in $\text{cm}/\mu\text{s}$) and velocity contour-lines (distance $0.001 \text{ cm } \mu\text{s}$) drawn between values outside the standard error.

APPLICATION OF THE METHOD TO REFLECTED WAVES

The success of the method in locating lateral inhomogeneities with waves in transmission was the reason to expand and test the method on traveltime data of reflected waves, i.e. for application to reflection seismics.

Traveltime anomalies of reflected waves can be due to changes of depth of the reflecting horizon or to velocity anomalies between reflecting horizon and surface. The inversion method works well for reflected waves if the traveltime residuals are only due to lateral velocity changes, i.e., if the depth of the reflector is already known from standard processing methods.

Fig. 6 shows the two-dimensional model that was already examined with transmitted waves (fig. 1). In the seismograms traveltime delays of the reflected onsets can be observed where the rays pass through the disturbed block (number 16). The traveltime anomaly of a ray can be caused on the way down, on the way up, or both. The traveltime of ray i is influenced by blocks: 3, 9, 15, 21, 22, 16, 10 and 4.

Fig. 7 illustrates the geometry of the model and the total coverage by forty-four reflected rays from seven transmitter positions to six receiver positions at the surface. The predominant wavelength of the incident signal was again 3.2 cm , i.e.,

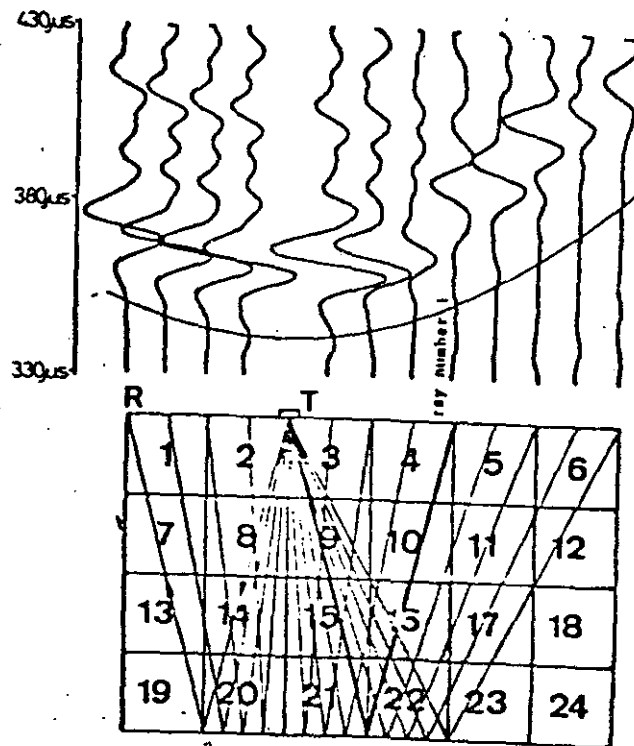


Fig. 6. Seismograms with reflected P-waves measured at model with quadratic low velocity inhomogeneity in block 16 (size $10 \text{ cm} \times 10 \text{ cm}$), receiver and transmitter at the surface (model dimensions see fig. 7).

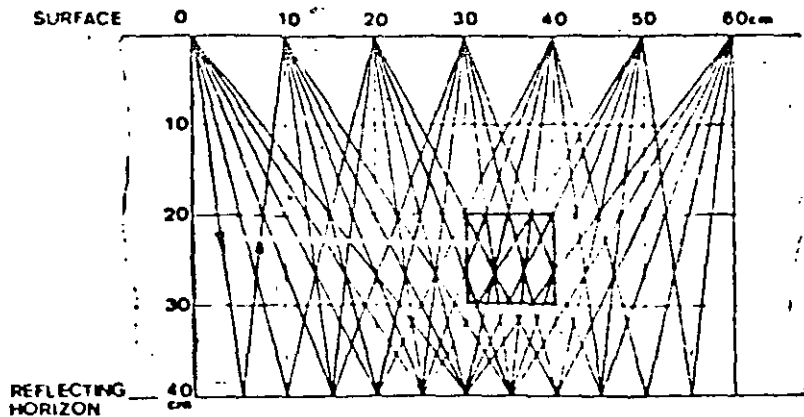


Fig. 7. Geometry of two-dimensional perspex model with quadratic low velocity inhomogeneity (dotted area). Twenty-four blocks covered by forty-two reflected rays; predominant wavelength 3.2 cm; P-wave velocity in perspex 0.235 cm/ μ s; P-wave velocity in the disturbed block 0.187 cm/ μ s.

linear dimension of the blocks are about three wavelengths. In fig. 8 the velocity structure obtained with the inversion method for traveltime residuals of reflected P-waves for this model can be seen. The velocity contour lines are drawn in intervals of 0.002 cm/ μ s through values which are outside the margin of error. Twenty-five per cent of the eigenvalues of the resolution matrix R_p had values between 0.31 and 0.73.

The computed velocity structure (fig. 8) shows a horizontal broadening based on the effect of real, twice repeated refraction. The computed anomaly agrees sufficiently with the actual lateral inhomogeneity (fig. 3a).

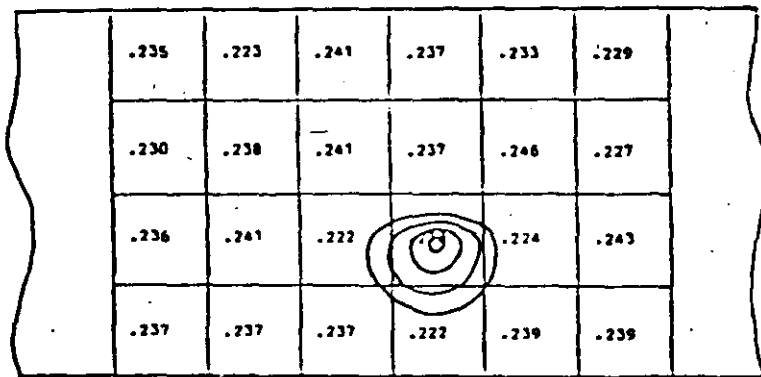


Fig. 8. Result of the inversion-method computed with traveltime data of reflected P-waves to compare with m_c structure (see fig. 3a). Computed velocity structure (velocity for each block in cm/ μ s) and velocity contour lines (distance 0.002 cm/ μ s) drawn between values outside the standard error (for model dimensions see fig. 7).

APPLICATION OF THE METHOD TO HEAD WAVES

In exploration seismics refraction arrivals can contain valuable information on the location of lateral inhomogeneities. Therefore, it should be mentioned, that the inversion method applied to head waves also results in reliable velocity anomalies. The equations valid for traveltime residuals of refracted waves can be formulated provided: (1) the refracting horizon is already known by use of standard processing methods, by independent information, or by assumption; (2) the residuals of the traveltimes are not caused by velocity anomalies in the layer directly below the refracting horizon.

One example of the method applied to head waves, studied on the same model as before is shown here. On the seismograms (fig. 9) the traveltime delay caused by the disturbed block can be observed easily. It is obvious that the traveltime of ray number i is mainly influenced by the blocks 5, 10, 16, and 21. Fig. 10 shows the coverage of the model with fifty refracted rays. Only two transmitter positions were of any use, therefore the receiver spacing was reduced to get a sufficient number of rays.

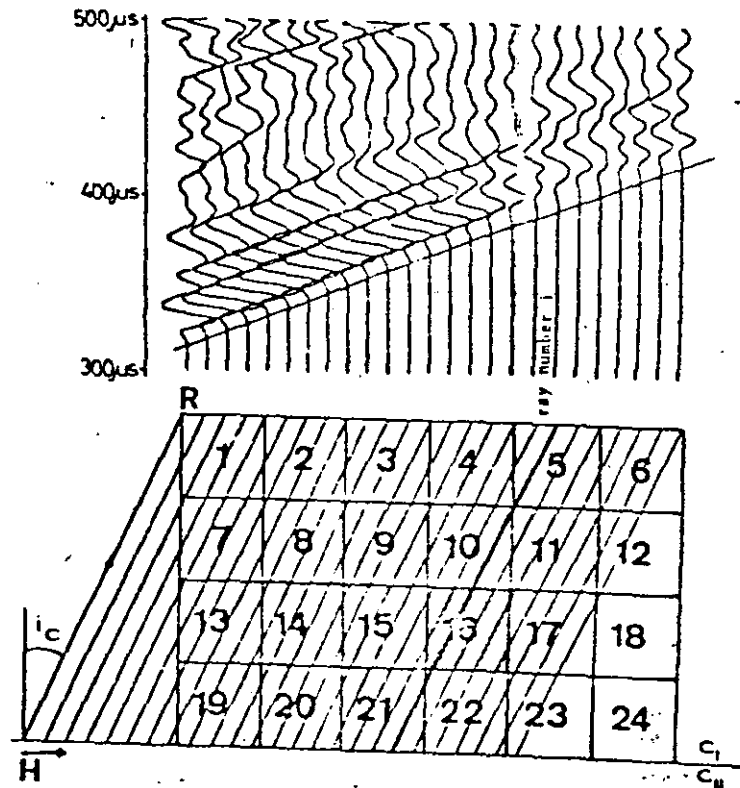


Fig. 9. Seismograms with refracted P-waves measured at model with quadratic low velocity inhomogeneity in block 16 (size 10 cm x 10 cm). R: receiver at surface; i_c : critical angle; $c_1 < c_{II}$ (for model dimensions see fig. 10).

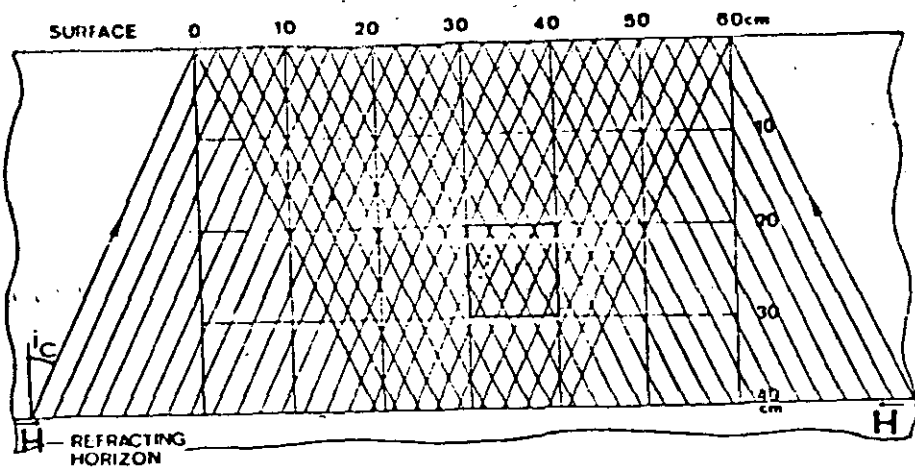


Fig. 10. Geometry of two-dimensional perspex model with quadratic low velocity inhomogeneity (dotted area). Twenty-four blocks covered by fifty head waves *H*; predominant wavelength 3.2 cm; P-wave velocity in perspex 0.235 cm/ μ s; P-wave velocity in the disturbed block 0.187 cm/ μ s.

In fig. 11 the result obtained with the measured traveltimes of refracted waves is presented. The damped least squares solution was calculated by employing a smoothing operator $\theta = 1.5$, which in this case is larger than 50% of the eigenvalues. The obtainable resolution is characterized by diagonal elements of R_D with values between 0.39 and 0.63.

It can be concluded that the inverse method works also with success in refraction seismics, if the restrictive assumptions are satisfied.

.233	.234	.232	.235	.231	.233
.234	.235	.234	.231	.234	.234
.234	.235	.234	.224	.235	.235
.235	.235	.233	.233	.234	.235

Fig. 11. Result of the inversion-method computed with traveltime data of head waves to compare with model structure (see fig. 3a). Computed velocity structure (velocity for each block in cm/ μ s) and velocity contour lines (distance 0.002 cm/ μ s) drawn between values outside the standard error (for model dimensions see fig. 10).

DETERMINATION OF A BASIN STRUCTURE WITH REFLECTED WAVES

Fig. 12 shows a structure, which represents a sedimentary basin. In the two dimensional model this basin structure has a depth of about six wavelengths and P-wave velocity 20% lower than in the surrounding material. The area between the surface and reflecting horizon is divided into twenty-four blocks and traversed by forty-two reflected rays.

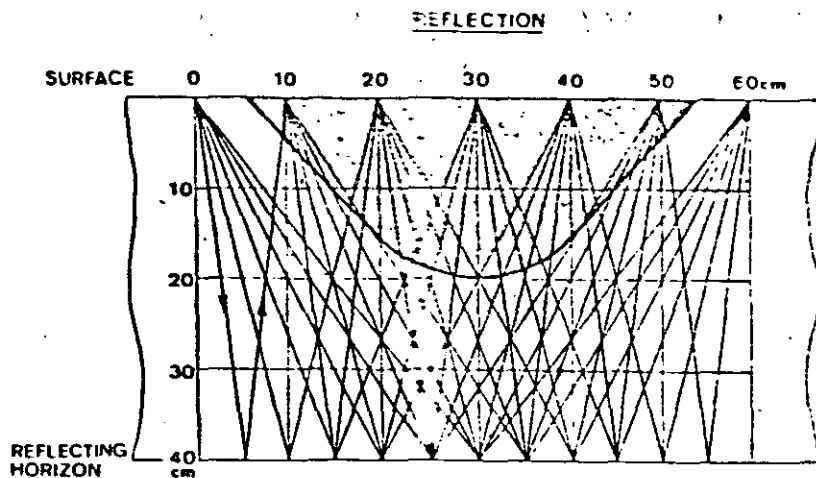
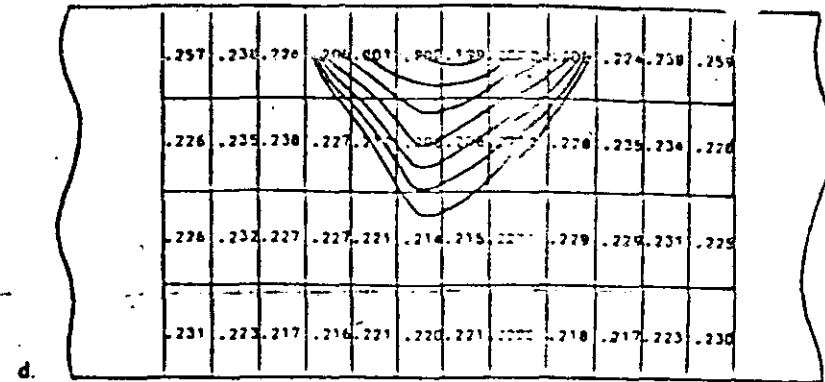
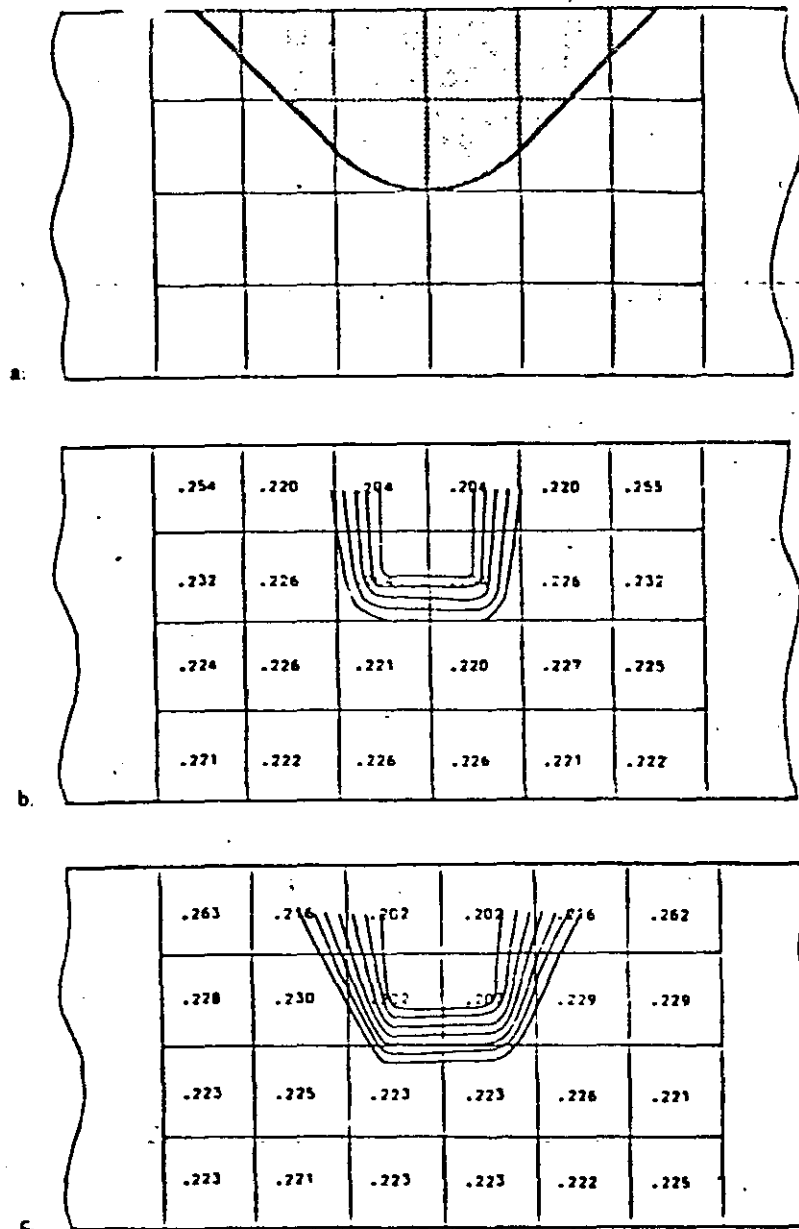


Fig. 12. Geometry of two-dimensional perspex model with low velocity basin structure (dotted area). Twenty-four blocks covered by forty-two reflected rays; predominant wavelength 3.2 cm; P-wave velocity in perspex 0.235 cm/ μ s; P-wave velocity in the basin 0.187 cm/ μ s; receiver and transmitter at the surface.

Fig. 13(b) shows the resulting velocity structure. It is coarse and devoid of the details visible in the original structure (fig. 13a). Fig. 12 shows that the coverage in the upper layer of blocks is poor and irregular. Therefore it is not surprising that the upper flat parts of the basin are insufficiently mapped. An improvement can be expected if more rays are taken into consideration. Thus the receiver spacing was halved from 10 cm to 5 cm. Ninety-one rays from seven transmitter positions to thirteen receiver positions were observed. Fig. 13(c) shows the result of the inversion method based on these data. The model is again divided into twenty-four blocks. By extrapolation of the velocity contour lines to the surface (fig. 13c) the true basin structure is approximated better than before (fig. 13b).

By taking ninety-one (instead of forty-two) rays the number of linear independent equations grew such that the system of the unsmoothed equations had its full rank. Therefore, it was possible to double the number of blocks in fig. 13(d) to test whether smaller block dimensions result in increased quality of the structures obtained. A slight improvement can be observed in the lower part of the basin. The resulting system of equations with forty-eight unknown parameters became partly undetermined, since not all ninety-one equations were linearly independent.



The results in fig. 13(b), (c) and (d) were computed with the aid of the same smoothing operator ($\theta = 1.5$). 25%, 37.5% and 35%, respectively, of the non-zero eigenvalues were smaller than θ , and the diagonal elements of the resolution matrix R_D lay between 0.31 and 0.73, 0.44 and 0.79, and 0.32 and 0.77, respectively.

A comparison between the results in fig. 13(b), (c) and (d) shows that an improvement could be obtained by increasing the number of rays and subdividing the model into more blocks. However, for this basin structure the limit of validity of the basic conditions of the inversion method is reached. The velocity contrast of 20% is strong and some rays have angles of incidence that are too large. The basin structure would be recognized better after inversion if the velocity contrast would be lower.

DISCUSSION AND CONCLUSION

Some important aspects about the method should be mentioned:

It would be advantageous if the whole unknown area was always divided into blocks with dimensions comparable to the predominant wavelength. In earthquake seismology the finite number and three-dimensionally non-uniform distribution of recorded rays limits the number and size of blocks to be analyzed. In exploration seismics a compact two-dimensional coverage with rays is available. That allows one to formulate the problem for a block structure with a fine subdivision, but it is meaningless to choose block lengths much smaller than the wavelength.

The computed velocity structures change insignificantly if the block structure is shifted with unchanged block size, or if the block size is reduced to lengths smaller than the size of the inhomogeneities. By stacking solutions obtained with different block structures real anomalies can be distinguished from spurious anomalies. Best results can be found with transmitter and receiver positions which cause rays of steep incidence upon the inhomogeneities.

The method described is of interest in exploration seismics if—because of low reflection coefficients—no reflections from the upper and lower boundaries of the inhomogeneities can be observed.

Strongly inhomogeneous structures (flanks of salt-domes for example) can be investigated by this inversion method if ray tracing through the lateral inhomogeneities is incorporated. The structure found as a first result of the inversion method

Fig. 13. Comparison between model structure (a) and results of the inversion method applied to traveltime data of reflected P-waves (b, c, d). Computed velocity structures (velocity for each block in cm/ μ s) and velocity, contour lines (distance 0.002 cm/ μ s) drawn between values outside the standard error (for model dimensions see fig. 12). (a) Perspex model with low velocity basin structure. (b) Velocity structure computed for twenty-four blocks with travel-time data of forty-two reflected rays. (c) Velocity structure computed for twenty-four blocks with travel-time data of ninety-one reflected rays. (d) Velocity structure computed for forty-eight blocks with travel-time data of ninety-one reflected rays.

should be taken to formulate a better, more complicated model which can then be improved by iteration. These improvements are limited by the use of rectangular blocks which do not permit modeling of curved interfaces.

In all examples discussed here, the inhomogeneities were embedded in a homogeneous material. In general, layered initial models can be processed. Lateral inhomogeneities can be also located between two or more different reflectors whenever the depths of the interfaces have already been evaluated. The extension of the method to three-dimensional problems is only a question of computer core storage.

The method does not work exclusively with first arrival times of P-waves: it is possible to include arrival times of S-waves in the inversion technique, while inversion of amplitude data is more problematical.

ACKNOWLEDGMENTS

The author thanks Prof. Dr J. Behrens for valuable suggestions, her colleagues H. Denzau and Dr K. Schiel for helpful discussions and M. Schmarsow and U. Schenkluhn for the accurate fabrication of the models. The manuscript was typed by Mrs U. Cramer.

REFERENCES

- AKI, K. 1977, Three dimensional seismic velocity anomalies in the lithosphere, *Journal of Geophysics* 43, 235-242.
- AKI, K., CHRISTOFFERSSON, A. and HUSEBYE, E.S. 1976a, Three-dimensional seismic structure of the lithosphere under Montana LASA, *Bulletin of the Seismological Society of America* 66, 501-524.
- AKI, K., CHRISTOFFERSSON, A., and HUSEBYE, E.S., 1977, Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *Journal of Geophysical Research* 82, 277-296.
- AKI, K. and LEE, W.H.K. 1976, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes I. A homogeneous initial model, *Journal of Geophysical Research* 81, 4381-4399.
- BACKUS, G. and GILBERT, F. 1968, The resolving power of gross earth data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 16, 169-205.
- BEHRENS, J. and WANIEK, L. 1972, Modellseismik, *Journal of Geophysics* 38, 1-44.
- CHARRBOUT, J.F. 1976, *Fundamentals of geophysical data processing*, McGraw-Hill, New York.
- LISWORTH, W.L. and KOYANAGI, R.Y. 1977, Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea volcano, Hawaii, *Journal of Geophysical Research* 82, 5379-5394.
- HUSEBYE, E.S., CHRISTOFFERSSON, A., AKI, K. and POWELL, C. 1976, Preliminary results on the 3-dimensional seismic structure of the lithosphere under the USGS Central California Seismic Array, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 46, 319-340.
- JACKSON, D.D. 1972, Interpretation of inaccurate, insufficient, and inconsistent data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 28, 97-109.
- LANSZOS, C. 1961, *Linear differential operators*, D. van Nostrand Co., London.
- LIVSBERG, K. 1944, A method for the solution of certain non-linear problems in least squares, *Quarterly of Applied Mathematics* 2, 164-168.
- ZANDI, G. and AKI, K. 1976, Lateral velocity anomalies associated with the San Andreas fault, Central California, *Transactions of the American Geophysical Union*, EOS 57, 283.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

FUNDAMENTOS DE LA TEORIA DEL POTENCIAL APLICADA EN LA GEOTECNIA

Ing. Juan M. Brandi Purata

AGOSTO, 1985

*EXPLICACION DE LOS METODOS GEOFISICOS	1
Generalidades	1
Operación	2
Tratamiento	3
Interpretación	3
Utilización de los métodos Geofísicos	3
Clasificación de los métodos Geofísicos usados en Geotecnia	4
*ECUACIONES FUNDAMENTALES DE LA TEORIA DEL POTENCIAL	6
.Campo de una fuerza	6
.Interpretación física de la función Potencial	8
.Superficies equipotenciales y líneas de fuerza	9
*METODOS POTENCIALES DE PROSPECCION ELECTRICA	11
.Métodos Equipotenciales y de potencial	11
.Método de mise a la mase	12
.Método de Polarización Expontanea	13
.Método de Polarización Provocada	14
.Método de Resistividades	14
.Método Telúrico	15
*METODOS ELECTROMAGNETICOS	16
.Profundidad de Penetración	17
.Emisión y Recepción	18
.Método Magneto-telúrico	19

I N D I C E	PAGINA
.Método Magneto-eléctrico	20
.Método de Sondeo Electromagnético	21
.Método Turam	23
.Método a Bobinas receptoras y emisoras móviles	24
.Método de Inclinación	25
.Método A F M A G	27
.Método V.L.F	28
.Método A F M A G y V.L.F.	29
.Método "E" fase aereo	29
.Método Input	30
 *METODO POTENCIAL GRAVIMETRICO	 32
.Definiciones	32
.Peso y Gravedad	32
.Gravedad Terrestre	32
.Correcciones aplicadas a los datos gravimétricos	33
.Tratamiento e interpretación de datos gravimétricos	35
.Planos de anomalía Regional-Residual	36
.Interpretación Cuantitativa	36
 *METODO POTENCIAL "MAGNETICO	 38
 *TEORIA DEL POTENCIAL APLICADA A LA EXPLORACION ELECTRICA EN CORRIENTE CONTINUA	 42
.Expresión de la función Potencial para un semi-espacio constituido por medios estratificados homogéneos e Isotrópicos horizontales	43

I N D I C E

PAGINA

*TEORIA DEL POTENCIAL APLICADA	50
A LA PROSPECCION MAGNETICA	
.Relación entre los Campos Potenciales magnéticos y gravimétricos	58

EXPLICACION DE LOS METODOS GEOFISICOS

I. GENERALIDADES

La "Física del Globo", es la ciencia que estudia los fenómenos físicos relacionados con la Tierra.

En Geofísica Aplicada, los métodos de prospección utilizan como fundamento tales fenómenos; o bien, fenómenos resultantes de una excitación, para estudiar las rocas.

Todos los métodos se fundamentan sobre los diferentes parámetros físicos de las rocas, tal como se indica en la tabla siguiente:

P R O S P E C C I O N	G E O T E C N I C A	P E T R O L E R A	M I N E R A	H I D R A U L I C A	PARAMETROS	VALORES FISICOS MEDIDOS	METODOS GEOFISICOS
					Resistividad Eléctrica	Tensión Eléctrica	Telúrico, Eléctrico Magneto Telúrico
					Densidad	(Variación de peso)	Gravimétrico
					Susceptibilidad Magnética	Campo Magnético	Magnético
					Velocidad	Tiempo de Tránsito	Sísmico
					Radioactividad	Cuentas Radioactivas	Radiométrico

En la práctica, los métodos geofísicos se clasifican en:

- Métodos Naturales o Espontáneos
- Métodos Artificiales o Provocados

Todos estos métodos son más o menos fáciles de efectuar.

Todos estos métodos son más o menos caros.

Por otra parte, ellos suministran información segura con una profundidad de penetración grande; a un costo relativamente barato, comparado con otros métodos de Exploración usados en las Ciencias de la Tierra.

II. PUESTA EN OPERACION

Los métodos geofísicos son aplicados para obtener en el terreno:

- Una medida instantánea
- Un registro en función del tiempo.

En los dos casos se trabaja en "Estaciones" o en "perfiles"

En estaciones que son repartidas más o menos regularmente y que son independientes las unas de las otras. En una estación ciertos métodos permiten una investigación vertical del subsuelo.

En perfiles, que semejan un cierto número de estaciones sucesivas, alineadas con una densidad más o menos grande.

En todos los casos, los métodos pueden ser utilizados como: reconocimiento, semidetalle o detalle.

III. TRATAMIENTO

El documento de base obtenido después del tratamiento de la información es generalmente:

- Una traza sísmica
- Una carta en curvas isocuantitativas del valor medido.

Estos documentos manifiestan la evidencia de anomalías que permiten localizar y precisar las estructuras.

IV. INTERPRETACION

La interpretación de resultados de los métodos de prospección conducen frecuentemente a varios modelos posibles de provocar la anomalía observada. Se puede reducir la incertidumbre con la integración de otro método geofísico; los estudios geofísicos son complementarios.

V. UTILIZACION DE LOS METODOS GEOFISICOS

METODOS	PROSPECCION PETROLERA	GEOTECNIA	PROSPECCION MINERA	PROSPECCION HIDRAULICA
Eléctricos	Poco Utilizado	Bastante Utilizado	Bastante Utilizado	Bastante Utilizado
Electromagnéticos	Poco Utilizado	Bastante Utilizado	Bastante Utilizado	Regular Utilizado
Gravimétrico Magnético	Bastante Utilizado	Regular Utilizado	Regular Utilizado	Poco Utilizado
Radiométricos	Poco Utilizado	Poco Utilizado	Eventualmente	Eventualmente
Reflexión	Bastante Utilizado	Poco Utilizado	Poco Utilizado	Poco Utilizado
Refracción	Regular Utilizado	Bastante Utilizado	Poco Utilizado	Bastante Utilizado

CLASIFICACION DE LOS METODOS GEOFISICOS USADOS EN "GEOATECNIA"

(1)	METODOS	(3) TIPO DE INVESTIGACION S: ESTRUCTURAL I: INDIRECTA D: DIRECTA		
METODOS PASIVOS Señal NATURAL	GRAVIMETRIA *	D	I	S
	MAGNETOMETRIA	D	I	S
	RADIOMETRIA *		I	
	TELURICO			S
	MAGNETOTELURICO			S
	PS (POLARIZACION ESPONTANEA)		I	
ART.	ELECTROMAGNETICOS	D	I	S
	MAGNETOTELURICOS			S
METODOS ACTIVOS	ELECTROMAGNETICOS	D	I	S
	PP (POLARIZACION PROVOCADA)		I	
	MAGNETOELECTRICOS			S
	ELECTRICOS		I	S
	SISMICOS	REFRACCION		
	REFLEXION *			S

(4)

* METODO POCO USADO PARA ESTUDIOS GEOTECNICOS

Los métodos geofísicos son numerosos. Los tipos anteriormente descritos se refieren a la investigación geotécnica (3). La columna (4) pone en evidencia una cierta simetría entre los dos grupos, un método pasivo tiene su equivalente en los métodos activos. En la columna (1) se nota que ciertos métodos pasivos usan una señal artificial, la señal de emisoras de radio; esta señal no es provocada por el operador, es por esto que la clasificamos como método pasivo.

ECUACIONES FUNDAMENTALES DE LA TEORÍA DEL POTENCIAL

Campo de una Fuerza

Cuando una fuente de masa, un dipolo magnético, o una carga eléctrica se colocan en un espacio tridimensional, producen a su alrededor la acción de una fuerza sobre la unidad de fuente, en cualquier punto del espacio, en donde la fuerza tiene una magnitud y dirección definida.

Se demuestra que si "A" define un campo radial, cuya ley de variación es el cuadrado inverso de la distancia; es decir:

$$A = \frac{m}{r^2} \hat{e}_r$$

El rotacional de "A" es idénticamente nulo y el campo puede expresarse en términos de un potencial escalar, es decir:

$$A = \text{GRAD } \phi$$

en donde:

\vec{A} \approx vector de campo

$$\text{GRAD} \approx i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} + k \frac{\partial}{\partial z}$$

$\phi \approx \phi(x, y, z) \approx$ ec. potencial

Usando el Teorema de la Divergencia

$$\oint_S \vec{A} \cdot d\vec{a} = \int_V \text{div } A \, dv$$

$$= \int_V \text{div} (\text{GRAD } \phi) \, dv$$

$$\oint \vec{A} \cdot d\vec{a} = \int_V \nabla^2 \phi \, dv$$

La Ley de Gauss enuncia que:

$$\oint_S \vec{A} \cdot d\vec{a} = 4\pi m$$

entonces:

$$\int_V \nabla^2 \phi \, dv = 4\pi m$$

Este resultado es verdadero para fuentes aisladas de intensidad m . El campo gravitacional, eléctrico, magnético resultan ser la suma vectorial de vectores de campo individuales. Es decir, tales campos tienen la propiedad de linealidad.

Por tanto si \vec{A} representa un campo lineal

$$\int_V \nabla^2 \phi \, dv = 4\pi \sum_{\alpha=1}^n m_{\alpha}$$

Pasando al límite de una distribución continua de potencial, tenemos:

$$\int_V \nabla^2 \phi \, dv = 4\pi \int_V \rho \, dv$$

Puesto que el volumen es arbitrario

$$\nabla^2 \phi = 4\rho\pi \text{ \{Ec. de Poisson\}}$$

En puntos del espacio que no contienen fuentes de potencial

$$\nabla^2 \phi = 0 \text{ \{Ec. de Laplace\}}$$

Puesto que:

$$\nabla^2 \phi = \text{Div} (\text{GRAD } \phi) = \text{Div} (\mathbf{A})$$

La Ec. de Poisson puede escribirse como

$$\text{Div } \mathbf{A} = 4\pi\rho \left\{ \begin{array}{l} \text{que es la ec. electrodinámica} \\ \text{en donde } \mathbf{A} \text{ es el vector campo} \\ \text{eléctrico} \end{array} \right\}$$

INTERPRETACION FISICA DE LA FUNCION POTENCIAL

La función potencial tiene un valor definido para cualquier punto del espacio.

Es una función monovaluada.

La diferencia total es:

$$\begin{array}{l} d\phi = \frac{\partial \phi}{\partial x} dx + \frac{\partial \phi}{\partial y} dy + \frac{\partial \phi}{\partial z} dz \\ d\phi = A_x dx + A_y dy + A_z dz \end{array} \left. \begin{array}{l} A_x \\ A_y \\ A_z \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{Componente del campo} \\ \text{vectorial en x,y,z} \end{array}$$

Integrando en una trayectoria determinada desde "P" a "Q", tenemos:

$$\phi_Q - \phi_P = \int_P^Q \left(X \frac{\partial x}{\partial s} + Y \frac{\partial y}{\partial s} + Z \frac{\partial z}{\partial s} \right) ds$$

La integral representa el trabajo efectuado por el campo vectorial. Esto es, el potencial en un punto dado es el trabajo efectuado por el campo vectorial sobre la unidad de fuente de potencial, cuando ésta se mueve a lo largo de cualquier trayectoria desde una distancia infinita hasta el punto considerado.

SUPERFICIES EQUIPOTENCIALES Y LINEAS DE FUERZA

La función " ϕ " = $\phi(x,y,z)$ = cte, representa una superficie sobre la cual el potencial es constante, tales superficies son llamadas "equipotenciales". Una línea de fuerza se encuentra trazada a ángulos rectos a las superficies equipotenciales.

RESUMIENDO RESULTADOS

1. El campo vectorial es el gradiente de la función escalar potencial.
2. En un punto en donde no existe fuente de potencial, se satisface la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 \phi = 0$$

3. En cualquier punto en donde existe fuente de potencial, se satisface la Ec. de Poisson:

$$\nabla^2 \phi = 4\pi\rho$$

4. Cuando una interfase separa dos medios en donde la función potencial adquiere diferentes valores, es decir, V_1 y V_2 , se cumple que en la frontera

$$V_1 = V_2$$

5. Para un punto infinitamente distante de la fuente de potencial, el valor de la función potencial tiende a cero, es decir:

$$\phi = \phi(x,y,z) \implies \text{si } (x,y,z) = \infty$$

MÉTODOS POTENCIALES DE PROSPECCION ELECTRICA

"Método Eléctrico" de Corriente Directa

Los métodos eléctricos y electromagnéticos se fundamentan en la conductividad eléctrica de las rocas, caracterizadas por el parámetro de resistividad. Los métodos de corriente directa usuales son:

- Métodos de Equipotenciales
- Método de Mise a la Masse
- Método de Polarización Espontánea
- Método de Polarización Provocada
- Método de Resistividades
- Método Telúrico

1. Métodos Equipotenciales y de Potencial (Fig. 1)

OPERACION

El dispositivo de emisión comprende dos electrodos A y B de inyección de corriente, un generador de corriente continua, un amperímetro y un interruptor.

El dispositivo de recepción comprende dos electrodos M y N.

- METODO DE EQUIPOTENCIALES -

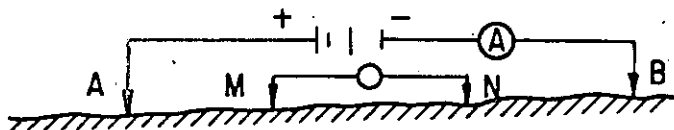


Fig. 1

Se buscan diferentes posiciones de "N" tales que $\Delta V=0$; se trazan las equipotenciales que pasan por "M".

- METODO DE POTENCIALES -

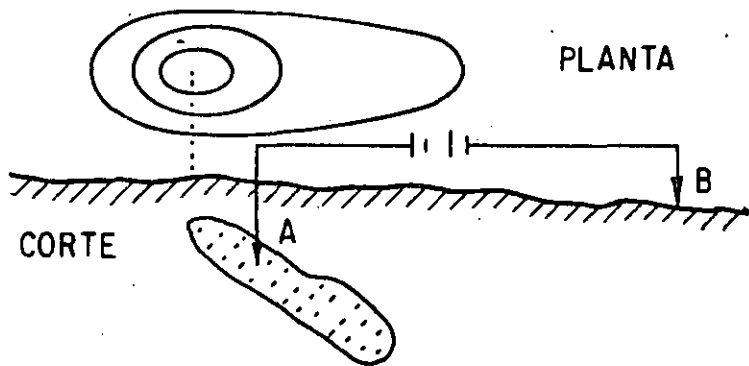
Se mide la tensión entre "M" y "N" para diferentes posiciones de N.

- METODOS UTILIZADOS EN MINERIA Y PARA DETERMINAR NIVELES FREATICOS -

2. Método de Mise a la Mase (Fig. 2)

Método Artificial, utilizado en prospección minera, exclusivamente.

La técnica es una aplicación particular de los métodos potenciales.



En la superficie del terreno las equipotenciales tienen generalmente la forma del cuerpo conductor.

Fig. 2

3. Método de Polarización Espontánea "P.S." (Fig. 3)

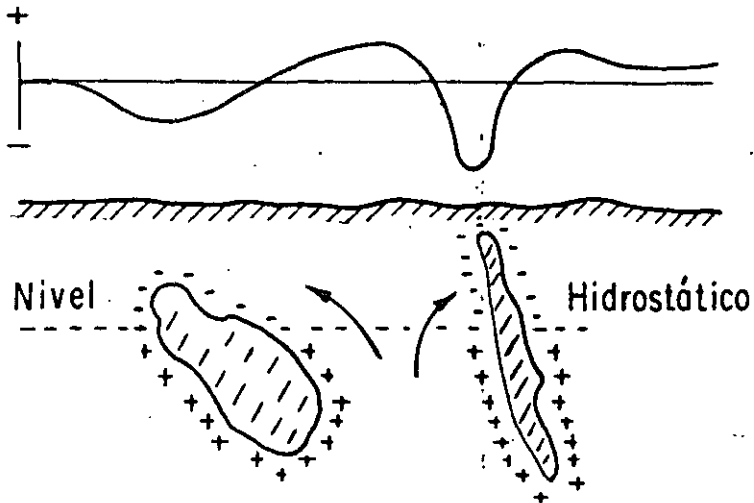


Fig. 3

Cuando un cuerpo conductor en su parte superior sobresale del nivel freático, mientras que su parte inferior está bajo el mismo; existe una disimetría de contacto electroquímica, que provoca diferencias de potencial espontáneo en superficie.

Para medir la P.S. se requieren dos electrodos, el cable y un voltímetro, existen dos maneras de proceder.

Un electrodo se deja fijo en una estación base, el otro se desplaza alrededor en diferentes estaciones.

La distancia entre electrodos es constante y es el conjunto del dispositivo que se mueve por un perfil.

4. Método de Polarización Provocada "P.P." (Fig. 4)

Método Artificial

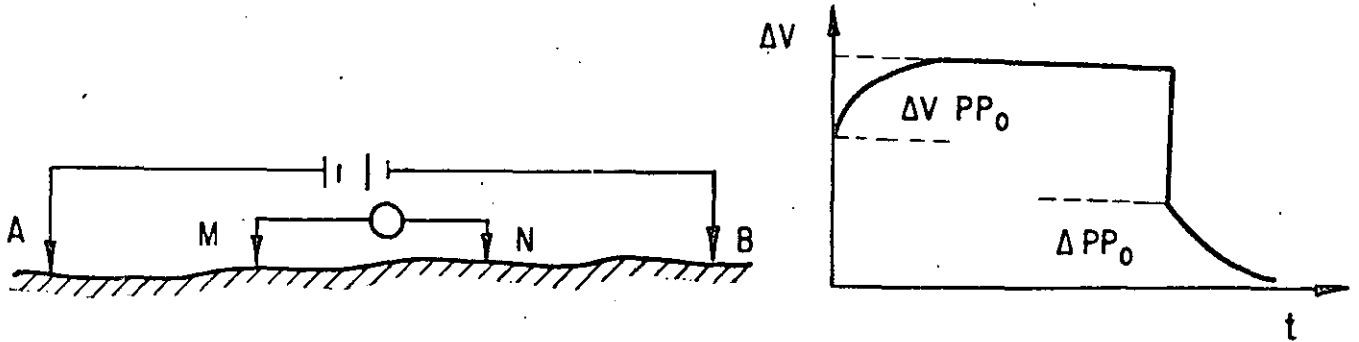


Fig. 4

Cuando se envía corriente al subsuelo, aparece una diferencia de potencial ΔV_0 , pero a causa de la presencia de cuerpos polarizables, esta ΔV_0 , no se establece instantáneamente. Un voltímetro mide el valor de " ΔPP_0 " que es característico de la importancia de los cuerpos polarizables.

5. Método de Resistividades (Sondeos Eléctricos, S.E.) (Fig. 5)

Método Artificial, usado en Geotecnia, Minería, Investigaciones Directas y Estructurales.

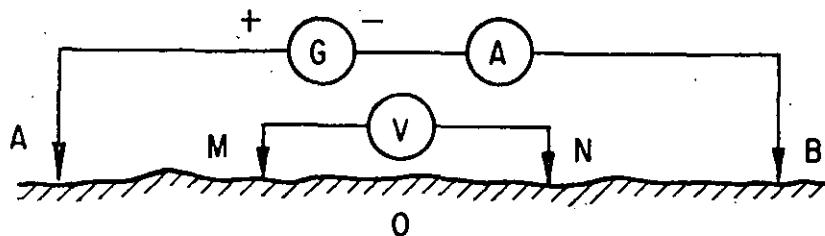


Fig. 5

En una estación "O" se efectúan medidas para diferentes valores de la distancia \overline{AB} . Se trazan las curvas de $\rho_a(AB)$, que se interpretan por ábacos, o bien por métodos computacionales (S.E.).

Es el método más usado en Geotecnia, entre los eléctricos. Es el método más desarrollado matemáticamente, entre los eléctricos.

En un terreno homogéneo: $\rho = K \frac{\Delta V}{I}$

En un terreno heterogéneo: $\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$

Entre dos S.E. se puede efectuar un perfil para un solo valor de \overline{AB} (Calicata) que permite definir la evolución de una resistividad que puede corresponder al espesor de una capa, o bien un nivel freático.

6. Método Telúrico

Método Natural, utilizando las corrientes telúricas.

Si el subsuelo fuera homogéneo, el campo telúrico sería uniforme.

Las heterogeneidades del campo son provocados por heterogeneidad del subsuelo.

PRINCIPIO DEL METODO

En un mismo instante "t" y con referencia a un mismo sistema de ejes, medimos el campo telúrico en dos sitios "B"

y "S" en distintas direcciones:

\vec{E}_B = campo telúrico en estación B.

\vec{E}_S = campo telúrico en estación S.

$$\frac{|\vec{E}_B|}{|\vec{E}_B|} = 1 ; \frac{|\vec{E}_S|}{|\vec{E}_B|} \left\{ \begin{array}{l} \text{En la esta-} \\ \text{ción} \end{array} \right\}$$

En la base, el primer vector describe un círculo de radio 1, tal que: $x^2 + y^2 = 1$

En la estación el segundo vector describe una elipse.

El área ($S = ad-bc$) es un invariante (para una estación y una base dadas); es independiente de los ejes adoptados y sólo depende del subsuelo.

Se demuestra que la razón de áreas de elipse (A_S) y del círculo es adecuadamente igual al inverso de la razón de conductancias que presenta la roca bajo la estación "S" y bajo la estación B". Por tanto, una configuración de valores de áreas de elipse es análoga a una configuración de resistividades aparentes.

Métodos Electromagnéticos (de Corriente Alterna) E.M.

Los métodos electromagnéticos son principalmente utilizados para la investigación estructural en Geotecnia y Minería, o bien para investigaciones directas. En prospección petro-

lera es utilizado el Método Magnetotelúrico principalmente para estudios estructurales.

Profundidades de Penetración

Las medidas electromagnéticas. (E.M.) usan corrientes eléctricas alternas.

La profundidad de penetración depende de la frecuencia, y también de la resistividad del suelo.

$$P = 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad [m]$$

La frecuencia será entonces el parámetro a variar para modificar también la profundidad de penetración:

PROFUNDIDAD	FRECUENCIA H _z	DOMINIO DE USO
1 m	1,000,000	-----
	100,000	ARQUEOLOGIA -----
	10,000	----- GEOTECNIA
	1,000	MINERIA
	100	HIDROLOGIA -----
	10 H _z	
10,000 m	1	
	0,1	PETROLEO
	0,01	

I. EMISION Y RECEPCION

Los Métodos E.M. "Artificiales" usan fuentes de excitación en bobinas que trabajan por inducción.

Por otra parte, las radioemisiones V.L.F., que se utilizan en el Método Magnetotelúrico y en los Métodos V.L.F. son debidas a antenas verticales.

En la superficie de un suelo homogéneo los campos E.M. se presentan de la forma siguiente. (Fig. 6)

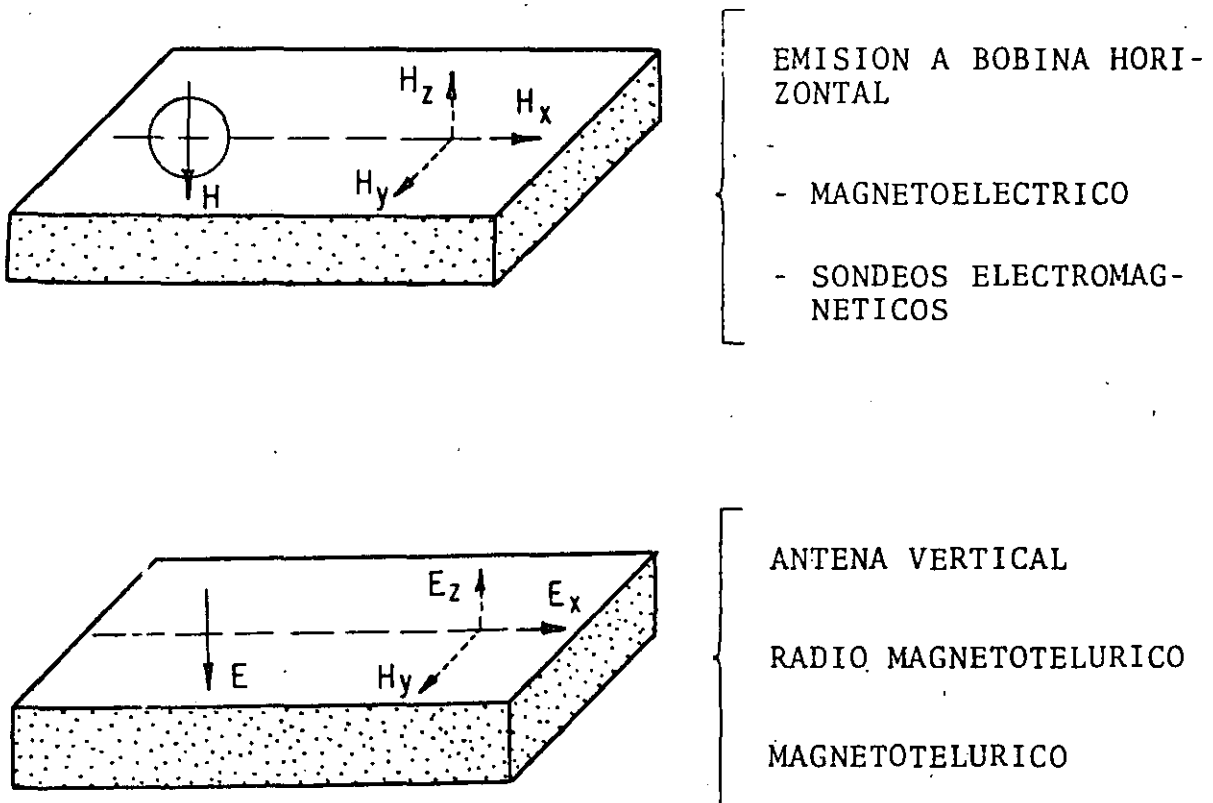


Fig. 6

LOS METODOS (E.M.)

M E T O D O S

TIPO	DESIGNACION	FUENTE	DISTANCIA E - R	H _z	VALORES MEDIDOS
NATURAL	MT	IONOSFERA	MUY GRANDE	0	E _x y H _y
	MT-RADIO ...	EMISORA DE RADIO FRE- CUENCIAS	GRANDE	≠ 0	
ACTIVOS	ME	BOBINA HORIZONTAL	CORTA	≠ 0	H _z , H _x , E _y
	SEM				

en donde:

M.T. = Magnetotelúrico

M.E. = Magnetoeléctrico

S.E.M.= Sondeo Electromagnético

1. Método Magnetotelúrico (M.T.) Fig. 7

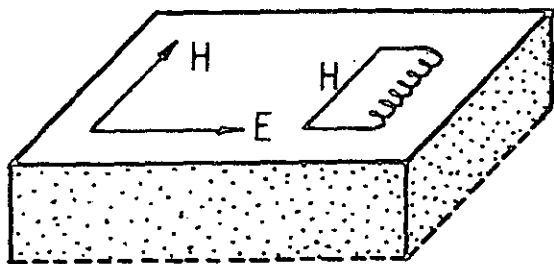


Fig. 7

Se conoce que la Ionósfera es fuente de fenómenos electromagnéticos.

Estos fenómenos provocan en la superficie del suelo un campo electromagnético variable y un campo eléctrico E, los dos de frecuencia variable.

$$\rho_a = \frac{1}{f} \left(\frac{E}{H} \right)^2$$

OPERACION (Fig. 8)

Se efectúa una medida de "E" y de "H" a diferentes frecuencias; para cada una de ellas se determina " ρ_a ". E y H son medidos en dos direcciones horizontales y perpendiculares.

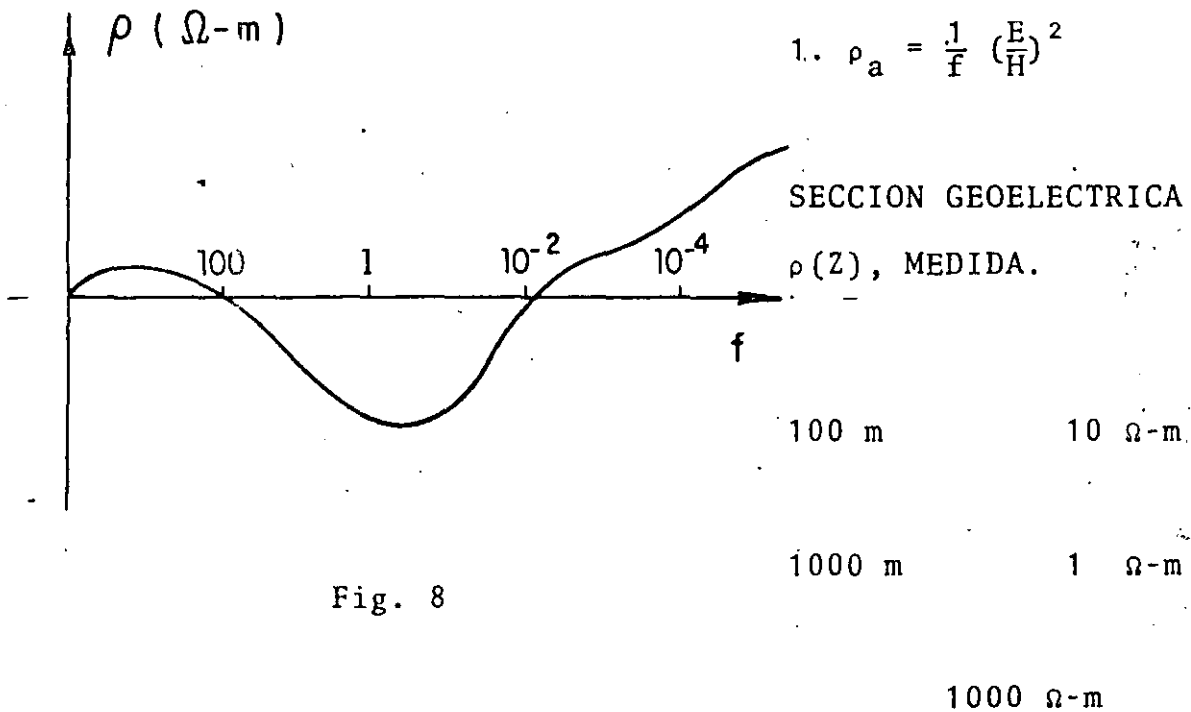


Fig. 8

2. Método Magnetoeléctrico (M.E.) Fig. 9

PRINCIPIO

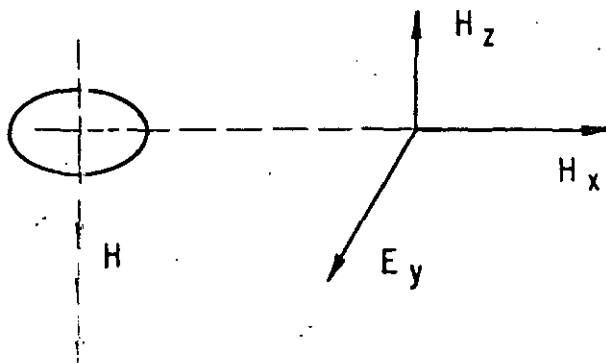


Fig. 9

MAGNITUDES A MEDIR: H_x, H_z, E_y

EQUIPO NECESARIO:

E: Bobina horizontal, eje vertical.

RECEPTOR: Un dipolo eléctrico en línea para medir " E_y "; bobinas en cruz para medir H_x y H_z .

OPERACION

Distancia emisión-receptor es función de los parámetros geoelectrónicos a medir, generalmente está comprendida entre cuatro y ocho veces la profundidad de investigación requerida.

INTERPRETACION

Distancia emisión-receptor grande: Int. idéntica a la M.T.

Distancia emisión-receptor pequeña: más complicada, se debe tener en cuenta la no linealidad de la onda.

$$\rho_a = \frac{0.2}{f} K \left(\frac{E_y}{H_x} \right)^2 ; \quad \begin{array}{l} K = 1 \approx \text{Dist. Em.-Rec. Grande} \\ K = f (H_x/H_z) \text{ Dist. Em-Rec} \\ \text{pequeña} \end{array}$$

DOMINIO DE UTILIDAD

Estudios superficiales (≤ 200 m), emisión hasta 20,000 A · m², frecuencias. 35 H_z a 35 KH_z.

Estudios a media y gran profundidad. (Petrolera), emisión hasta 200,000 A · m², frecuencias 1 H_z a 20 KH_z.

3. Método de Sondeo Electromagnético (S.E.M.) Fig. 10

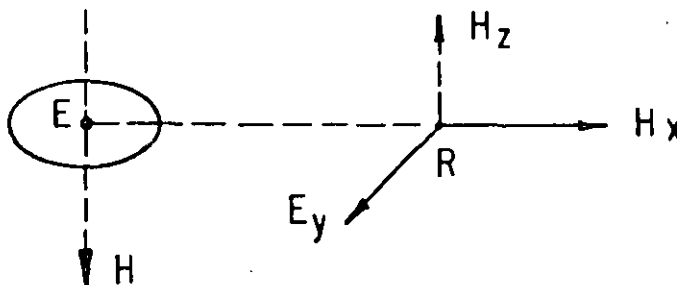


Fig. 10

PRINCIPIO

EMISOR: Bobina horizontal

RECEPTOR

Dipolo eléctrico para medir "E_y"; bobinas para H_x, H_z .

OPERACION

La distancia emisión-recepción se selecciona entre 3 a 5 veces la profundidad de investigación requerida.

INTERPRETACION

Se efectúa por medio de ábacos $\left. \begin{array}{l} H_z/H_x \\ H_x/E_y \end{array} \right\}$ en función de $\frac{1000}{d} \left(\frac{10\rho_e}{f} \right)^{1/2}$

f = frecuencia

ρ_e = resistividad longitudinal

d = distancia emisión-receptor.

METODOS "E.M." EN SENTIDO ESTRICTO

Campo Primario, Secundario, Total:

Son muy variados e importantes en estudios geotécnicos y mineros, pueden ser pasivos o activos.

Todos responden al principio siguiente: $\vec{H}_p + \vec{H}_s = \vec{H}_t$.

\vec{H}_p = campo primario "natural o artificial"

\vec{H}_s = campo secundario provocado por las corrientes inducidas en el cuerpo conductor.

\vec{H}_t = campo total $\left[\begin{array}{l} \text{La bobina receptora es sensible al cam-} \\ \text{po total, magnitud accesible directamente} \end{array} \right]$

El Método:

$\left. \begin{array}{l} \text{AFMAG} \\ \text{V.L.F.} \\ \text{TURAM} \end{array} \right\} = f(H_t)$

En ciertos métodos artificiales, el efecto del campo primario en el receptor es compensado, de manera que:

$$\vec{H}_t - \vec{H}_p = \vec{H}_s$$

4. Método "Turam" (Fig. 11)

Está fundamentado únicamente en la medida de los campos magnéticos.

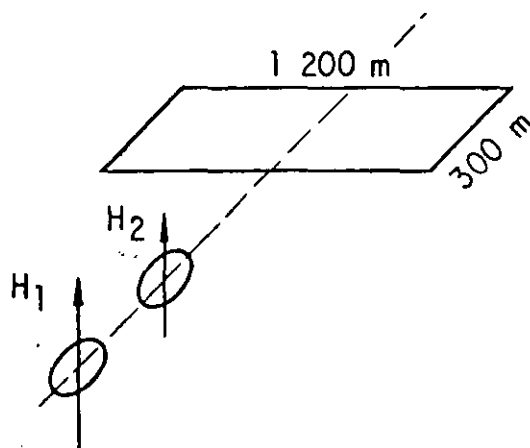


Fig. 11

OPERACION

La emisión está constituida por una bobina horizontal.

Los receptores son dos bobinas idénticas dispuestas en un perfil, horizontalmente; se determina la razón de amplitudes y diferencia en fase de los campos medidos.

INTERPRETACION

El campo estudiado es el campo total y se mide su componente vertical.

En ausencia de un conductor, la razón es igual a 1 y la diferencia de fase es nula, en presencia de un conductor, la razón es mayor que 1 y existe diferencia en fase. La profundidad de investigación aumenta con la distancia entre receptor-emisor.

5. Métodos a Bobinas Receptoras y Emisoras Móviles (Fig. 12)

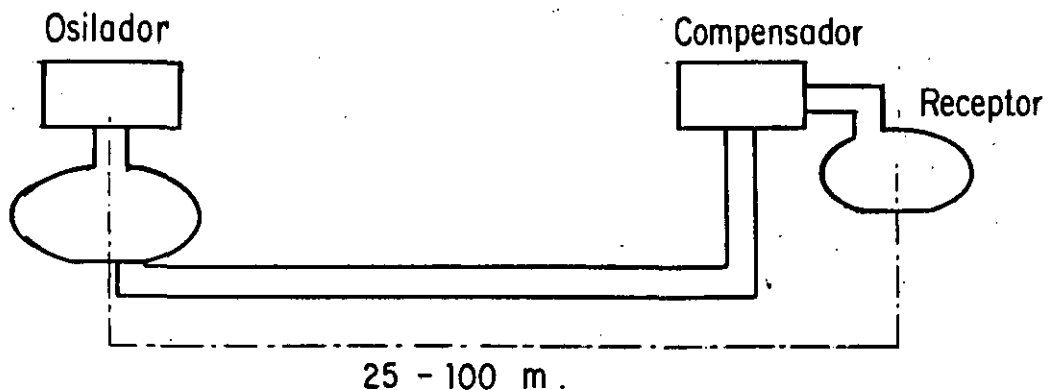


Fig. 12

Se fundamenta en las componentes real e imaginaria de \vec{H}_S .

EQUIPO

El receptor comprende un compensador que recibe la tensión de referencia de la bobina emisora, y la tensión suministrada por la bobina receptora, esta tensión es descompuesta en dos partes:

- La tensión en fase
- La tensión fuera de fase, o defasada $\pi/2$.

OPERACION

La distancia "E-R" debe ser mantenida constante, su valor es entre 25-100m. El sistema es colocado en un subsuelo neutro. (Normal), el potenciómetro se ajusta para compensar el campo primario en la bobina receptora. Las lecturas son cero, y en seguida las lecturas dan directamente las componentes de H_S .

INTERPRETACION

Se trazan perfiles $R(x)$ y $I(x)$ para la frecuencia y el espaciamiento utilizado, la interpretación se efectúa con ábacos.

6. Métodos de Inclinación (Fig. 13)

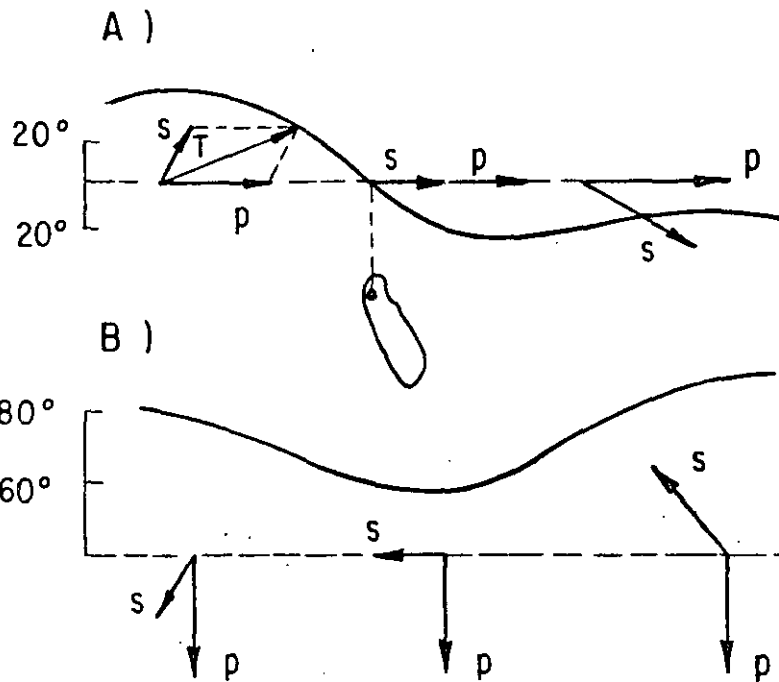


Fig. 13

- A) Campo primario horizontal producido por:
- Campo natural
 - Una bobina vertical E_m
 - O una antena vertical (V.L.F.).
- B) Campo primario vertical
- Un bucle horizontal
 - Una antena horizontal.
- C) La inclinación es el ángulo que forma la componente total del campo con la horizontal.

Método AFMAG" en el Terreno (Fig. 14)

AFMAG y V.L.F. son dos métodos pasivos de inclinación.

V.L.F. utiliza el campo de emisoras de radio muy potentes.

AFMAG usa el campo natural.

PRINCIPIO

El método AFMAG usa el campo natural; la fuente es la ionósfera, $H_z=0$, entonces el campo primario es horizontal.

APARATO

Comprende un conjunto de dos bobinas móviles alrededor de ejes horizontales y verticales. La inclinación se determina orientando el conjunto en diferentes direcciones, primero para determinar el Azimut y después la inclinación; es decir, para una estación se determina la dirección del campo total, en el plano horizontal, después en el plano vertical la inclinación.

INTERPRETACION

En un plano son graficados los resultados para diferentes estaciones, un vector representa la información:

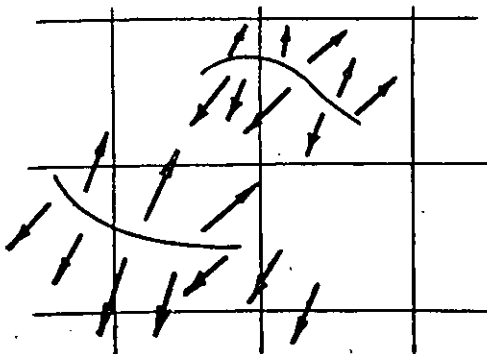


Fig. 14

El Azimut del vector es el del campo total.

La dirección apuntando hacia el conductor.

Su tamaño es proporcional a la inclinación.

El conductor se encuentra
bajo el cambio de sentido
en los vectores.

8. Método V.L.F. en el Terreno (Fig. 15)

Es un método pasivo de inclinación, utiliza el campo magnético generado por emisoras potentes de radio, de 10 a 30 KH_z .

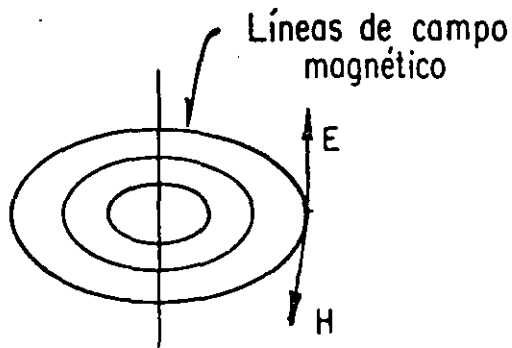


Fig. 15

Emisoras Principales:

	KH_z	M.W.
Le Blanc (FR)	14,5 a 15,1	0.25-0.5
NW Cape (AUST)	15,5	1
Odessa (URSS)	15,6	1
Rugby (G.B.)	16,0	0.5
Gorky (URSS)	17,0	0.3
Cutler (U.S.A.)	17,8	1
Tavolara (IT)	20,3 a 20,8	0.5

El principio e interpretación son los mismos que en el método AFMAG.

9. AFMAG y V.L.F. Aéreos (Fig. 16)

El material usado son dos bobinas cruzadas, en el plano vertical y efectuando un ángulo θ de 45° con la horizontal.

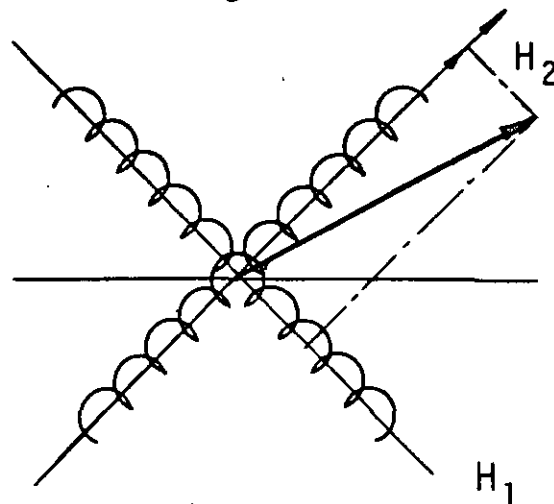


Fig. 16

La inclinación del campo magnético total se determina por medio de la comparación de sus componentes en la dirección de las bobinas.

$$\theta = \text{Ang. Tan } \frac{H_1 - H_2}{H_1 + H_2}$$

10. Método "E" Fase Aéreo

Como el método V.L.F. el E-Fase usa los campos provocados por emisoras potentes de radifrecuencia. Puesto que la antena es vertical, el campo eléctrico generado es vertical.

Pero en la cercanía de un cuerpo conductor, es decir, por encima de un terreno de conductividad no homogénea, aparece un campo eléctrico secundario, que es horizontal y pequeño, la teoría demuestra que:

$$\rho_a = \frac{K}{f} \left[\frac{E_x(Q)}{E_z} \right]^2$$

E_x = componente horizontal

K = corte

f = frecuencia

E_z = componente vertical

$E_x(Q)$ = componente en cuadratura de E_x .

OPERACION

El avión vuela a baja altura (100m). Antenas verticales y horizontales permiten registrar E_x , E_z simultáneamente a tres frecuencias seleccionadas entre 15-1000 KH_z .

11. Método Input (Fig. 17)

Está fundamentado en campos magnéticos. En el método el campo primario emitido es transitorio, que induce corrientes en un conductor. Cuando el campo primario desaparece, esas corrientes no desaparecen instantáneamente, a causa de la resistencia del conductor. Se genera un campo secundario, determinado por el bucle receptor.

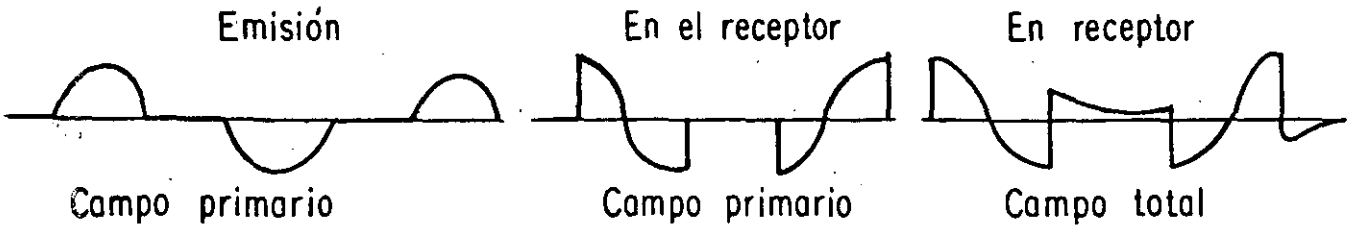


Fig. 17

METODO POTENCIAL: "GRAVIMETRICO" (Fig. 18)

I. DEFINICION

Es el método que estudia las variaciones de la gravedad, que permiten deducir la repartición, en el subsuelo, de las formaciones, caracterizadas por la densidad.

II. PESO Y GRAVEDAD

$$P = m \cdot g \quad \therefore \quad g = \frac{P}{m}$$

en donde:

m = masa del cuerpo

g = gravedad en el lugar considerado

Para medir "g" se requiere medir el peso de un cuerpo cuya masa es conocida, y para medir las variaciones de "g" entre dos estaciones es necesario medir las variaciones de un peso de masa constante. Es el principio del Gravímetro que es una masa suspendida de un resorte.

III. GRAVEDAD EN LA TIERRA (MEDIA)

$$g = K \frac{M}{R^2}$$

en donde:

K = constante universal

M = masa de la tierra

R = radio terrestre

En un tiempo determinado "g" varía de un punto a otro. En un punto dado "g" varía con el tiempo.

IV. IRREGULARIDADES DE "g", CUYOS EFECTOS SE CORRIGEN (ANOMALIA DE BOUGUER)

1. "g" varía con el tiempo:

$$g = K \frac{M}{R^2} \text{ debe ser remplazada por: } g = K \Sigma \frac{M_i}{R_i^2}$$

entonces:

$$g = K \left[\frac{M_T}{R_T^2} + \frac{M_S}{D_S^2} + \frac{M_L}{D_L^2} + \dots \right]$$

en donde:

D = distancia

T = Tierra

S = Sol

L = Luna

En un punto dado el primer término es constante, en primera aproximación, los otros términos varían, puesto que " D_S " y " D_i " son variables en el transcurso del tiempo.

"Es necesario efectuar correcciones Luni-Solares".

2. "g" varía con la latitud:

La tierra no es una esfera, más bien un elipsoide, aplastado en los dos polos, ensanchado en el Ecuador.

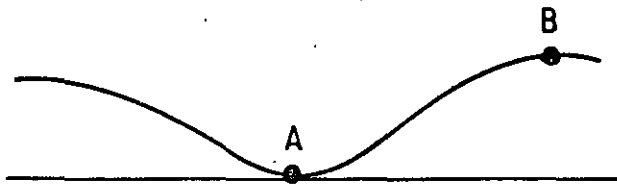
"Es necesario efectuar correcciones por latitud".

3. "g" varía con la altitud:

R aumenta con "z", entonces "g" decrece, cuando "z" aumenta.

"Es necesario efectuar correcciones por altitud".

4. "g" varía con el relieve (Fig. 19)



"Es necesario efectuar correcciones por relieve"

Fig: 19

5. Plano "Anomalía de Bouguer, $g(x,y)$ "

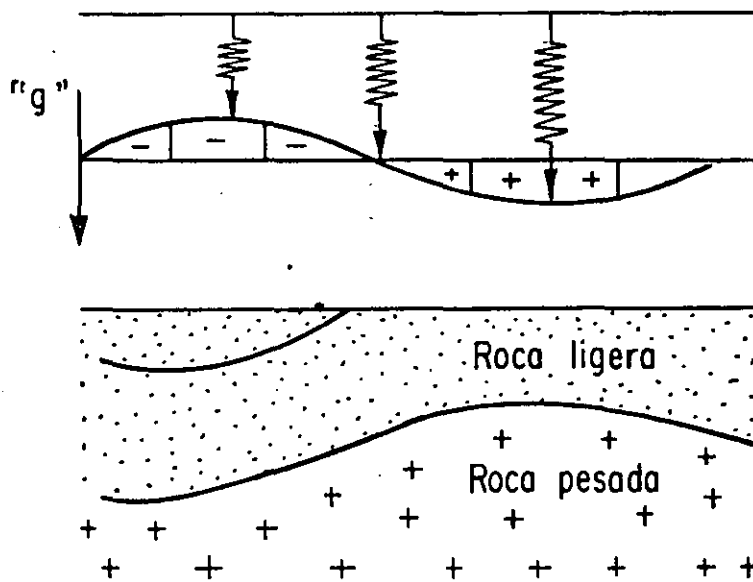


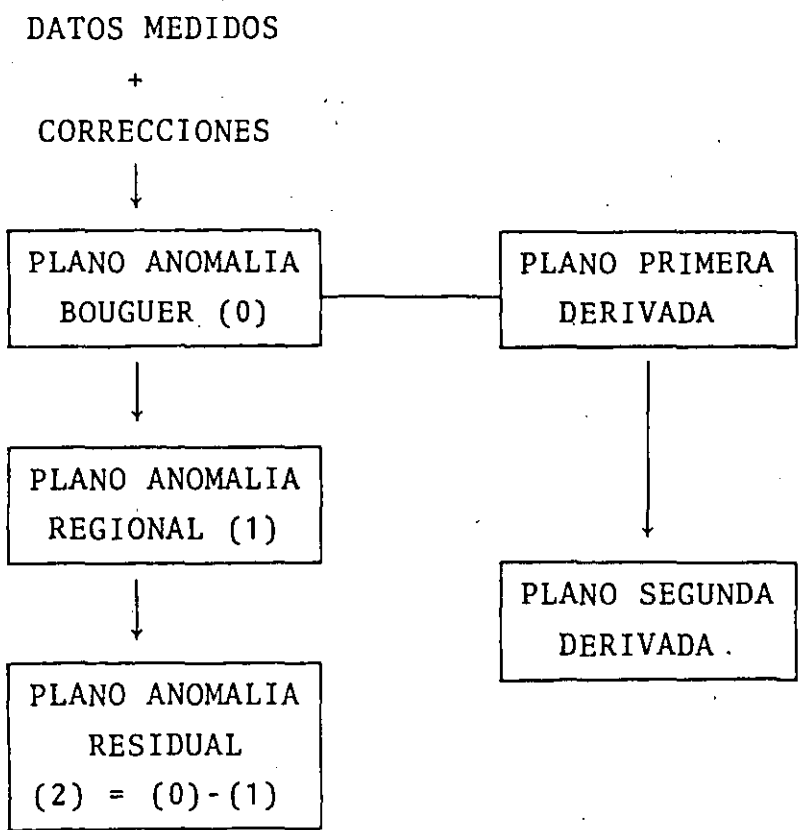
Fig. 18

Si todas las causas anteriores no existieran, o cuando las correcciones correspondientes son efectuadas, "g" varía aún de un punto al otro del plano de referencia.

Estas variaciones de "g" son debidas a la heterogeneidad del subsuelo, a su estructuración, que es precisamente lo que se requiere estudiar.

Es por esta razón que el plano de Bouguer es la base para la interpretación.

6. Tratamiento-Interpretación



7. Plano de Anomalía Regional-Residual (Fig. 20).

Las variaciones de "g" observadas en la carta de Bouguer son la superposición de variaciones <<BAJA FRECUENCIA>> y variaciones de alta frecuencia.

La primera surge debido a causas bastante profundas o "regionales".

La segunda surge a causas más superficiales o locales.

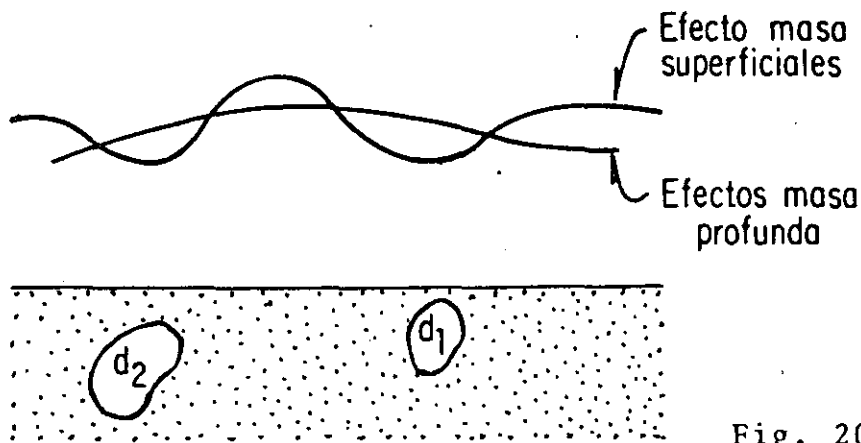


Fig. 20

No existe más que un plano de Bouguer, pero hay tantos regionales y residuales como se quieren.

Como la regional y la carta de Bouguer, la residual son curvas isogales (cm/seg^2), permiten localizar anomalías positivas (pesadas) o negativas (ligeras).

INTERPRETACION CUANTITATIVA

Se puede obtener por ábacos o por cálculo, la profundidad o volumen de la estructura causa de la anomalía.

PLANOS DE PRIMERA Y SEGUNDA DERIVADA

Son utilizados porque su cálculo permite observar con más claridad fallas, alineamientos, cuerpos poco profundos, del subsuelo.

I. METODO POTENCIAL MAGNETICO

CAMPO ABSOLUTO O CAMPO TOTAL		
CAMPO NORMAL	CAMPO DIPOLO	Equivalente al campo creado por un imán colocado en el centro de la tierra.
	CAMPO NO DIPOLAR	Debido a contrastes magnéticos } Profundos Superficiales
CAMPO SUPLEMENTARIO, INSTANTANEO	VARIACIONES DIURNAS	Valores Conocidos
	DISTURBIOS MAGNETICOS	Efectos Aleatorios

II. IMANTACION DE LAS ROCAS

La heterogeneidad de la roca, que provoca la anomalía, es a causa de la susceptibilidad magnética; estas rocas magnéticas son entonces el origen del campo no dipolar, que se adicionan al campo medio o absoluto, el único medido directamente.

III. ANALOGIA ENTRE LOS METODOS MAGNETICOS Y GRAVIMETRICOS

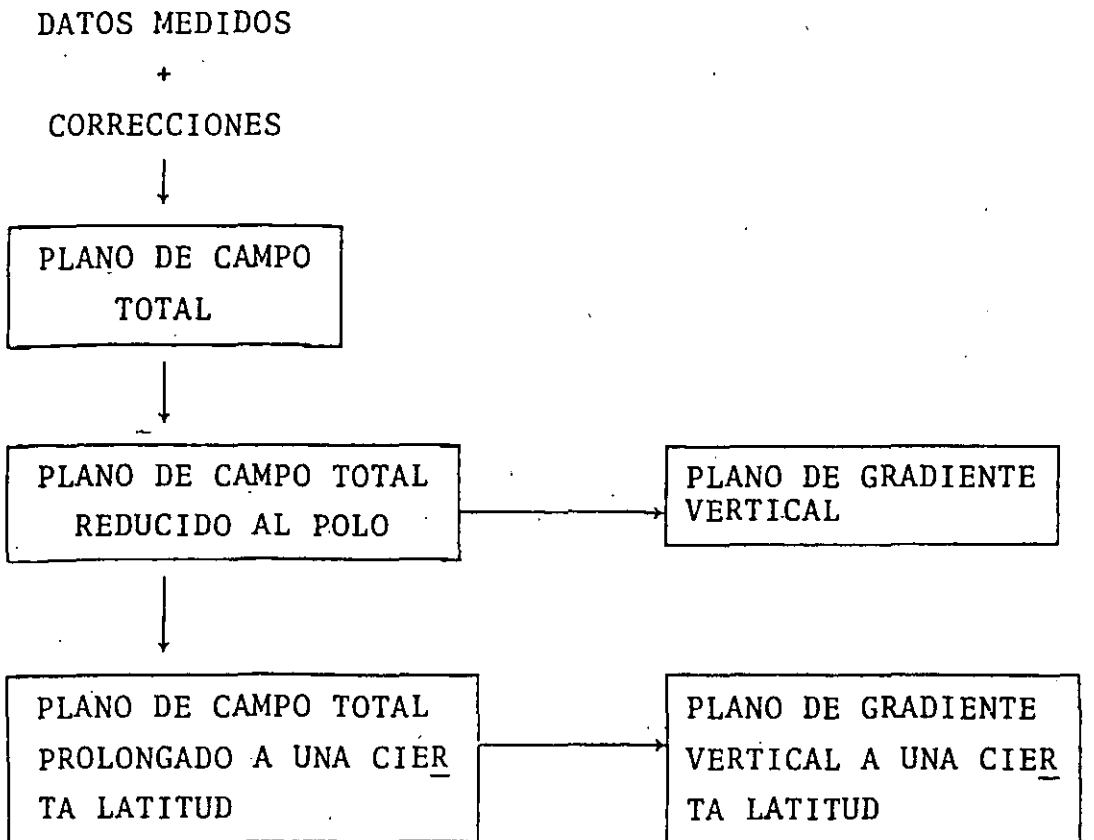
Como "g", el campo magnético "H" depende:

- Varía con el tiempo
 - Varía con el lugar
- } Requieren corrección

Cuando estas correcciones se efectúan, "H" como "g" presentan de un punto a otro variaciones debidas a la heterogeneidad del subsuelo, a su estructura.

IV. TRATAMIENTO DE LA INFORMACION

El plano de campo total es la base, pero una estructura determinada, presentara en el plano la influencia de la latitud, puesto que el campo total es debido al campo no dipolar causado por la estructura y al campo dipolar.



El Plano del Campo Total Reducido al Polo:

Es el plano de campo total que se tendría si el estudio fuera realizado en el polo. Su interés consiste en que:

- *Aspecto simple
- *El máximo de las anomalías corresponde a la vertical de las estructuras.
- *La forma de las anomalías está directamente relacionada a la forma de las estructuras.
- * Comparación más fácil con la gravimetría
- * Interpretación efectuada por medio de ábacos.

Planos de Gradiente Vertical:

Aportan una forma de separar efectos, permiten resaltar anomalías superficiales, mientras que la continuación analítica ascendente atenúa los efectos superficiales y permite entonces analizar mejor los efectos profundos.

INTERPRETACION

La interpretación se inicia por una fase cualitativa, que tiene por objeto encontrar la disposición de las fallas, tendencias estructurales y diferentes estructuras.

La fase cuantitativa consiste en asociar una forma geométrica determinada, que ajuste a la anomalía estudiada.

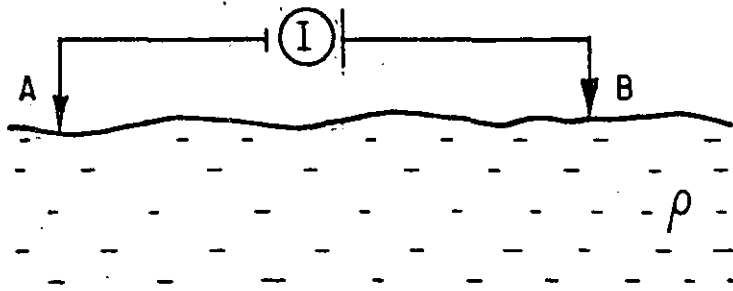
- Una Esfera
- Una Estructura Cilíndrica a un Filon
- Una Falla o un Contacto a un Semiplano, etc.

Interés del Método:

Ciertas rocas metamórficas o volcánicas asociadas generalmente al basamento, y ciertas mineralizaciones, tienen susceptibilidades magnéticas que contrastan con las formaciones suprayacentes o encajonantes, dando lugar a que los métodos magnéticos se adapten bien al estudio de la estructuración del basamento, y a localizar filones, fallas, diques, etc.

TEORÍA DEL POTENCIAL APLICADA A LA EXPLORACION ELECTRICA EN CORRIENTE CONTINUA (Fig. 21)

Cuando una corriente eléctrica directa es introducida en un semiespacio homogéneo e isotrópico por medio de dos electrodos A y B, se satisfacen las ecuaciones siguientes de Teoría de Potencial.



$$\left\{ \begin{array}{l} \nabla \times \vec{E} = 0 \\ \nabla \times \vec{H} = \vec{J} \\ \vec{J} = \sigma \vec{E} \\ \vec{E} = - \text{GRAD } V \end{array} \right.$$

Fig. 21

en donde:

- σ = conductividad
- \vec{E} = campo eléctrico
- \vec{J} = densidad de corriente
- V = función potencial

En el espacio semi-infinito

$$\begin{array}{l} \nabla \cdot \vec{J} = 0 \\ \nabla \cdot (\sigma \vec{E}) = 0 \\ \sigma \nabla \cdot (\vec{E}) = 0 \\ -\sigma \nabla \cdot (\nabla V) = 0 \end{array} \quad \therefore \quad \nabla^2 V = 0$$

La ecuación de Laplace se satisface en cualquier sitio del medio, excepto en los puntos A y B que serían las fuentes del potencial.

Expresión de la Función Potencial para un Semiespacio Constituido por Medios Estratificados Homogéneos e Isotrópicos, Horizontales. (Fig. 22)

Obtendremos la solución para un caso de dos capas, por el mismo procedimiento podríamos obtener para "n" capas.

* MODELO DEL PROBLEMA

* COORDENADAS CILINDRICAS

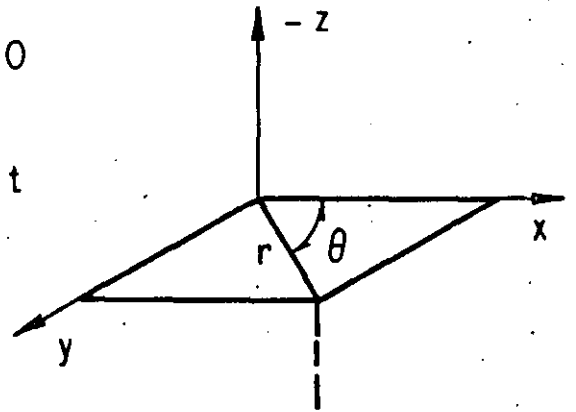
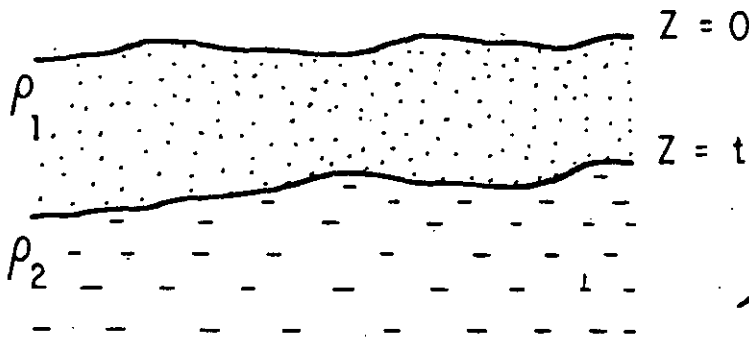


Fig. 22

La Ecuación de Laplace en Coordenadas Cilíndricas

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} = 0 \quad (1)$$

Puesto que existe simetría en θ

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (2)$$

Suponiendo una solución

$$V = R(r) Z(z) \quad (3)$$

entonces:

$$\frac{\partial V}{\partial r} = Z(z) \frac{\partial R}{\partial r} ; \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} = Z(z) \frac{\partial^2 R}{\partial r^2} \quad (4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial z} = R(r) \frac{\partial Z}{\partial z} ; \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = R(r) \frac{\partial^2 Z}{\partial z^2}$$

Por tanto:

$$Z \frac{\partial R}{\partial r^2} + \frac{Z}{r} \frac{\partial R}{\partial r} + R(r) \frac{\partial^2 Z}{\partial z^2} = 0 \quad (5)$$

Separando en partes

$$\frac{1}{R(r)} \left(\frac{d^2 R(r)}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dR(r)}{dr} \right) + \frac{1}{Z(z)} \frac{d^2 Z(z)}{dz^2} = 0$$

$$\frac{1}{Z(z)} \frac{d^2 Z(z)}{dz^2} = -\lambda^2 \quad \therefore Z(z) = C e^{\pm \lambda z} \quad (6)$$

$$\frac{1}{R(r)} \left(\frac{d^2 R(r)}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dR(r)}{dr} \right) = \lambda^2$$

$$\therefore R(r) = C_1 J_0(\lambda r)$$

Una función Bessel de orden cero es:

$$J_0(x) = 1 - \frac{x^2}{2} + \frac{x^4}{2^2 4^2} - \frac{x^6}{2^2 4^2 6^2} + \dots$$

si "r" denota el Rth término se tiene que:

$$\frac{U_{r+1}}{U_r} = - \frac{x^2}{(2r)^2} \left[\begin{array}{l} \text{la cual tiende a cero} \\ \text{cuando } r \rightarrow \infty \end{array} \right]$$

Una función Bessel de orden "n", cuando "n" es un entero positivo es:

$$J_n(x) = \frac{x^n}{2^n n!} \left(1 - \frac{x^2}{2 \cdot 2n+2} + \frac{x^4}{2 \cdot 4 \cdot 2n+2 \cdot 2n+4} - \dots \right)$$

Cualquier combinación lineal de las soluciones (6), será también una solución.

$$\therefore V = (A e^{-\lambda z} + B e^{\lambda z}) J_0(\lambda r) \quad (7)$$

puesto que "A", "B", "λ" pueden adquirir cualquier valor, tenemos que:

$$V = \int_0^{\infty} (A(\lambda) e^{-\lambda z} + B(\lambda) e^{+\lambda z}) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (8)$$

Para un medio homogéneo semi-infinito, se determina que la función potencial es:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r} \left[\begin{array}{l} \text{Coordenadas} \\ \text{Cartesianas} \end{array} \right] \quad \delta \quad V = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} \left[\begin{array}{l} \text{Coordenadas} \\ \text{Cilíndricas} \end{array} \right]$$

A partir del uso de la integral de Lipschitz

$$\int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda = \frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} \therefore V = \frac{\rho I}{2\pi} \int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda$$

(9)

Sumando la solución particular de la función potencial a la general, tenemos:

$$V_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda + \int_0^\infty (A(\lambda)e^{-\lambda z} + B(\lambda)e^{+\lambda z}) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (10)$$

La función potencial en tope segunda capa tiene la misma expresión solamente distintas funciones en " λ ", es decir:

$$V_2 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty (F(\lambda)e^{-\lambda z} + G(\lambda)e^{+\lambda z}) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (11)$$

En las expresiones anteriores es indispensable determinar de forma explícita las funciones de " λ ", es decir, $C(\lambda)$, $D(\lambda)$, $F(\lambda)$, $G(\lambda)$. Para ello utilizaremos las condiciones de frontera de la función potencial.

I. $V_2 \longrightarrow 0$ si $z \longrightarrow \infty$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{De otra forma el poten-} \\ \text{cial } V_2 \text{ "no" se anularía} \end{array} \right\}$
 $\therefore G(\lambda) = 0$

II. La componente normal del campo eléctrico en la superficie es nula, esto es:

$$\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)_{z=0} = 0 = \int_0^\infty (-\lambda C(\lambda) + \lambda D(\lambda)) J_0(\lambda r) d\lambda$$

Puesto que $J_0(\lambda r)$ no es cero se cumplirá que:

$$-\lambda C(\lambda) + \lambda D(\lambda) = 0 \quad \therefore C(\lambda) = D(\lambda)$$

Los potenciales V_1 y V_2 serán:

$$V_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty \left[e^{-\lambda z} + D(\lambda) (e^{-\lambda z} + e^{\lambda z}) \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

El potencial V_2 es:

$$V_2 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty \left[F(\lambda) e^{-\lambda z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (12)$$

III. En la interfase, esto es, cuando $z=t$, se satisface que:

$$V_1 = V_2$$

$$\therefore e^{-\lambda z} + D(\lambda) (e^{-\lambda z} + e^{\lambda z}) = F(\lambda) e^{-\lambda z} \quad (13)$$

para $z = t$.

IV. En la interfase la componente normal de la densidad de corriente deberá ser idéntica, entonces:

$$\frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\partial V_1}{\partial z} \right)_{z=t} = \frac{1}{\rho_2} \left(\frac{\partial V_2}{\partial z} \right)_{z=t}$$

$$\frac{\partial V_1}{\partial z} = \left\{ \int_0^\infty \left[-\lambda e^{-\lambda z} + D(\lambda) (-\lambda e^{-\lambda z} + \lambda e^{\lambda z}) \right] J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \frac{I\rho_1}{2\pi}$$

$$\frac{\partial V_2}{\partial z} = \int_0^\infty \left[-\lambda F(\lambda) e^{-\lambda z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

Efectuando las operaciones correspondientes:

$$\rho_2 \left[e^{-\lambda t} + D(\lambda) (e^{-\lambda t} - e^{\lambda t}) \right] = \rho_1 F(\lambda) e^{-\lambda t} \quad (14)$$

para $z = t$.

Se tiene entonces planteado un sistema de dos ecuaciones; Ec. (13) y (14) a fin de determinar la función "D(λ)".

Resolviendo el sistema tenemos:

$$D(\lambda) = \frac{Ke^{-\lambda t}}{e^{\lambda t} + Ke^{-\lambda t}} \quad (15)$$

en donde:

$$K = \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \left\{ \begin{array}{l} \text{coeficiente de reflexión} \\ \text{eléctrica} \end{array} \right.$$

Sustituyendo para $z = 0$

$$V_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} \left(1 - 2 \frac{Ke^{-\lambda t}}{e^{\lambda t} + Ke^{-\lambda t}}\right) J_0(\lambda r) d\lambda$$

Esta expresión se puede determinar bajo la siguiente forma:

$$V_1 = \frac{I}{2\pi} \int_0^{\infty} \rho_1 \frac{1 - Ke^{-2\lambda t}}{1 + Ke^{-2\lambda t}} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (16)$$

en donde:

$$T(\lambda) = \rho_1 \frac{1 - Ke^{-2\lambda t}}{1 + Ke^{-2\lambda t}} \left\{ \begin{array}{l} \text{función de transfor-} \\ \text{mación de Resistivi-} \\ \text{dad} \end{array} \right.$$

entonces:

$$V = \frac{I}{2\pi} \int_0^{\infty} T(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (17)$$

La determinación de $T(\lambda)$ {función de transformación de resistividad} constituye la base de la interpretación de un S.E.V. fundamentalmente utilizada para el cálculo de curvas maestras.

TEORIA DEL POTENCIAL APLICADA A LA PROSPECCION MAGNETICA

La Ley de Coulomb en magnetismo no difiere formalmente de la Ley de Atracción Newtoniana excepto por el signo. En lugar de atracción de cuerpos se tiene una repulsión en este caso, Pero la fuerza magnética es también inversamente proporcional al cuadrado de la distancia. Consecuentemente, ésta se deriva de un potencial magnético "V". Sin embargo, desde un punto de vista físico existe una fundamental diferencia, en gravimetría las masas son reales, mientras que polos magnéticos aislados no tienen existencia real.

Para desarrollar las ecuaciones de base, consideramos cada elemento de volumen de un cuerpo magnetizado, comportándose como un magneto elemental, representado por un vector "dm" llamado el momento magnético. La magnitud de "dm" es proporcional a el volumen "dv", es decir:

$$d\vec{m} = \vec{J} dv$$

en donde \vec{J} , es la magnetización en cada punto del cuerpo magnético.

DEFINICIONES

a) Fuerza Magnética:

$$F = \left(\frac{m_1 m_2}{r^2} \right) r_1$$

Utilizando unidades electromagnéticas c.g.s.

$F =$ dinas

$r =$ distancia entre polos en cm

$\tau =$ permeabilidad del medio; cantidad sin dimensiones, cuyo valor en el vacío es "1" y prácticamente en el aire también es 1 .

b) "Intensidade Campo Magnético"

Cuando un polo magnético "m" de cierta intensidad, es colocado en el espacio, se formará a su alrededor un campo magnético, cuya intensidad es definida como la fuerza en la unidad de polo, esto es:

$$H = \frac{F}{m} = \left(\frac{m}{\mu r^2} \right) r_1$$

en u.e.m. (unidades electromagnéticas)

$$H = [\text{Oersteds}] = \left[\frac{\text{dinas}}{\text{unidad de polo}} \right]$$

c) "Momento Magnético"

La entidad magnética fundamental es el dipolo magnético: dos polos de intensidad +m y -m separados por una distancia l . Entonces el momento magnético, se define como:

$$M = m l r_1 = \mu r_1$$

El cual resulta ser un vector, en la dirección del vector unitario r_1 .

d) Intensidad de Magnetización

Cuando un cuerpo con capacidad de magnetización es colocado en un campo externo magnético, el cuerpo se magnetiza por inducción.

$$\vec{J} = \frac{\vec{M}}{v} = I r_1$$

en donde:

\vec{M} = momento magnético

v = volumen

Prácticamente esta magnetización por inducción, trae como consecuencia un alineamiento de los dipolos elementales del material magnético; por esta razón J es también llamado "Polarización Magnética".

e) "Susceptibilidad Magnética"

El nivel al cual un cuerpo puede ser magnetizado se conoce como "susceptibilidad magnética"

$$\vec{J} = K\vec{H}$$

La "K" es un parámetro fundamental en la prospección magnética, puesto que la respuesta magnética de las rocas y minerales está determinado por la cantidad de material magnético contenido en ellas.

f) Inducción Magnética

Cuando un cuerpo magnético, es colocado en un campo externo "H", sus dipolos internos, se alinean aproximadamente en la dirección de "H", para producir un campo propio H'.

Se llama inducción magnética "B" a la intensidad magnética total dentro del cuerpo, esto es:

$$B = H + H' = H + 4\pi J$$

$$B = H + 4\pi KH \quad \therefore \quad B = (1 + 4\pi K) H$$

Por definición, la relación de la inducción "B" a la intensidad de campo "H" será la permeabilidad "τ" es decir:

$$B = (1 + 4\pi K) H = \tau H$$

En u.e.m. "B" (inducción magnética) se expresa en Gauss. La permeabilidad "τ" de acuerdo a su definición sería expresada como $\left[\frac{\text{GAUSS}}{\text{OERSTED}} \right]$, pero sabemos que "τ" es una magnitud sin dimensiones, por lo cual resultaría que el Gauss y el Oersted resultarían ser equivalentes; por lo tanto, podríamos intercambiar "B" y "H" en las ecuaciones magnéticas, pero la experiencia demuestra que esto no es así. En algunos materiales magnéticos, por ejemplo "B" alcanza valores grandes debidas a magnetizaciones previas que no tiene ninguna comparación, con la intensidad de campo magnético actual "H".

g) Unidades Magnéticas

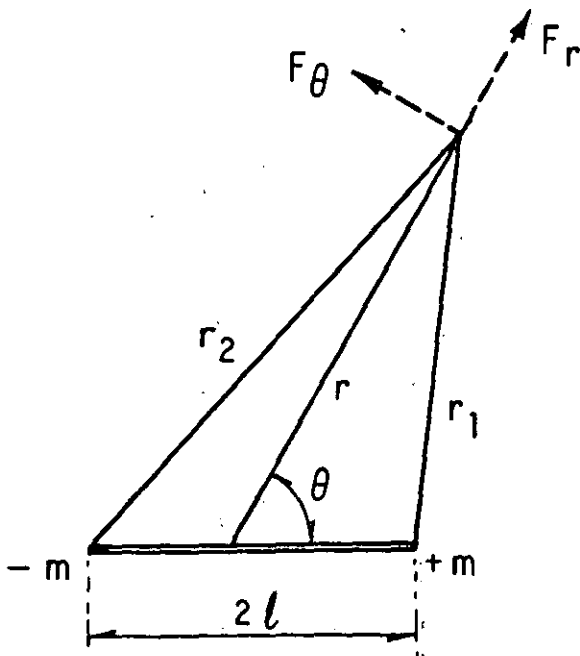
Los instrumentos de medición de la intensidad del campo magnético terrestre, tienen sensibilidad del orden de $1/10^4$ del campo magnético normal; esto es, alrededor de 0.5 Oersted. Por lo que una nueva unidad magnética, es adaptada a la prospección magnética, llamada "gamma" (γ).

$$1\gamma = 10^{-5} \text{ OERSTED}$$

Potencial, Campo Magnético en la Geofísica Aplicada (Fig. 23)

El vector campo magnético puede derivarse de una función potencial escalar.

Puesto que la entidad real en magnetismo es el dipolo, deduciremos la función potencial "A(r)" para un dipolo.



$$A = \frac{m}{r_1} - \frac{m}{r_2}$$

$$= m \left\{ \frac{1}{\sqrt{r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta}} - \frac{1}{\sqrt{r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta}} \right\}$$

En el caso: $r \gg l$

$$A \approx 2ml \cos \theta / r^2 = \mu \cos \theta / r^2$$

Fig. 23

Aplicando la relación:

$$H_{(r)} = - \text{GRAD } A_{(r)}$$

podemos obtener la componente radial, a lo largo de "r" y la componente angular, perpendicular a "r", esto es:

$$H_r = - \frac{\partial A}{\partial r} = -m \left[\frac{r + \ell \cos \theta}{(r^2 + \ell^2 + 2r\ell \cos \theta)^{3/2}} - \frac{r - \ell \cos \theta}{(r^2 + \ell^2 - 2r\ell \cos \theta)^{3/2}} \right]$$

$$H_\theta = - \frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial \theta} = m \left[\frac{\ell \sin \theta}{(r^2 + \ell^2 + 2r\ell \cos \theta)^{3/2}} + \frac{\ell \sin \theta}{(r^2 + \ell^2 - 2r\ell \cos \theta)^{3/2}} \right]$$

si $r \gg \ell$

las expresiones son:

$$H_r \approx 2\mu \cos \theta / r^3 \quad \text{y} \quad H_\theta \approx \mu \sin \theta / r^3$$

dos casos especiales suceden, cuando $\theta = 0$ y $\theta = \frac{\pi}{2}$ representando las dos posiciones de Gauss.

En notación vectorial el campo potencial "H" del dipolo sería:

$$H = \left(\frac{2\mu \cos \theta}{r^3} \right) \hat{r}_1 + \left(\frac{\mu \sin \theta}{r^3} \right) \hat{\theta}_1$$

La Anomalía Magnética. Expresión General (Fig. 24)

Un volumen de un material magnético, podría considerarse como constituido por una agrupación de dipolos magnéticos. Si con-

sideramos una distribución uniforme de los dipolos, el vector "momento magnético" en la unidad de volumen $\vec{M}(r)$ resultaría ser el efecto de los dipolos.

La ecuación potencial para un dipolo es:

$$A = \mu \cos \theta / r^2$$

en donde:

μ = es el momento magnético de un dipolo

$$\nabla (1/r) = -1/r^2$$

de donde:

$$A = - \vec{M} \cdot \nabla (1/r)$$

Entonces la ecuación potencial para un material magnético en un punto externo es:

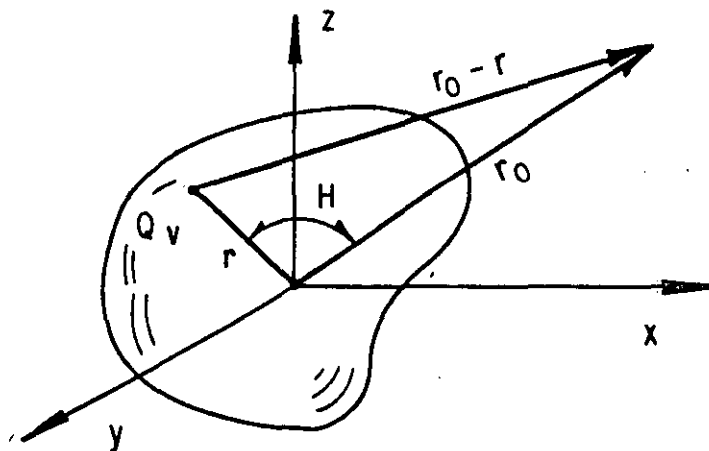


Fig. 24

$$A(r_0) = - \int_V \vec{M}(r) \cdot \nabla \left(\frac{1}{|r_0 - r|} \right) dv$$

si el momento magnético del cuerpo en general es constante y la dirección también es constante; $\alpha_i = \hat{i}\ell + \hat{j}m + \hat{k}n$.

Entonces:

$$M \cdot \nabla = \mu \frac{\partial}{\partial \alpha} = \mu \left(\ell \frac{\partial}{\partial x} + m \frac{\partial}{\partial y} + n \frac{\partial}{\partial z} \right)$$

por tanto

$$A(r_0) = - \mu \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_V \frac{dv}{|r_0 - r|}$$

$$\vec{\nabla} = \hat{i} \frac{\partial}{\partial x} + \hat{j} \frac{\partial}{\partial y} + \hat{k} \frac{\partial}{\partial z}$$

$$\vec{M} = \hat{i}\mu\ell + \hat{j}\mu m + \hat{k}\mu n$$

La función potencial, esto es, el campo magnético es:

$$H(r_0) = \nabla \int_V M(r) \cdot \nabla \left(\frac{1}{|r_0 - r|} \right) dv$$

Este es el campo adicional, al campo magnético terrestre, es decir:

$$\vec{H}_t = \vec{H}_0 + \vec{H}(r_0)$$

Por tal relación, es evidente que \vec{H}_0 y \vec{H}_t tendrían aproximadamente la misma dirección, sólo si $|\vec{H}(r_0)| = 0$, o sino existe magnetismo residual.

En situaciones normales, en donde $H(r_0)$, sea una fracción considerable de H_0 (25% o más) y el momento magnético del

material $\vec{M}(r)$, tenga una dirección diferente a \vec{H}_0 , la componente de $\vec{H}(r_0)$ en la dirección de H_0 será:

$$H_{\beta}(r_0) = -\hat{\beta}_1 \cdot \nabla A(r_0) = - \frac{\partial A(r_0)}{\partial \beta} = \frac{\partial}{\partial \beta \partial \alpha} \int_V \frac{dv}{|r_0 - r|}$$

Luego entonces si el material magnético no contiene un magnetismo residual, la magnetización será debida principalmente a la inducción de H_0 en la dirección " β "; entonces:

$$H_{\beta}(r_0) = \mu \frac{\partial^2}{\partial \beta^2} \int_V \frac{dv}{|r_0 - r|}$$

Por tanto:

$$\vec{H}_{\beta}(r_0) = K F_0 \frac{\partial^2}{\partial \beta^2} \int_V \frac{dv}{|r_0 - r|}$$

Relación Entre los Campos Potenciales Magnéticos y Gravimétricos.

La ecuación potencial gravimétrica es:

$$U_p(r_0) = - \int_V \frac{G dm}{|r - r_0|}$$

$$U_p(r_0) = -G \int_V \frac{\rho(r_0) d^3 r_0}{|r - r_0|}$$

$$F_p(r_0) = - \nabla U_p(r)$$

$$F_p(r_0) = \nabla G \int_V \frac{\rho(r_0) d^3 r_0}{|r - r_0|}$$

La ecuación potencial magnética es:

$$A(r_0) = -\mu \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_V \frac{d^3r}{|r_0 - r|}$$

$$H(r_0) = \nabla \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_V \frac{\mu(r_0) d^3r}{|r_0 - r|}$$

Si ambas fuentes de potencial, la densidad $\rho(r_0)$ y el momento $\mu(r_0)$ del dipolo son constantes en el mismo material, tenemos:

$$\frac{H(r_0)}{F(r_0)} = \frac{\left[\nabla \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_V \frac{d^3r}{|r - r_0|} \right] \mu}{\left[\nabla G \int \frac{d^3r}{|r - r_0|} \right] \rho}$$

entonces:

$$H(r_0) = \frac{M}{G\rho} \frac{\partial}{\partial \alpha} F(r_0) \left\{ \begin{array}{l} \text{Ec. fundamental de Poisson} \\ \text{usada en la Teoría de Reduc-} \\ \text{ción al "Polo".} \end{array} \right.$$



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

INTRODUCCION A LOS METODOS ELECTRICOS

Ing. Roboam León Sánchez

AGOSTO, 1985

I N T R O D U C C I O N
A L O S
M E T O D O S E L E C T R I C O S .

Los Métodos Eléctricos son técnicas de la geofísica aplicada, que tienen como objetivo la definición de la distribución espacial de alguna propiedad electromagnética, por medio de mediciones de alguna cantidad eléctrica y/o magnética (generalmente, campos o sus potenciales) efectuadas sobre la superficie de la tierra.

El conocimiento de la distribución espacial de alguna propiedad y con el auxilio de información adicional: geotécnica, geológica, etc., se podrá ayudar a resolver el problema concreto planteado: una consideración que debe tomarse en cuenta para la aplicación de algún método eléctrico, es que exista contraste en la propiedad física estudiada, por supuesto, entre el objetivo buscado y el medio que lo rodea. La finalidad primaria de la Geofísica Aplicada y por ende los Métodos Eléctricos es delimitar áreas estériles de las que no lo son.

Siempre hay que tener en mente que el éxito de la aplicación de algún método geofísico es dependiente en gran manera de la posibilidad y seguridad de correlacionar los valores de alguna propiedad física (ej. resistividad) con la litología correspondiente. Generalmente, se efectúa haciendo un estudio geofísico junto a una perforación, que cuente con información litológica confiable.

I. CLASIFICACION

Existe una gran diversidad de técnicas, modalidades y métodos de la geoelectricidad. Esto se debe al tipo de cantidad medida en el campo: si éste es creado en forma artificial o si su origen es natural, si la investigación es a profundidad o es lateral, si el objetivo se puede simular como un contacto entre capas contiguas de gran extensión o si no se extiende (el objetivo) lateralmente, en términos de la ubicación de las lecturas (sea en la superficie de la tierra, en el aire o en el interior de excavaciones), etc.

Una de las clasificaciones más completa es la de Orellana (ref. 1) y que en nuestro caso sólo interesan principalmente las técnicas de: Sondeo Eléctrico y Perfilaje (Calicateo) Eléctrico.

Estas dos técnicas consisten en medir en la superficie de la tierra un parámetro experimental de campo que es la resistividad aparente, por medio de contactos galvánicos (físicos) que crean el campo eléctrico (estacionario) por estudiar y para observar el comportamiento del potencial o el campo eléctrico en otros puntos, sea cuando interesa un estudio de la resistividad con la profundidad (sondeo) o en forma lateral (perfilaje).

II. PROPIEDADES ELECTROMAGNETICAS DE LAS ROCAS.

Existen varias propiedades electromagnéticas de las rocas que son susceptibles de definir: especialmente resistividad (conductividad), permitividad eléctrica, permeabilidad magnética, propiedades electroquímicas, piezoelectricidad, etc.

De estas propiedades, la más importante indudablemente es la resistividad por sus amplios límites de variabilidad desde rocas con minerales conductores o porosas conteniendo fluidos poco resistivos de muy mala calidad (gran contenido de sales) hasta materiales conocidos como pantallas eléctricas (ej. evaporitas), obviamente muy resistivas.

Los factores que fundamentalmente hacen variar la resistividad de una roca son: acomodo de los granos minerales, compactación y calidad del fluido (generalmente agua). Una relación experimental que define la resistividad de la roca (ρ_r) con la resistividad del fluido (ρ_f) saturante es conocida como la Ley de Archie (ref. 2 y 3).

$$\rho_r = a\phi^{-m} \rho_f \quad (1)$$

donde "a" es un factor geométrico que depende del arreglo granular de la roca y varía entre 1.0 y 1.5, "m" es el factor de cementación el cual permite determinar qué porción del volumen de poro participa activamente en el flujo de la corriente eléctrica y es siempre mayor que 1.0 y generalmente menor que 3.0, y " ϕ " es la porosidad total. Una explicación formal de las relaciones entre la resistividad y la porosidad puede verse en Perez R. (ref. 4). Con el auxilio de registros eléctricos en perforaciones de diámetro pequeño es posible obtener parámetros tales como: porosidad e índice de saturación de agua.

De la ecuación (1) se puede afirmar que la resistividad de la roca disminuye conforme decrece el tamaño de los granos minerales (en el supuesto de que la porosidad aumente). Esto es, en sedimentos de grano fino (arcillas) se esperan bajos valores de resistividad y aparentes valores altos de porosidad (refs. 1 y 3), y valores altos de

resistividad en rocas de clastos mayores (gravas, conglomerados).

Cabe hacer notar que la resistividad las rocas porosas tienen amplios límites de variación dependientes de la calidad del fluido saturador. Esto nos lleva a pensar que por ningún motivo se puede decir que un valor de resistividad le corresponde uno y sólo un tipo de roca particular y además, un tipo de roca particular puede tener diversos valores de resistividad. Esta inconveniencia puede salvarse adecuadamente si se parametriza la información geofísica y litológica, para esa zona de trabajo es decir, resistividad_r roca_i.

Las rocas compactas (no porosas) generalmente toman valores grandes de resistividad, por no contener fluidos y porque usualmente la mayoría de los minerales formadores de rocas se pueden considerar como dieléctricos (aislantes).

Existen publicaciones sobre tablas de valores de resistividad (refs. 1, 5 y 6, otras) donde se puede hacer notar que existe contradicción en los valores. Esto corrobora que necesariamente se debe parametrizar la información para correlacionar adecuadamente, sin riesgo en el detrimento de la calidad de la investigación.

Las rocas ígneas usualmente son de alta resistividad (mayores de 100 ohm-m), excepto el basalto que por fracturamiento secundario puede estar relleno de material de grano fino susceptible de contener fluidos y por ende tener valores bajos de resistividad de hasta 10 ohm-m.

Los materiales no consolidados tienen resistividades tan altas como 10,000 ohm-m para el caso de arenas sueltas (dunas), entre 15 y 100 ohm-m en arenas saturadas de agua de buena ca-

lidad y de 0.5 a 20 ohm-m en arenas con agua salada. Las arcillas son de baja resistividad 2-30 ohm-m y los limos son ligeramente superiores a los valores anteriores. Las gravas como las arenas dependen grandemente del tipo de fluido y la resistividad varía en 15 y 5,000 ohm-m.

Las rocas sedimentarias (consolidadas) tienen amplios rangos de variabilidad debido a la diversidad de los ambientes de depositación y agentes externos posteriores. Las calizas masivas por lo general son muy resistivas (mayores a 500 ohm-m), por ser prácticamente impermeables; las calizas tipo coquina son porosas y permeables con resistividades generalmente bajas (5 y 100 ohm-m).

Los valores de resistividad de las areniscas son diversos, a causa de las variaciones de porosidad y contenido de fluidos; los valores más comunes están entre 200 y 20,000 ohm-m. Las lutitas tienen valores más uniformes, desde 100 a 300 ohm-m.

Para el caso de las rocas metamórficas, las resistividades se pueden considerar grandes entre 100 y 10^5 ohm-m.

Resumiendo, en un sentido generalista y que quizás se contraponga con un estudio geoelectrico particular, se puede decir que materiales de alta resistividad puede corresponder a rocas de buena calidad (compacidad) o a materiales sueltos (no saturados de fluidos). Materiales de baja resistividad indica rocas con alto contenido de fluidos o con minerales conductores, o quizás rocas con microfoliación. Es obvio, que lo comentado en este párrafo sólo puede considerarse como guía y no como aplicable a toda investigación.

III. ASPECTOS FUNDAMENTALES.

En esta sección se hallarán y solucionarán las ecuaciones diferenciales básicas que definen el comportamiento de los potenciales y el campo eléctrico debido a fuentes puntuales.

III.1. ECUACIONES GENERALES.

Las ecuaciones generales de la Teoría Electromagnética son las aplicables en los Métodos Eléctricos de Exploración. La relación más conocida es la Ley de Ohm para medios tridimensionales (ref. 7)

$$\vec{J} = \sigma \vec{E}, \quad (1)$$

donde \vec{J} {A/m²} es el vector densidad de corriente, σ es la conductividad en mhos/m y \vec{E} es el campo eléctrico en V/m. Una de las Ecuaciones de Maxwell

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \quad (2)$$

es la aplicable en los métodos que miden potencial o campo eléctrico estacionarios. Para campos invariantes en el tiempo, $\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0$, la ecuación (2) pasa a ser

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = \vec{0}. \quad (3)$$

Otra relación importante es el principio de conservación de las cargas (ref. 8)

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = 0 \quad (4)$$

que en rigor se puede obtener de las Ecuaciones Maxwell.

La combinación de las ecuaciones (1), (3) y (4) proporciona la ecuación diferencial más general

$$\sigma \nabla^2 U + \bar{\nabla} \sigma \cdot \bar{\nabla} U = 0, \text{ donde } \bar{E} = - \bar{\nabla} U \quad (5)$$

que para medios homogéneos, σ constante, se reduce a

$$\nabla^2 U = 0 \quad (6)$$

conocida como Ecuación de Laplace.

III.1.1. Medio Homogéneo isotrópico.

En este caso, el potencial se obtiene resolviendo la expresión (6) en coordenadas esféricas, con las condiciones adecuadas (ref. 8) y es

$$U = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r}, \quad (7)$$

donde I es la intensidad de la fuente en Amperes, r es la distancia entre el punto fuente y el lugar donde se desea conocer el potencial y ρ es la resistividad en ohm-m. La ecuación anterior, es la primera útil porque nos permite valuar la resistividad de un medio homogéneo e isotrópico, es decir

$$\rho = 2\pi r \cdot \frac{U}{I} \quad (8)$$

III.1.2. Medio Homogéneo Anisotrópico.

Como en el caso anterior también es válida la Ecuación de Laplace, cuya solución es similar a la (7). Cuando la anisotropía es del tipo transversal y el plano de anisotropía es paralelo a la superficie del terreno, el valor de resistividad medido será la "media", ρ_m , definida como

$$\rho_m = \sqrt{\rho_T \cdot \rho_\ell} , \quad (9)$$

donde ρ_T y ρ_ℓ serán la resistividad en el sentido transversal y longitudinal al plano de anisotropía, respectivamente; y la anisotropía no podrá ser detectada.

Cuando los planos de anisotropía y superficie del terreno no son paralelos, las líneas equipotenciales trazadas sobre la superficie del terreno serán elipses, que indicarán la presencia de anisotropía. La resistividad leída será la resistividad media.

III.2. DISPOSITIVOS DE ELECTRODOS.

Los electrodos tanto fuente como de observación se pueden disponer sobre el terreno de la manera que se considere adecuada.

Para el dispositivo conocido como cuadripolo fundamental (ref. 1), la resistividad puede ser medida según

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} , \quad (10)$$

donde k es el factor geométrico en metros y vale

$$k = 2\pi \left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BM}} + \frac{1}{\overline{BN}} \right)^{-1} \quad (11)$$

El factor geométrico es la cantidad que define el tipo de dispositivo empleado y generalmente será distinto para cada arreglo de electrodos.

Los dispositivos más usados y conocidos en México son (Fig. 1):

Dos electrodos o polo-polo $k_{pp} = 2\pi a$ (11a)

Polo-bipolo $k_{pb} = 2\pi n(n+1)a$ (11b)

Medio Wenner $k_w = 4\pi a$ (11c)

Wenner $k_w = 2\pi a$ (11d)

Schlumberger $k_s = \pi \frac{r^2}{a}$ (11e)

Dipolo-dipolo o axil $k_d = \pi a n(n+1)(n+2)$ (11f)

Azimutal $k_\theta = \frac{2\pi R^3}{\overline{AB} \cdot \overline{MN}} \cdot \frac{1}{\text{sen } \theta}$ (11g)

La variable experimental de campo es la resistividad aparente " ρ_a ", definida según la expresión (10) donde se ha efectuado un cambio de variable, es decir,

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (12)$$

Tradicionalmente, no se considera al potencial eléctrico U definido por la ecuación (7) como el parámetro de campo por ser dependiente de la intensidad de la fuente. Sin embargo, la expresión de " ρ_a " no adolece del inconveniente anterior y se emplea para definir la estructura georesistiva.

III.4. MEDIO ESTRATIFICADO

Se conoce como medio estratificado al modelo del subsuelo cuya resistividad verdadera sólo varía con la profundidad y es constante por intervalos, es decir, existe extensión lateral indefinida.

Para definir la función resistividad aparente en un medio estratificado es necesario conocer la expresión del potencial eléctrico en la superficie. Para esto, se considerará como válida la ecuación de Laplace (6) para cada una de las capas, excepto la primera el cual hay que agregarle a la solución de (6) una particular por existir fuentes; a las soluciones de la ecuación de Laplace, una por cada capa, se le impondrán dos condiciones de frontera (el potencial y la componente normal de la densidad de corriente son continuas), otra condición aplicable es considerar que el potencial de la última capa para profundidades grandes se anula y la última condición de frontera exclusiva del límite tierra-aire válida para decir que la resistividad del aire es muy grande.

La expresión del potencial eléctrico en superficie hallada con el procedimiento mencionado es:

$$U = \frac{I}{2\pi} \int_0^{\infty} T_m(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda, \quad (13)$$

donde $T_m(\lambda)$ es conocida como la Función de Transformación de Resistividades para el caso de "m" capas con unidades de ohm-m, $J_0(\lambda r)$ es la función de Bessel de primera especie y orden cero sin unidades y λ es un parámetro de integración con unidades del inverso de la distancia, que debe manejarse como un parámetro de integración que apareció al momento de solucionar las ecuaciones de Laplace.

La función resistividad aparente, se puede obtener fácilmente si se toma en consideración la expresión (12), la geometría de los dispositivos (fig.1) y los factores geométricos correspondientes. Para los dispositivos mencionados:

$$\rho_{a_{pp}} = a \int_0^{\infty} T_m(\lambda) J_0(\lambda a) d\lambda \quad (14)$$

$$\rho_{a_{pb}} = n(n+1) a \int_0^{\infty} T_m(\lambda) \{ J_0(n\lambda a) - J_0((n+1)\lambda a) \} d\lambda \quad (15)$$

$$\rho_{a_w} = \rho_{a_w} = 2a \int_0^{\infty} T_m(\lambda) \{ J_0(\lambda a) - J_0(2\lambda a) \} d\lambda \quad (16)$$

$$\rho_{a_s} = \rho_{a_0} = r^2 \int_0^{\infty} T_m(\lambda) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda ; \quad r = R \quad (17)$$

$$\rho_{a_d} = \frac{n(n+1)(n+2)}{2} a \int_0^{\infty} T_m(\lambda) \{ J_0(\lambda n a) + 2J_0(\lambda(n+1)a) + J_0(\lambda(n+2)a) \} d\lambda \quad (18)$$

donde $J_1(\lambda r)$ es la función de Bessel de primera especie y orden uno.

Las integrales anteriores no tienen solución analítica. Los procedimientos comunes para valorarlas hasta hace una década, era solucionarlas por métodos de expansión en series (refs. 9, 10, 11). En la actualidad se utiliza un procedimiento debido a Gosh (refs. 12 y 13) e ideado por Kunetz (ref. 14), que se basa en la propiedad de que el signo integral es un operador de transformación lineal.

Las ecuaciones (14) a (18) se pueden simplificar a

$$\rho_a = k \int_0^\infty T_m(\lambda) J_\alpha(\lambda r) \lambda^\alpha d\lambda \quad ; \quad \alpha = 0, 1 \quad (19)$$

y proponiendo un cambio de variables de la forma

$$\lambda = e^{-y} \quad , \quad r = e^x \quad , \quad (20)$$

la expresión (19) se transforma en,

$$\rho_a(x) = \int_{-\infty}^{\infty} T_n(y) I(x-y) dy \quad (21)$$

donde a $I(x)$ se le conoce como la función del filtro inverso y que depende del dispositivo en particular. La ecuación (21) se le llama Integral de Convolución y que trabajada en el dominio discreto se reduce a una suma de productos.

Obviamente, el procedimiento antes mencionado es el más sencillo y su precisión dependerá de la longitud del filtro (en función del contraste de resistividad del medio estratificado).

IV. SONDEO ELECTRICO.

Es un procedimiento cuyo objetivo es definir la distribución en profundidad de la resistividad.

Los datos de campo (resistividad aparente) se obtienen definiendo un centro de sondeo (generalmente simétrico) y con incremento continuo en el tamaño del dispositivo (a: Polo-polo, Medio Wenner, Wenner; n: Polo-bipolo, Dipolo-dipolo; r: Schlumberger; R: Azimutal) y conservando la geometría de la posición de los electrodos. Los valores del factor geométrico, k , se calculan para cada posicionamiento de los electrodos (ecs. 11a a 11g) y se leen en el instrumento de medición (resistímetros) la diferencia de potencial, ΔV y la intensidad de la corriente, I ; con estos datos es posible calcular la resistividad aparente según la fórmula (10) y donde ρ cambia a ρ_a .

V. INTERPRETACION DE SONDEOS ELECTRICOS.

La interpretación de Sondeos Eléctricos de un área determinada es una tarea difícil de llevar a cabo, por tener que conjuntar criterios de parámetros tan disimilares como son: conocimiento teórico, dominio de la técnica, experiencia en investigaciones similares, información existente de la zona, objetivo, geología, aspectos geotécnicos que definan el objetivo de la investigación, etc.

El problema de conocer la distribución espacial de la resistividad del subsuelo se debe de efectuar según dos procedimientos: Interpretación Cualitativa y Cuantitativa.

V.1. Interpretación Cualitativa.

La Interpretación Cualitativa tiene como meta definir, aunque sea burdamente, la geometría estructural del subsuelo con el objeto de saber si se puede simular como un medio estratificado (modelo unidimensional) o si se comporta como medio con extensión lateral restringida (en una o dos direcciones).

Tradicionalmente se realiza con el auxilio de planos que expresen la variación aparente de la resistividad según una sección (transversal a la superficie), un mapa (paralelo a la superficie) o un esquema diagramático. En todos los casos es importante elegir escalas convenientes y quizás sean diferentes la vertical y la horizontal.

SECCIONES. Estos planos se elaboran a partir del perfil topográfico conformado por centros de sondeos. El conocido como Perfil de Isoresistividades Aparentes o Seudosección de Resistividades (Fig. 2) tiene por objeto mostrar la geometría estructural aparente del subsuelo, con la característica de que las medidas de campo quedan expresadas en curvas de igual valor relacionadas según datos de sondeos contiguos. El perfil de Resistividades Aparentes (Fig. 3) tiene la ventaja fundamental de que las curvas de campo quedan plasmadas en un solo papel sin que exista relación entre datos de sondeos adyacentes, se construye uniendo los datos de resistividad aparente de cada sondeo; este perfil permite correlacionar, como si fueran registros de pozos, los máximos y/o mínimos que se consideren que expresan el mismo estrato geoelectrico. El Perfil de Máximos y/o Mínimos (Fig. 4) es similar al anterior, en el cual sólo se trazan líneas de máximos y/o mínimos de

un mismo horizonte, esto permite seguir en forma aparente el emplazamiento de una capa resistiva y/o conductora con respecto a las zonas adyacentes.

MAPAS. Se elaboran a partir del plano de ubicación de los centros de sondeos. El Mapa de Isoresistividades Aparentes (Figs. 5 y 6) es similar al Perfil, se construye uniendo puntos de igual resistividad aparente para una abertura de dispositivo dada; estos mapas dan la idea de planos paralelos a la superficie del terreno, comparando varias de ellas (para sendas aberturas) auxilian en la comprensión de la variación de la resistividad en forma lateral y a profundidad. El Mapa de Tipo de Curvas (Fig. 7) es importante porque rápidamente es posible tener una idea (a veces ambigua) del comportamiento tridimensional de la resistividad. Ocasionalmente, dependiendo de las características, de la zona estudiada se pueden construir Mapas de Mínimos y/o Máximos para conocer el comportamiento a profundidad aparente de capa(s) conductoras o resistivas.

V.2. Interpretación Cuantitativa.

Es la etapa no menos importante que tiene como objetivo cuantificar la distribución espacial de la resistividad verdadera del subsuelo. Antes de este punto es conveniente analizar el comportamiento asintótico de los arcos de curva, los máximos y mínimos en la curva de resistividades aparentes construida su gráfica en papel bilogarítmico, para cuando menos tener una idea "gruesa" del número de capas y de los espesores y resistividades del subsuelo. La experiencia para efectuar lo anterior es resolver las expresiones (14 a 18) para varios medios estratificados o "estudiar" las colecciones de curvas publicadas (refs. 15, 16 y 17).

Los métodos más conocidos son los Empíricos, Gráficos y Numéricos. Los Empíricos, como su nombre lo indica, no tienen ningún fundamento y no se mencionan aquí. Los Gráficos (refs. 15, 16 y 17) son los más empleados y consisten en comparar las curvas de campo con curvas maestras de modelos previamente calculados en papel bilogarítmico a la misma escala; a este método se le conoce como Método de Superposición. Cuando el número de capas es grande (mayor a cuatro) la Técnica anterior no funciona por no existir curvas publicadas y se utiliza el Método conocido como del "Punto Auxiliar. Esta técnica se basa en simplificar las primeras capas (ya interpretadas) en una curva conocida como auxiliar (o de Dar Zarrouk); para el eficiente empleo de esta técnica se debe consultar la publicación de Orellana y Mooney (ref. 15).

Las Técnicas Numéricas serán las más empleadas por su precisión, rapidez y disminución en los seguros problemas de equivalencia (antigüedad): cortes disimilares producen curvas semejantes. El desarrollo actual y futuro de estas técnicas se debe a la contribución de Gosh (refs. 12 y 13) de poder resolver fácilmente las integrales (14 a 18). Los procedimientos actuales son múltiples y que se pueden agrupar en el Dominio de la Función de Transformación de Resistividades y en el de la Resistividad Aparente.

En el Dominio de la Función de Transformación de Resistividades es necesario conocer la expresión explícita de $T_m(\lambda)$ que se obtiene aplicando la Transformada Inversa de Hankel (ref. 18) a las expresiones (14 a 18) y que se puede tratar como una integral de convolución de sencilla solución procedimiento consiste en hallar los valores de $T_m(\lambda)$ a partir de la curva de resistividades aparentes (campo) y de aquella los parámetros del corte geoelectrico (espesores y resistividades).

En el Dominio de la Resistividad Aparente es el procedimiento más atinado porque la equivalencia es menos problemática que en $T_m(\lambda)$. Las tendencias más sencillas y menos costosas consisten en proponer un modelo inicial (quizás definido con algún método gráfico) y hallar la curva de resistividades aparentes teóricas y compararla con la curva de campo, en caso de no existir coincidencia aceptable se modifican los parámetros del corte (uno o varios) y se compara nuevamente la curva teórica del modelo con la de campo las veces que sean necesarias hasta que el ajuste sea el adecuado; el criterio para modificar los parámetros del corte son varios y pueden efectuarse manualmente o con un algoritmo matemático implícito en un programa de computadora. Otra manera de interpretar numéricamente consiste en aproximar la curva de resistividades aparentes por una curva modificada de Dar Zarrouk y de esta conocer los parámetros del medio estratificado, hallar la curva teórica del modelo del punto anterior y compararla con la curva de campo; si no existe coincidencia aceptable se toma la curva teórica como nueva aproximación de una curva modificada de Dar Zarrouk, así sucesivamente las veces que sean necesarias hasta que el ajuste sea aceptable, esta técnica se implanta en un programa de computadora.

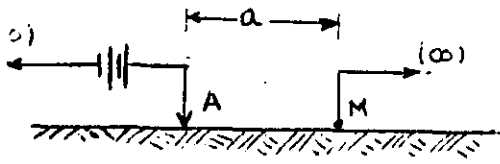
Para mayor información sobre las Técnicas Numéricas se debe consultar el libro de Koefoed (ref. 18).

VI. COMENTARIOS.

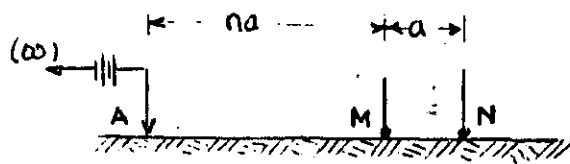
En el caso desfavorable de que la interpretación cualitativa muestre que el subsuelo no se pueda modelar como un medio es tratificado las técnicas comentadas en el punto V.2 no se-
rán las aplicables (se considera medio estratificado si las capas son paralelas a la superficie del terreno o con inclinaciones menores a 30°). Debe aplicarse un procedimiento numé-
rico complicado para simular a la Tierra como un modelo Bidi
mensional, $\rho = \rho(x, z)$, o Tridimensional, $\rho = \rho(x, y, z)$, según sea el caso. Un tratamiento sencillo puede verse en Benhumea (ref. 19).

La interpretación cuantitativa se puede confiar a un algorit-
mo numérico, que lo único que hace es resolver el problema directo, $\rho = \rho(z) \rightarrow \rho_a(r)$, pero la interpretación cualitativa y sobre todo la correlación geológica-geotécnica-geofísica debe confiarse sólo a personas con sólidos conocimientos de la teoría y con experiencia aceptable.

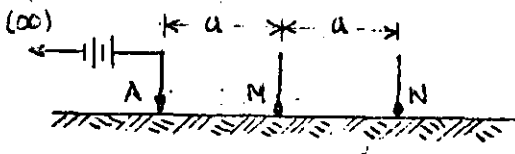
Cuando el objetivo de la investigación es lateral, $\rho = \rho(x)$, el procedimiento es similar al expuesto; el tratado más com
pleto se puede consultar en Van Nonstrand y Cook (ref. 20).



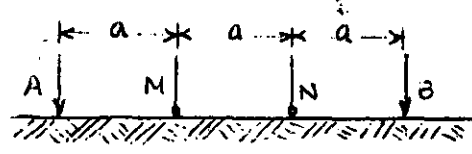
POLO - POLO



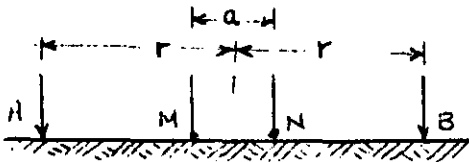
Polo - Bipolo
(n entero > 1)



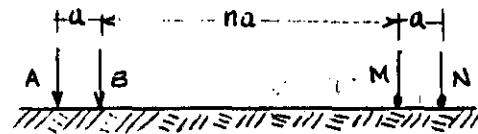
Medio Wenner



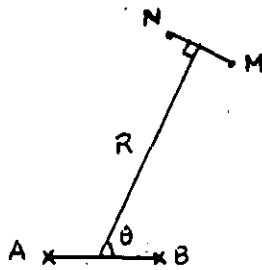
Wenner



Schlumberger
($AB \geq 5MN$)



Bipolo - Bipolo
(n entero > 1)



Azimutal
($R \geq 5AB, MN$)

$A \circ B, \downarrow, \times$: electodos fuente
 $M \circ N, \downarrow, \circ$: electodos de potencial

Fig. 1. Dispositivos de Electrodo

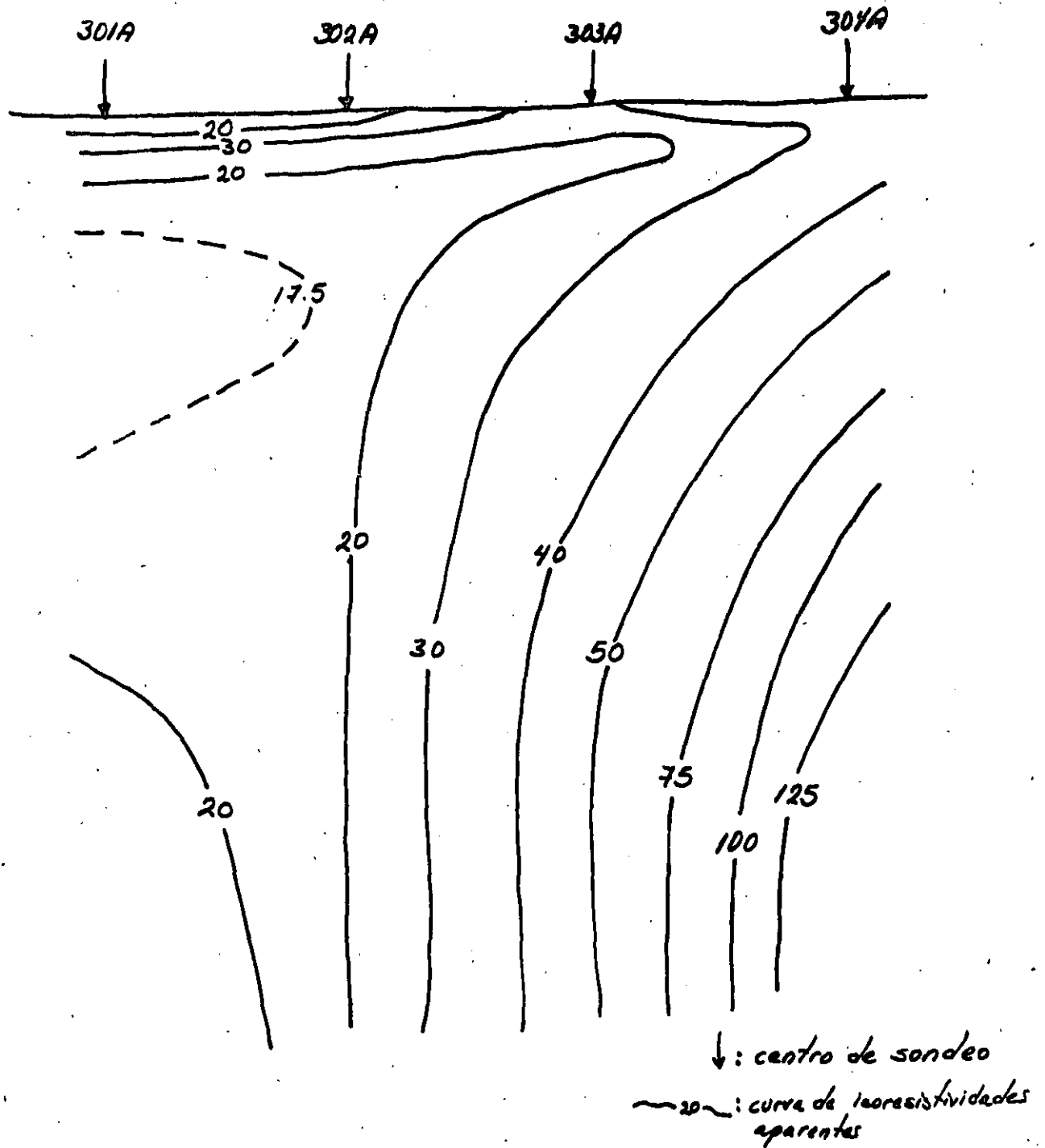


Fig. 2. PERFIL DE ISORESISTIVIDADES APARENTES

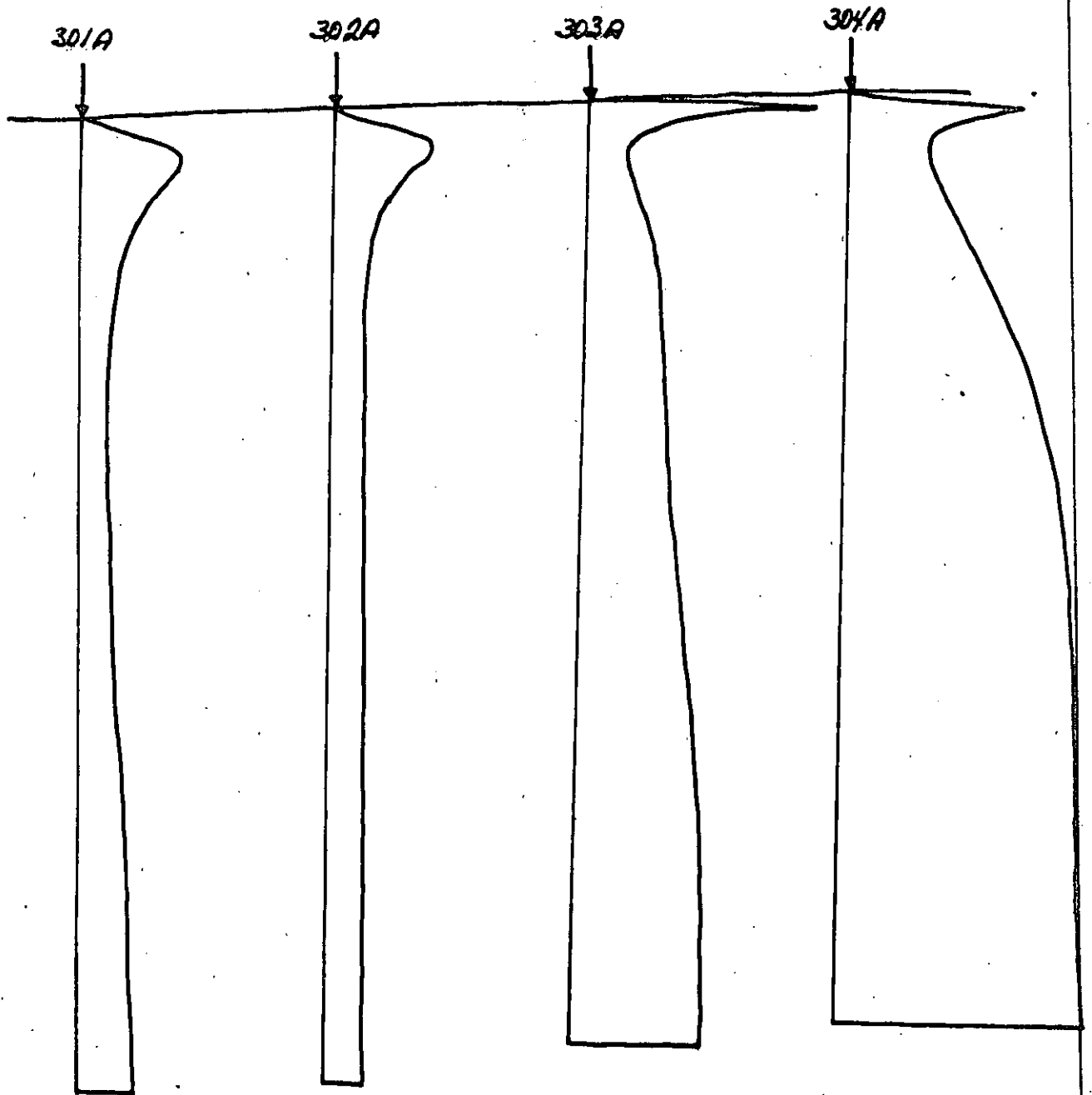


FIG. 3. PERFIL DE RESISTIVIDADES APARENTES

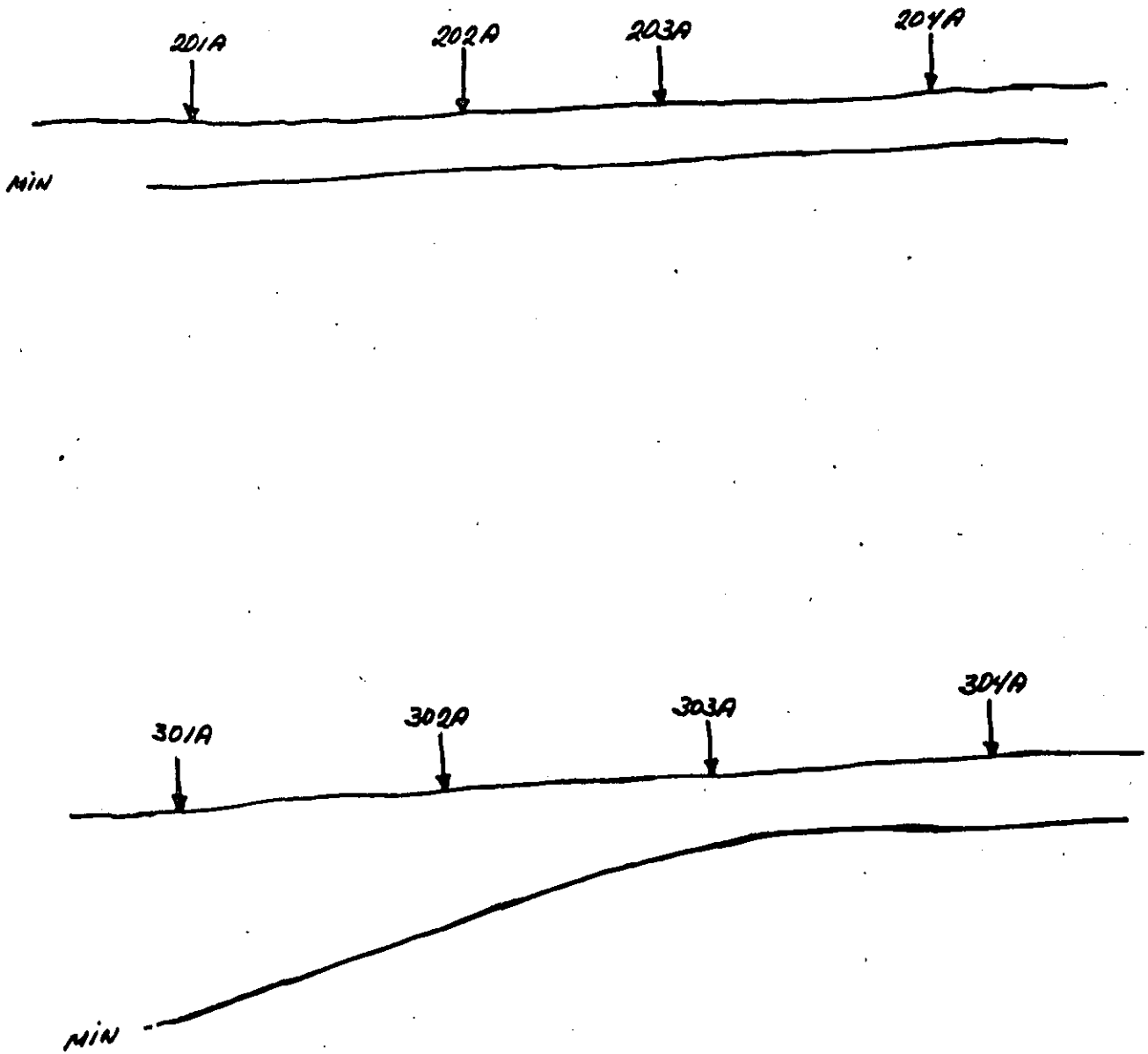


FIG. 4. PERFIL DE MÍNIMOS

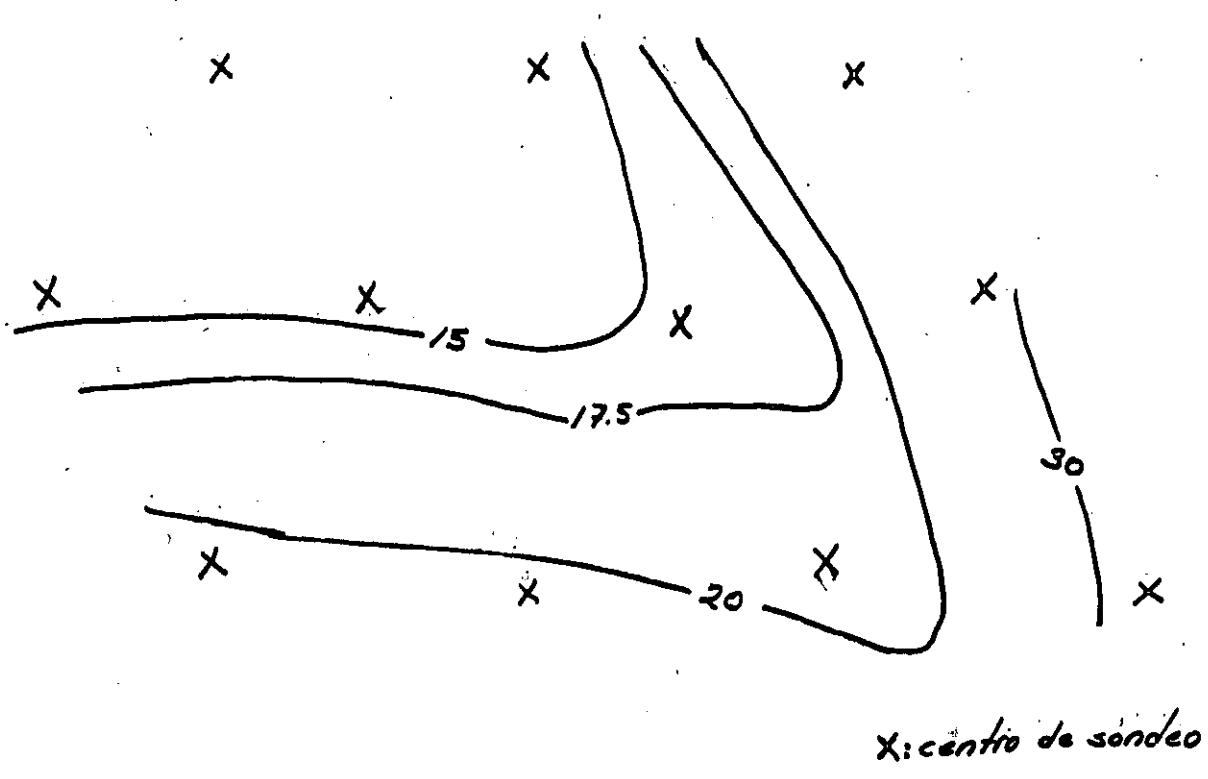


FIG. 5. MAPA DE ISORESISTIVIDADES APARENTES. $\bar{AB} = 55m$

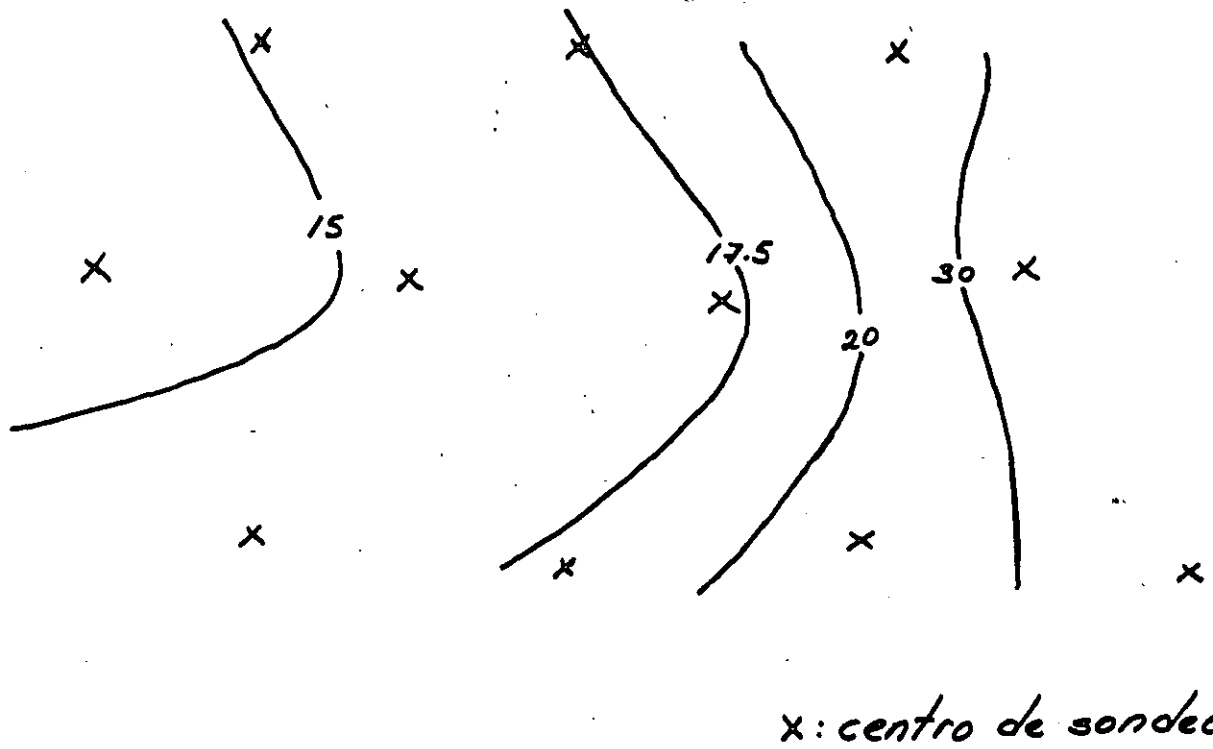


Fig. 6. MAPA DE ISORESISTIVIDADES APARENTES. $\overline{AB} = 75m$.

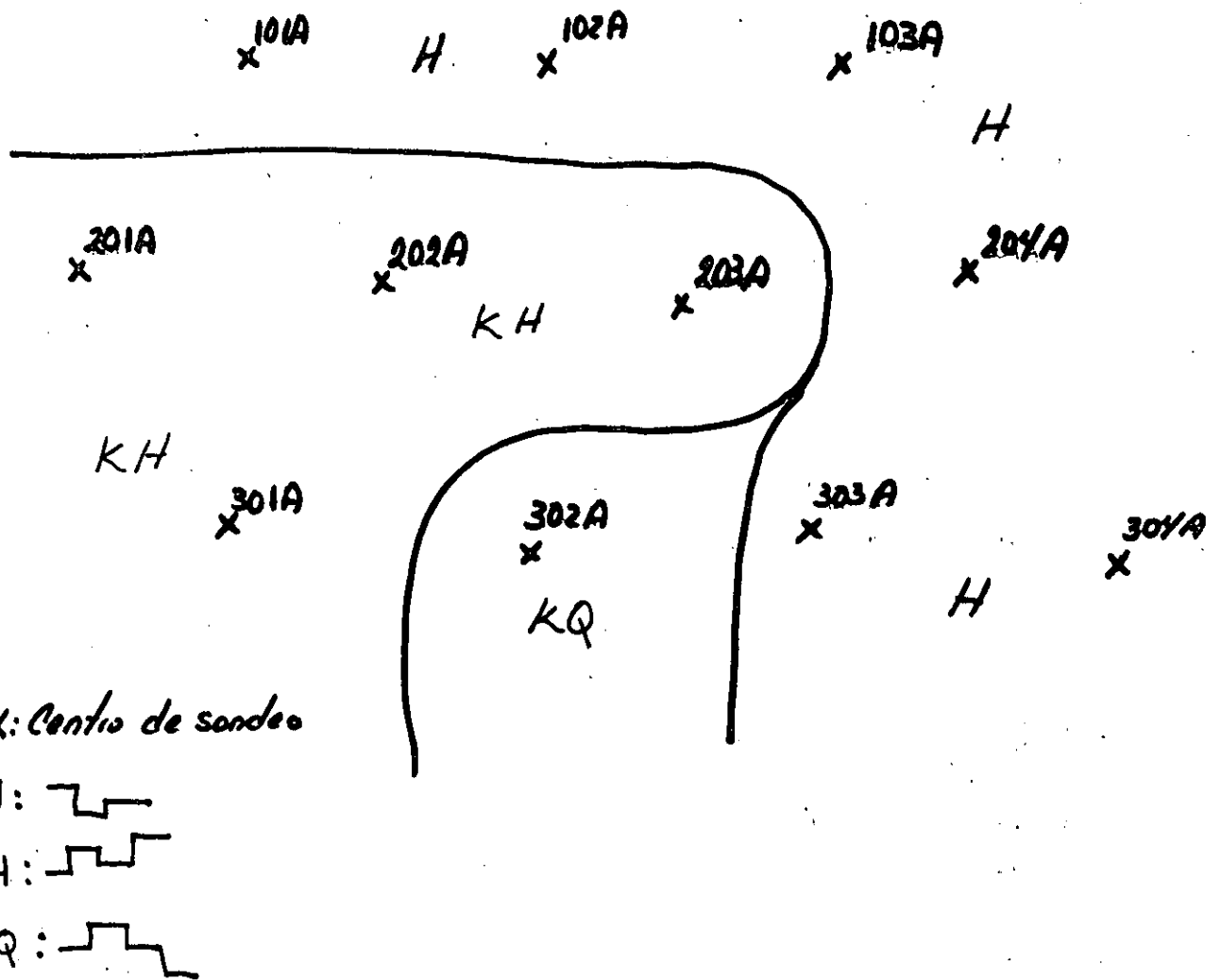


FIG. 7. MAPA DE TIPOS DE CURVAS

R E F E R E N C I A S .

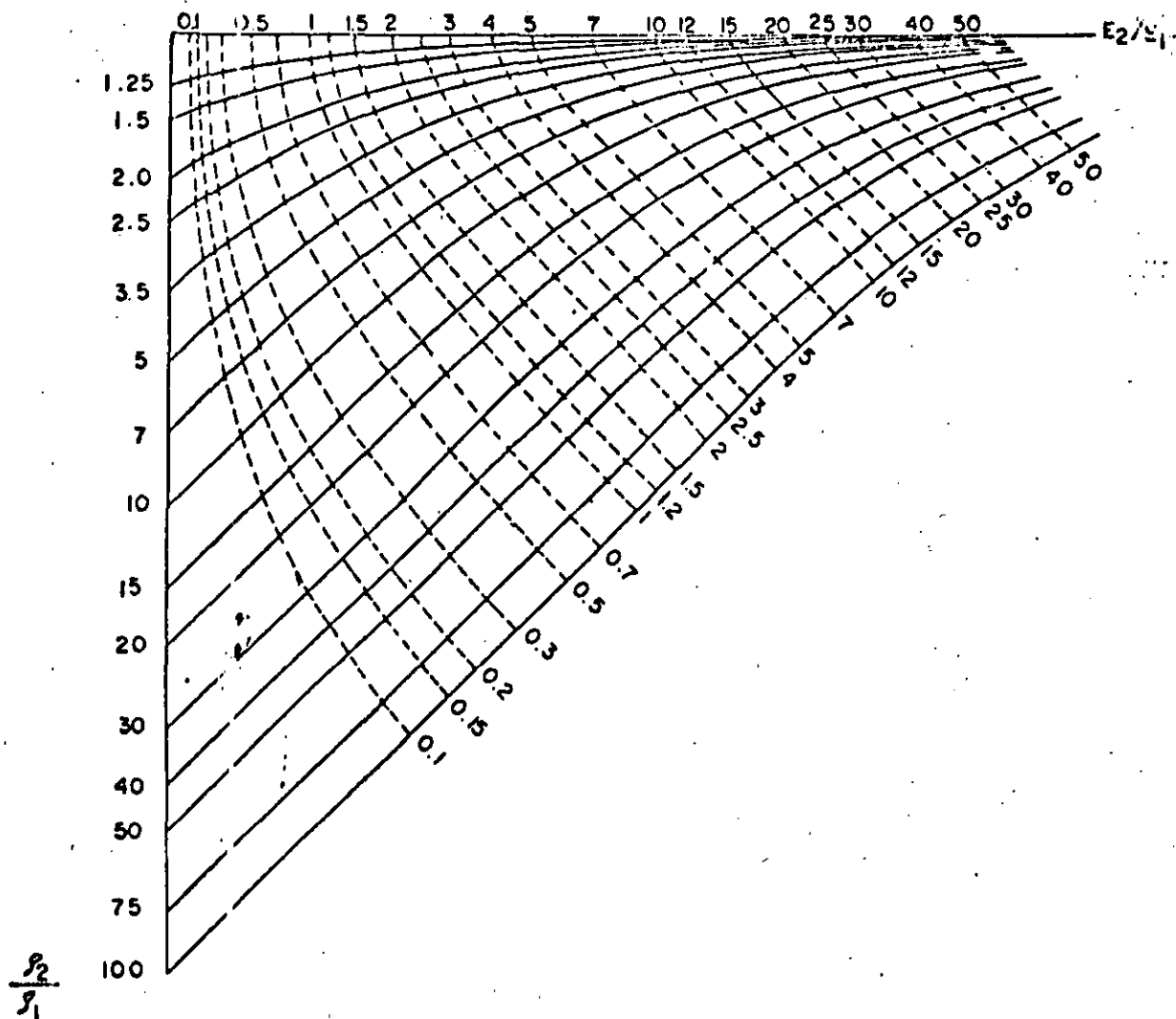
1. Orellana, E., 1982, Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua (2a. Edición), Ed. Paraninfo, Madrid.
2. Gómez R., O., 1975, Registros Geofísicos de Pozos, Parte 1: Teoría e Interpretación, México.
3. Arroyo C., F.A., 1984, Apuntes del Curso Registros Geofísicos de Pozos, Fac. de Ing., UNAM., México.
4. Pérez R., C., 1983, Teoría sobre la relación entre factor de resistividad y porosidad, Revista del Instituto Mexicano del Petróleo Vol. XV, No. 4, Oct., México.
- 5.- Telford, W. et al, 1978, Applied Geophysics, Ed. Cambridge University Press, Londres.
6. Keller, G.V. et al, 1966, Electrical Methods in Geophysical Prospecting, Ed. Pergamon Press, Oxford.
7. Ward, S.H., 1967, Electromagnetic Theory for Geophysical Applications en Vol. II de Mining Geophysics, Ed. S.E.G., Tulsa.
8. Bhattacharya, P.K. et al, 1968, Direct Current Geoelectric Sounding, Ed. Elsevier Sci. Pub. Co., Amsterdam.
9. Onodera, S., 1963, Numerical Analysis of Relative resistivity for a horizontally layered earth, Geophysics 28: 222-231.

10. Lima L., E.M., 1979, A new method for the calculation of apparent resistivity curves of horizontally multilayered models, Memoirs of the Fac. of Eng., Kyushu University Vol. 39, No. 3
11. Van Dam, J.C., 1965, A Simple Method for the calculation of standard graphs to be used in geoelectrical prospecting, Geophysical Prospecting Vol. 13: 37-65.
12. Ghosh, D.P., 1971a, The Application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, Geophysical Prospecting Vol. 19: 192-217.
13. Ghosh, D.P., 1971b, Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth, Geophysical Prospecting Vol. 19: 769-775.
14. Kunetz, G., 1966, Principles of Direct Current Resistivity Prospecting, Ed. Gerbruder Borntraeger, Berlin.
15. Orellana, E. et al, 1966, Master Tables and Curves for Vertical Electrical Soundings, Ed. Interciencia, Madrid.
16. Orellana, E. et al, 1972, Two and three-layer master curves for Wenner Arrangement, Ed. Interciencia, Madrid.
17. Van Dam, J.C. et al, 1969, Standard Graphs for Resistivity Prospecting, Ed. E.A.E.G., La Haya.
18. Koefoed, O., 1979, Geosounding Principles 1, Ed. Elsevier Sci. Pub. Co., Amsterdam.

19. Benhumea L., M., 1984, Corrección Topográfica en Métodos Eléctricos, Tesis Prof. Fac. de Ing., UNAM, México.
20. Van Nostrand, R. et al, 1966, Interpretation of Resistivity Data, Ed. U.S.G.S. Prof. Paper No. 499, Washington.

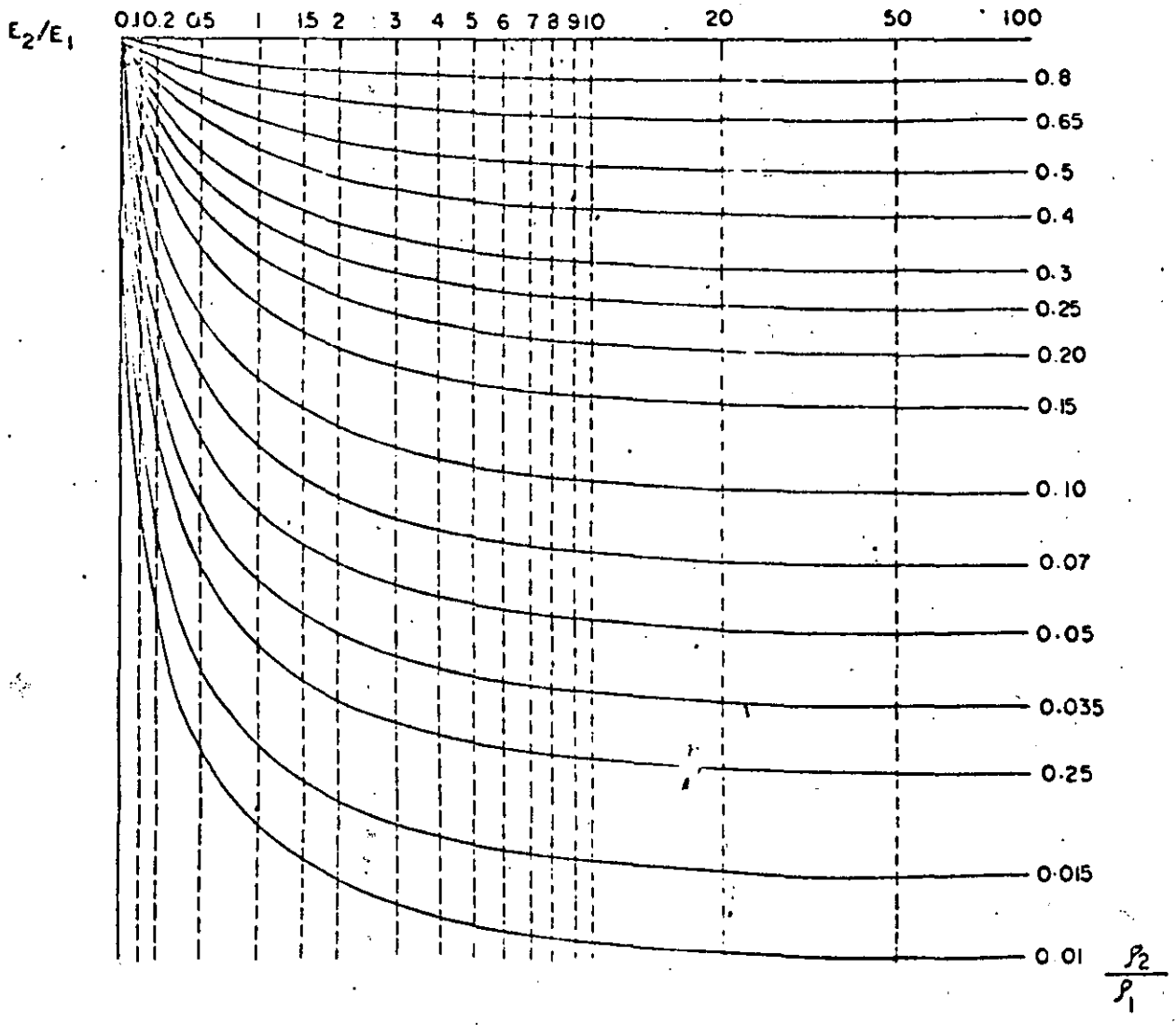
GRAFICA AUXILIAR 30

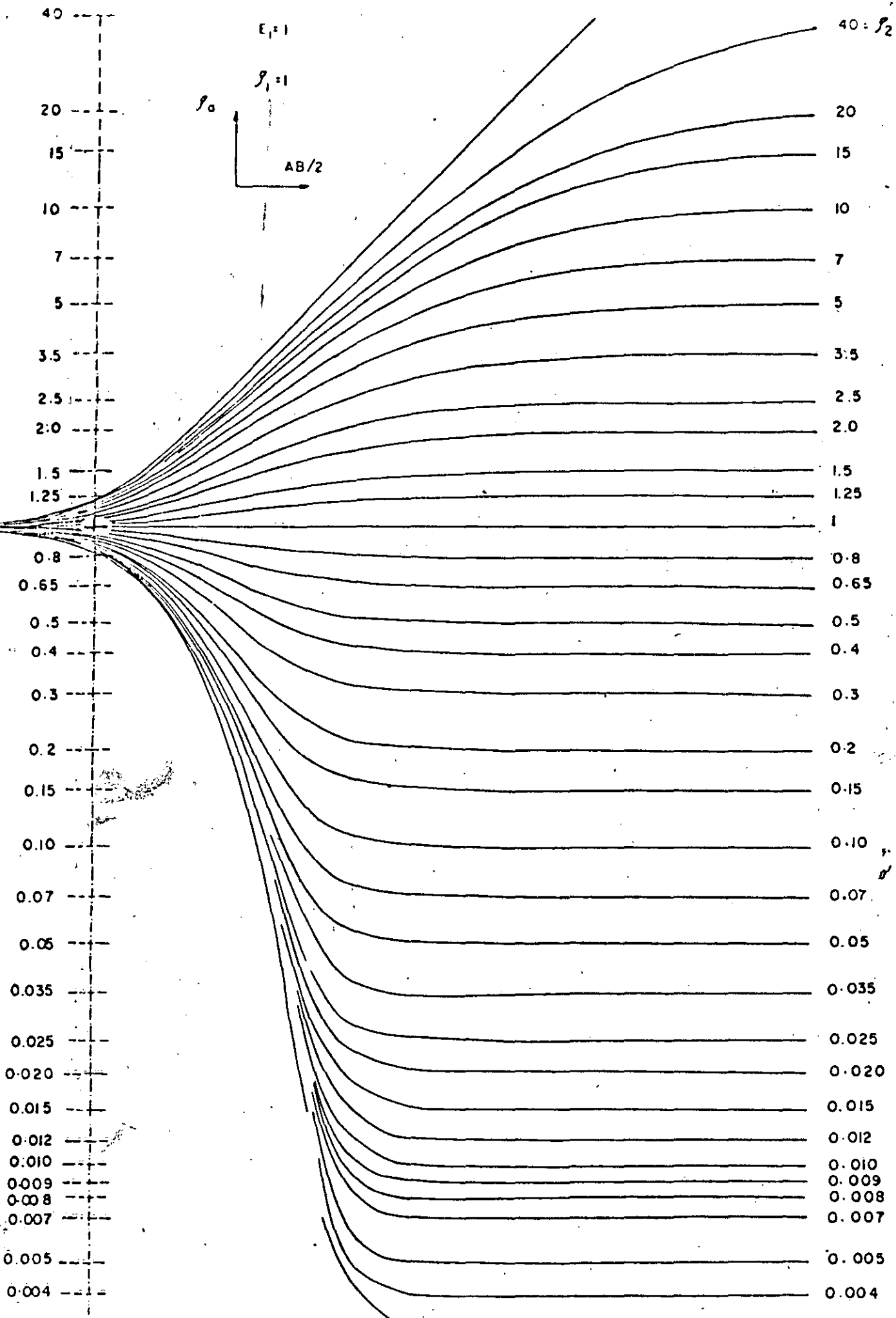
"TIPO - A"



GRAFICA AUXILIAR

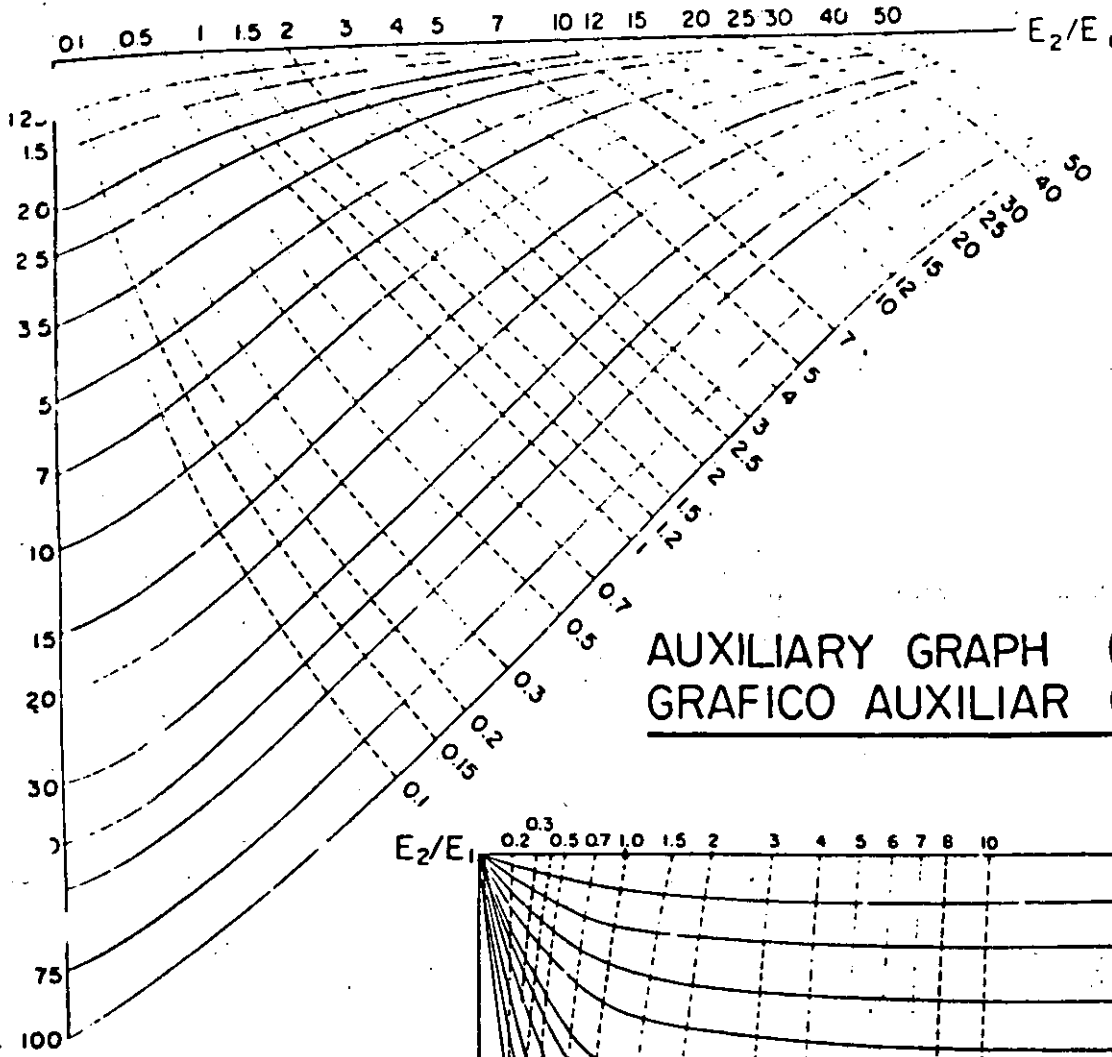
"TIPO-H"



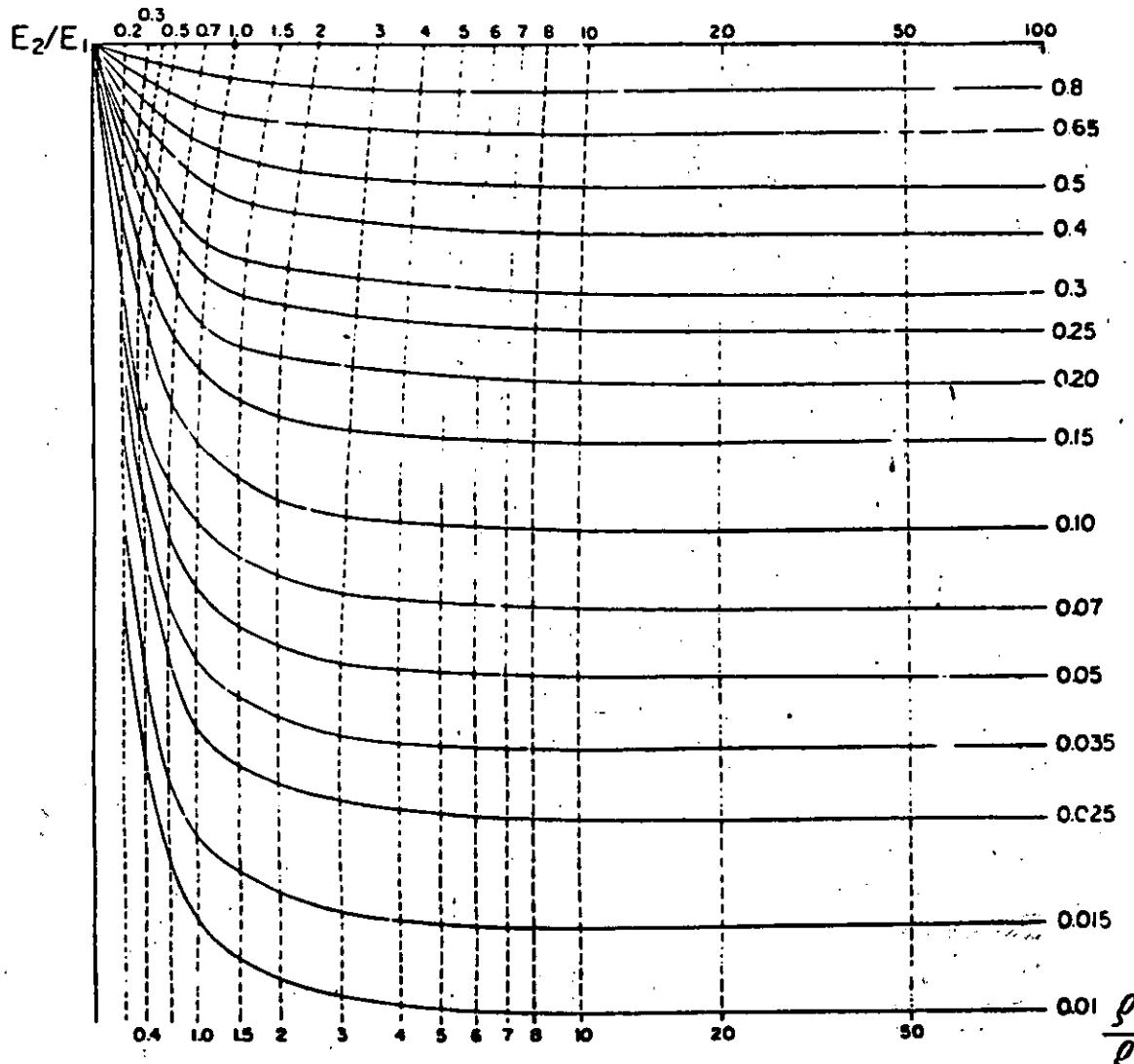


AUXILIARY GRAPH (K-TYPE)
 GRAFICO AUXILIAR (TIPO-K)

SHEET - A
 LAMINA - A



AUXILIARY GRAPH (Q-TYPE)
GRAFICO AUXILIAR (TIPO-Q)



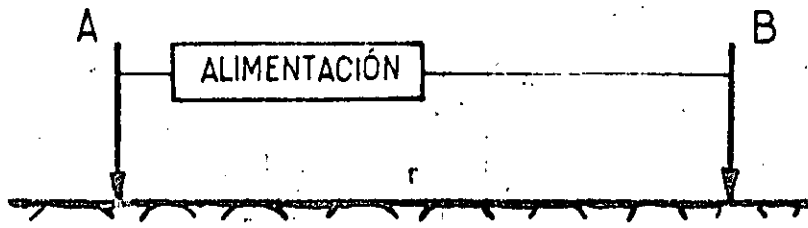


FIG. 1_III

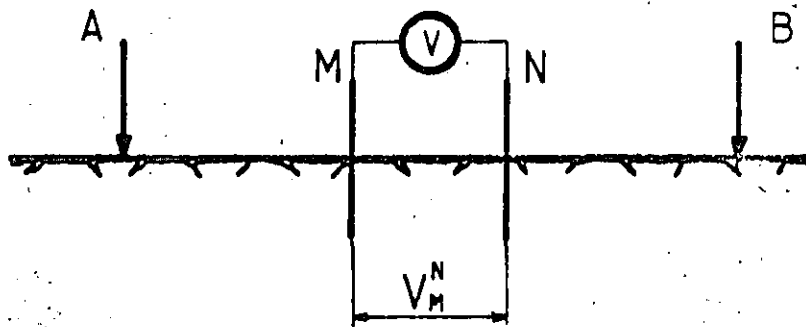


FIG. 2_III

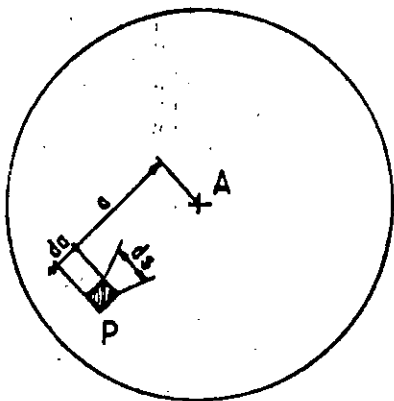


FIG. 3_III

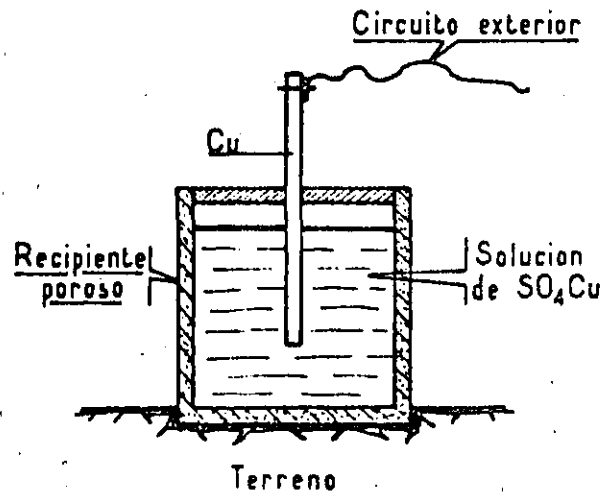


FIG. 4_III

La obtención de la expresión anterior se deduce de la forma siguiente:

Se supone un medio isótropo, homogéneo y un electrodo A conduciendo la corriente en este medio (ver fig. 3-III). En un punto P, se tiene un elemento del medio ds a una distancia a y da del punto A. Con a y $(a + da)$ se trazan dos esferas y suponemos ρ la resistividad del elemento del medio ds .

La caída de potencial en el elemento ds es:

$$-d u = \rho \cdot \frac{da}{ds} \cdot I$$

porque se emplea la ley de Ohm: $V = R I$, obteniendo R por la relación:

$$R = \rho \cdot \frac{L}{S}$$

Para la esfera de radio a , se obtiene:

$$-d u = \rho \cdot \frac{da}{4\pi \cdot a^2} \cdot I$$

$$V = \rho \cdot \frac{I}{4\pi \cdot a} + \text{Constante}$$

Como es solamente la semiesfera la que nos interesa, el potencial en el punto A es:

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi \cdot a} + \text{Constante.}$$

El campo eléctrico práctico presenta la forma de la figura 5-III, adjunta, donde las líneas equipotenciales son ortogonales a las líneas de corriente.

Cuando uno de los dos electrodos está ubicado en el infinito, el campo alrededor del otro electrodo toma la forma indicada en la figura 6-III.

El caso de la figura 7-III representa un campo plano. Para ello se colocan varios electrodos $A_1, A_2, A_3 \dots$ conectados entre sí, así como varios electrodos $B_1, B_2, B_3 \dots$

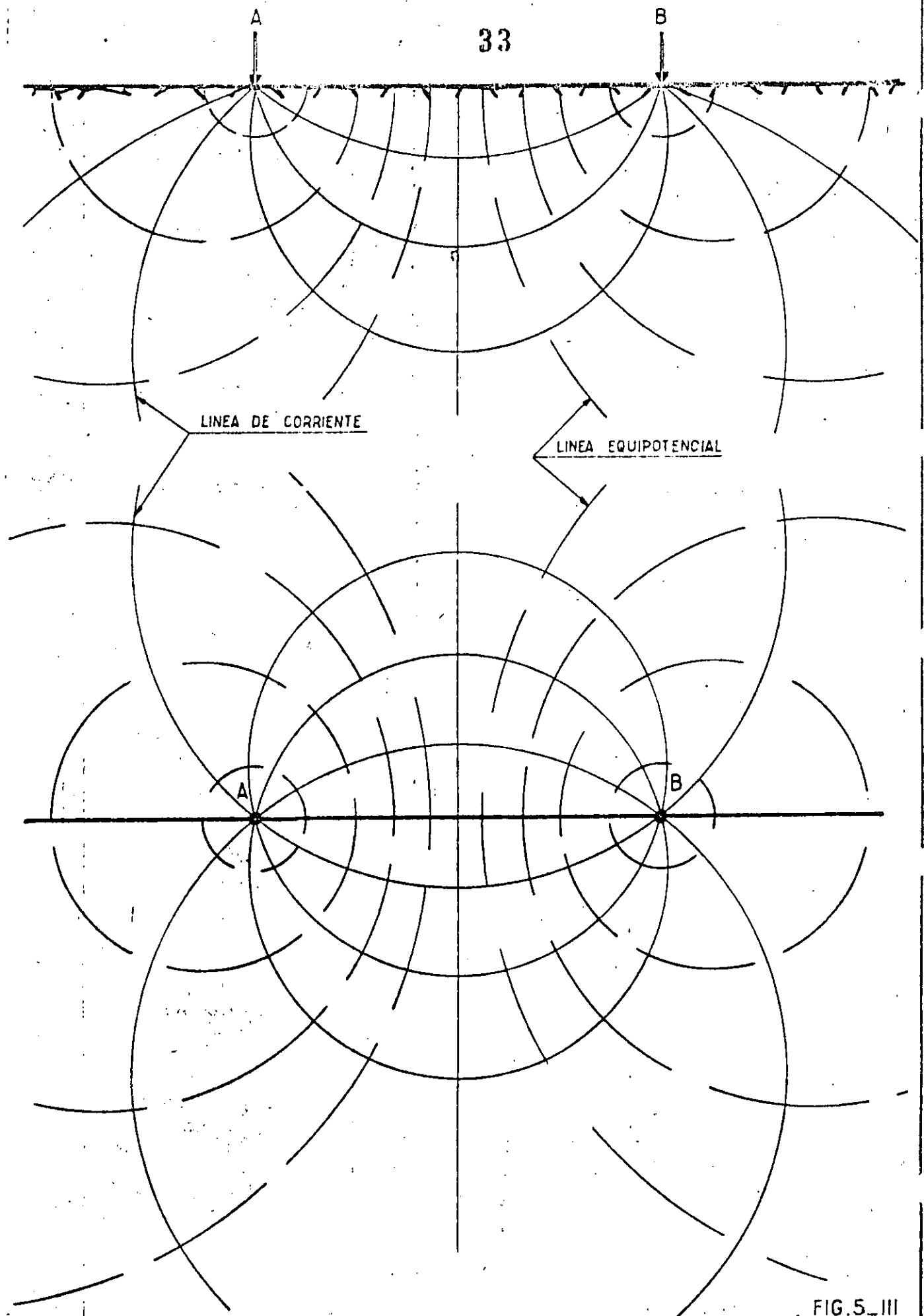


FIG. 5_III

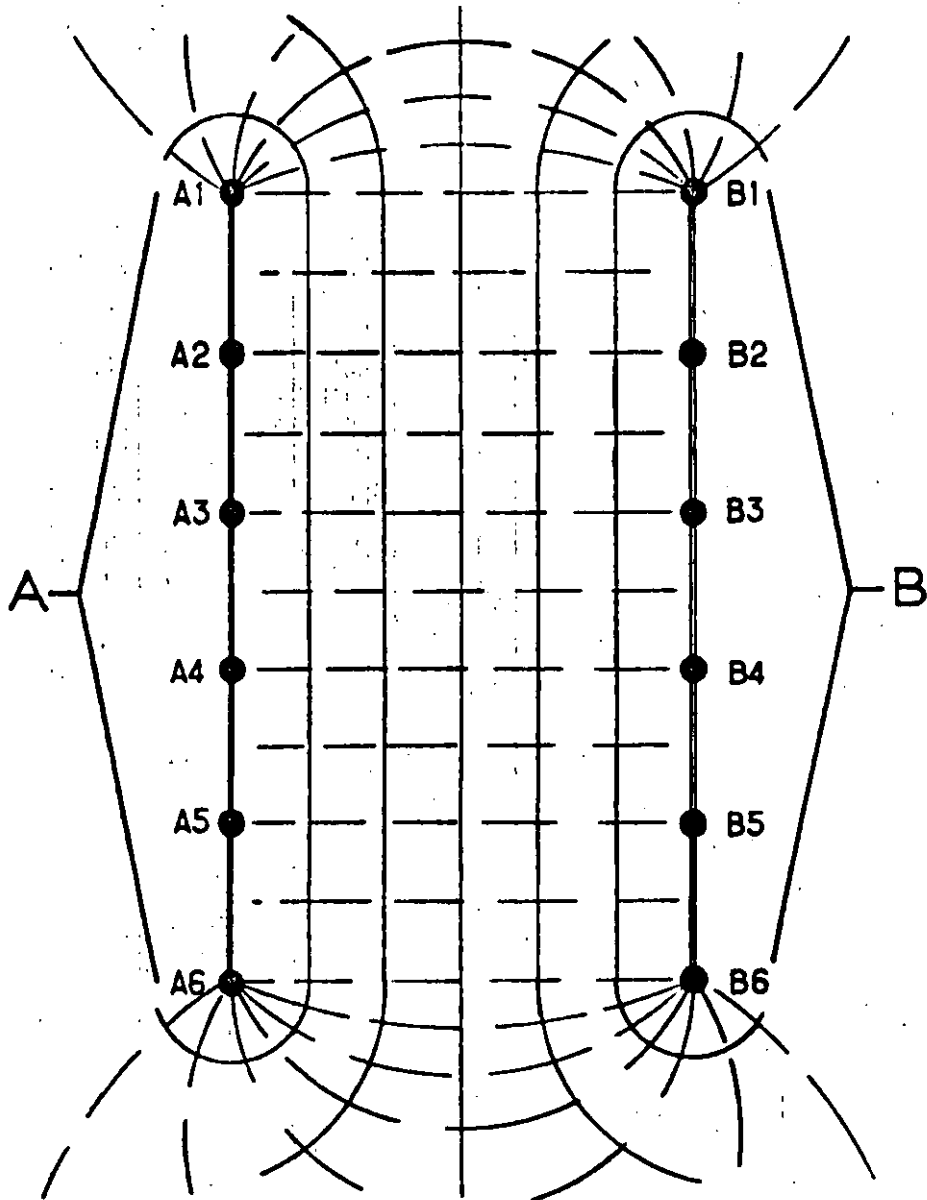
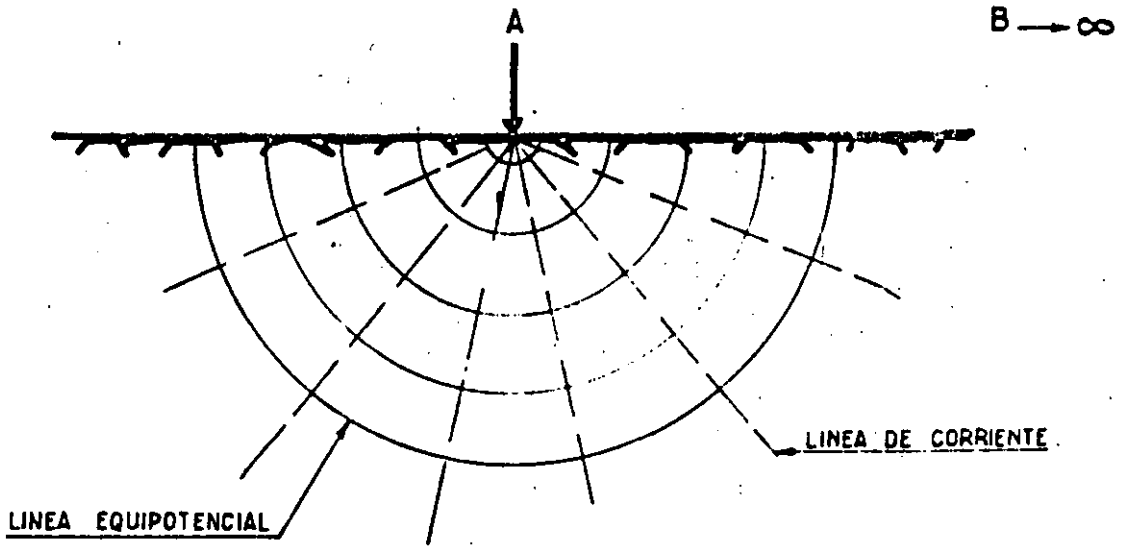


FIG. 7_III

En el interior del espacio AB, las líneas de corriente son paralelas entre sí y ocurre lo mismo para las líneas equipotenciales.

III-32) - Medidas de tensión:

a) Diferencia de potencial:

Consideramos dos electrodos A y B de envío de corriente. Hemos visto que a lo largo de AB existe una caída de potencial.

Coloquemos dos electrodos M y N en el espacio entre A y B (fig 2-III). La diferencia de potencial entre M y N es V_M^N . A este valor hay que añadir la tensión natural que existe en el suelo antes del paso de la corriente así como las tensiones que aparecieron al contacto de los electrodos M y N con el terreno. En realidad la diferencia de potencial entre M y N es:

$$V_M^N \text{ Total} = V_M^N + V_m + V_n + \sigma \text{ natural}$$

V_m y V_n son iguales y normalmente se equilibran. Su diferencia, pequeña, se anula con la tensión natural entre M y N.

Si se quiere medir la diferencia de potencial natural entre M y N, es necesario utilizar electrodos impolarizables, es decir tener:

$$V_m = V_n \text{ exactamente.}$$

b) Electrodos impolarizables: (ver fig 4-III)

Son unos recipientes porosos. El electrodo central, de cobre, está conectado en una extremidad al circuito exterior y la otra se encuentra en contacto con una solución de sulfato de cobre, cuya solución es la misma para M y N. Solamente la parte exterior del recipiente está en contacto con el terreno.

III-3-3) - Corrientes de alimentación:
(ver fig. 8-III)

Para poder medir en el suelo una diferencia de potencial, hace falta inyectar una corriente que la produzca.

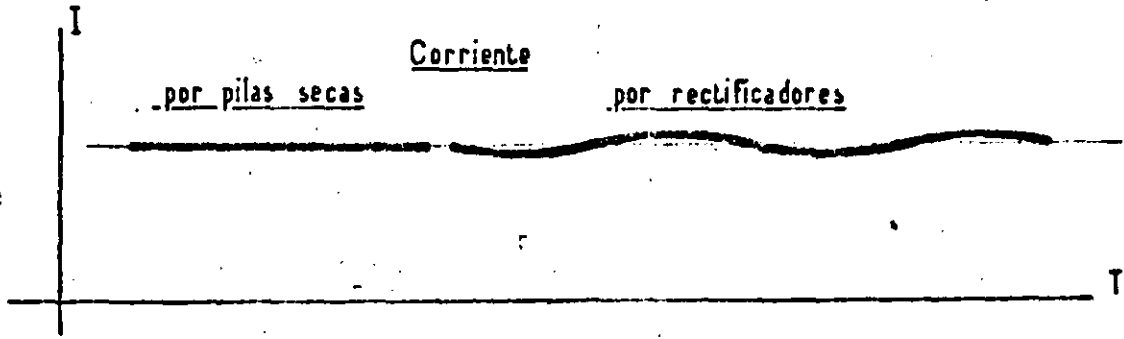
Existen distintos tipos de corriente..

Corriente

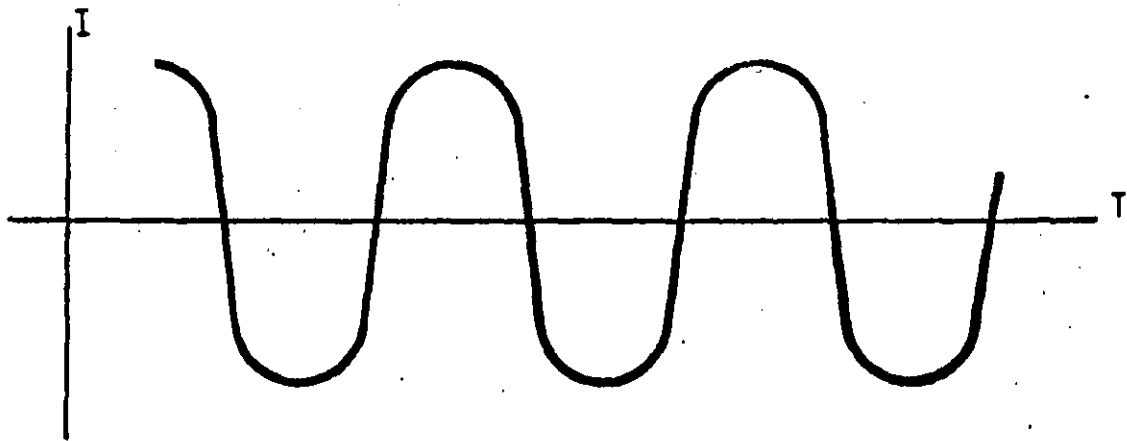
por pilas secas

por rectificadores

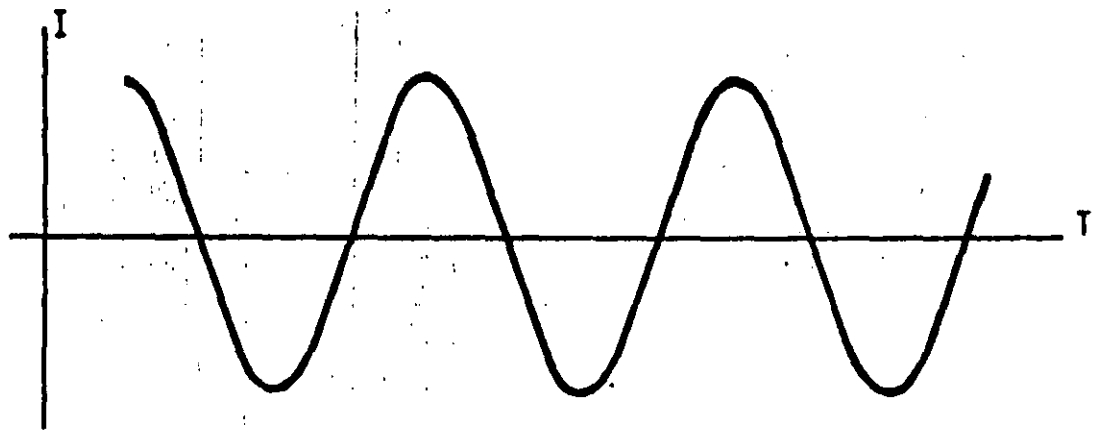
CONTINUA



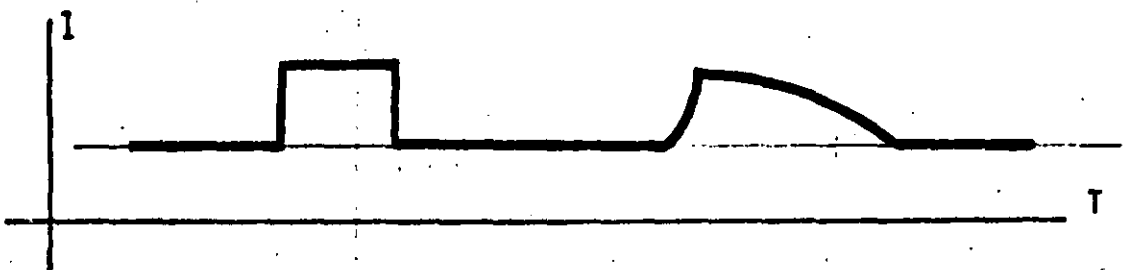
ALTERNA



SINUSOIDAL



IMPULSADA



TIPOS DE CORRIENTES EMPLEADAS EN ELECTRICA

FIG. 8_III

a) Corriente continua:

Sigue la ley de Ohm. Tiene polaridad (positivo y negativo). Se requiere un conexionado cuidadoso del aparato medidor. La intensidad se emite por medio de pilas secas, acumuladores o rectificadores.

Cuanto mejor es la calidad de un aparato tanto más sensible es a la mala calidad de la corriente medida.

b) Corriente alterna:

No sigue la ley de Ohm. La finalidad de usar este tipo de corriente es poder compensar automáticamente la polarización y las tensiones naturales. Tiene la particularidad de penetrar poco en profundidad a causa del efecto pelicular (skin effect).

Es conocido que la corriente alterna tiene tendencia a pasar solamente a la superficie de los conductores y penetrar muy poco en el interior de éstos. Cuanto más alta es la frecuencia empleada menos penetración tiene. Generalmente se incluye en el "Skin effect" toda modificación que impida el paso normal de la corriente en el subsuelo.

Actualmente, existe la tendencia de abandonar la prospección en corriente alterna para sustituirla por corriente continua para grandes profundidades.

Aunque presente muchas ventajas para la corrección automática de polarización, la consecuencia del "Skin Effect" reduce, más de lo que se supone, la profundidad de investigación.

c) Corriente sinusoidal:

Es una forma particular de la corriente alterna, sin deformación de onda. Se suele trabajar entre 25 y 400 Hertz. La teoría del campo eléctrico es idéntica a la de la corriente alterna con sus limitaciones en profundidad. Cuando se trabaja en alta frecuencia, la constante dieléctrica tiene importancia; eso obliga a aislar los circuitos de una manera especial (blindaje).

Si la corriente continua sigue fielmente la ley:

$$U = R.I$$

la corriente alterna o sinusoidal no tiene la misma variación porque en este caso la resistencia se cambia en impedencia y la ley de Ohm se expresaría:

$$U = Z \cdot I$$

$$\text{con: } Z = \sqrt{R^2 + \left(2\pi fL - \frac{1}{2\pi fC}\right)^2}$$

donde

- R = Resistencia pura del circuito
- f = frecuencia
- L = Coeficiente de self-inducción
- C = Capacidad del circuito.

d) Corriente impulsada:

A cambio de enviar una alternancia completa, sinusoidal o no, se emite una impulsión rectangular o más bien triangular en el terreno. La frecuencia de inyección es muy baja, pudiendo ser de 2 a 20 impulsiones por segundo por ejemplo.

III-4) Profundidad de penetración de la corriente alterna:

Si J_0 es la corriente alterna inyectada en el terreno e J_p la intensidad de la corriente en la profundidad P, tenemos:

$$J_p = J_0 \cdot e^{-x} \cdot \text{Sen } \theta$$

donde:

$$x = -\frac{2\pi P}{c} \sqrt{\frac{\mu \cdot f}{\rho}}$$

$$\theta = \left(2\pi P \cdot t - \frac{2\pi P}{c} \sqrt{\frac{\mu \cdot f}{\rho}}\right)$$

- con:
- P = profundidad
 - c = velocidad de la luz
 - f = frecuencia
 - ρ = resistividad
 - μ = permeabilidad.

Se llama profundidad de penetración de la corriente la profundidad donde la corriente alcanza el valor $\frac{J}{e}$

$$J_r = \frac{J}{e} r$$

En este caso la profundidad P es igual a:

$$P = \frac{C}{2\pi} \cdot \sqrt{\frac{\rho}{f}}$$

III-5) Empleo de la corriente alterna en prospección.

El empleo de la corriente alterna parece bastante seductor a -- primera vista. En efecto, elimina la acción de diferentes corrientes parásitas que circulan en el suelo como:

- Corrientes telúricas
- Corriente debida a la polarización espontánea.
- Corrientes vagabundos (líneas-transporte)

La corriente alterna suprime igualmente los efectos de la polarización de los electrodos. Se puede medir diferencia de potencial muy pequeña y amplificarla.

Sin embargo, el uso de la corriente alterna tiene dos condiciones restrictivas:

- a) La densidad de la corriente decrece muy rapidamente con la profundidad.
- b) Los fenómenos de polarización no son rectos (elipse de polarización).

III-6) Efecto de pantalla electromagnética: ("Skin effect")

En el interior de un circuito supra-conductor, el flujo, y en consecuencia la inducción en cada punto, no varía cuando se acerca o se aleja un imán a dicho circuito. Ningún campo magnético puede penetrar al interior de un circuito supra-conductor.

Consideramos un bloque metálico supra conductor. Acerquemosle un imán. la resistividad del bloque siendo nula y las corrientes de ---

Foucault (1) no pudiendo tomar un valor infinito, es necesario que dichas corrientes se opongan ellas mismas enteramente a la variación de flujo que tiende a producir en el bloque.

La experiencia enseña, en efecto, que ningún campo magnético puede penetrar en el interior de un supra-conductor.

Quando a un supra-conductor se le acerca un imán, dicho supra-conductor se envuelve en una capa muy delgada de corrientes, manteniendo el campo en el interior rigurosamente nulo.

El supra-conductor frente a un campo magnético realiza una -- pantalla electromagnética perfecta. Fenómenos similares aparecen en los conductores ordinarios, cuando el campo magnético varía lo bastante aprisa para que los efectos de la resistividad sean nulos. Un campo magnético alterno no puede penetrar en un bloque de cobre o de hierro y aún menos cuanto más elevada es la frecuencia.

Quando la capa de corrientes inducidas (capa explicando el efecto de pantalla) es, un supra conductor, infinitamente delgada (del orden de las dimensiones atómicas, igual que la capa de electricidad en los cuerpos electrizados), en los conductores corrientes, tiene un espesor determinado, tanto mas chico cuanto que:

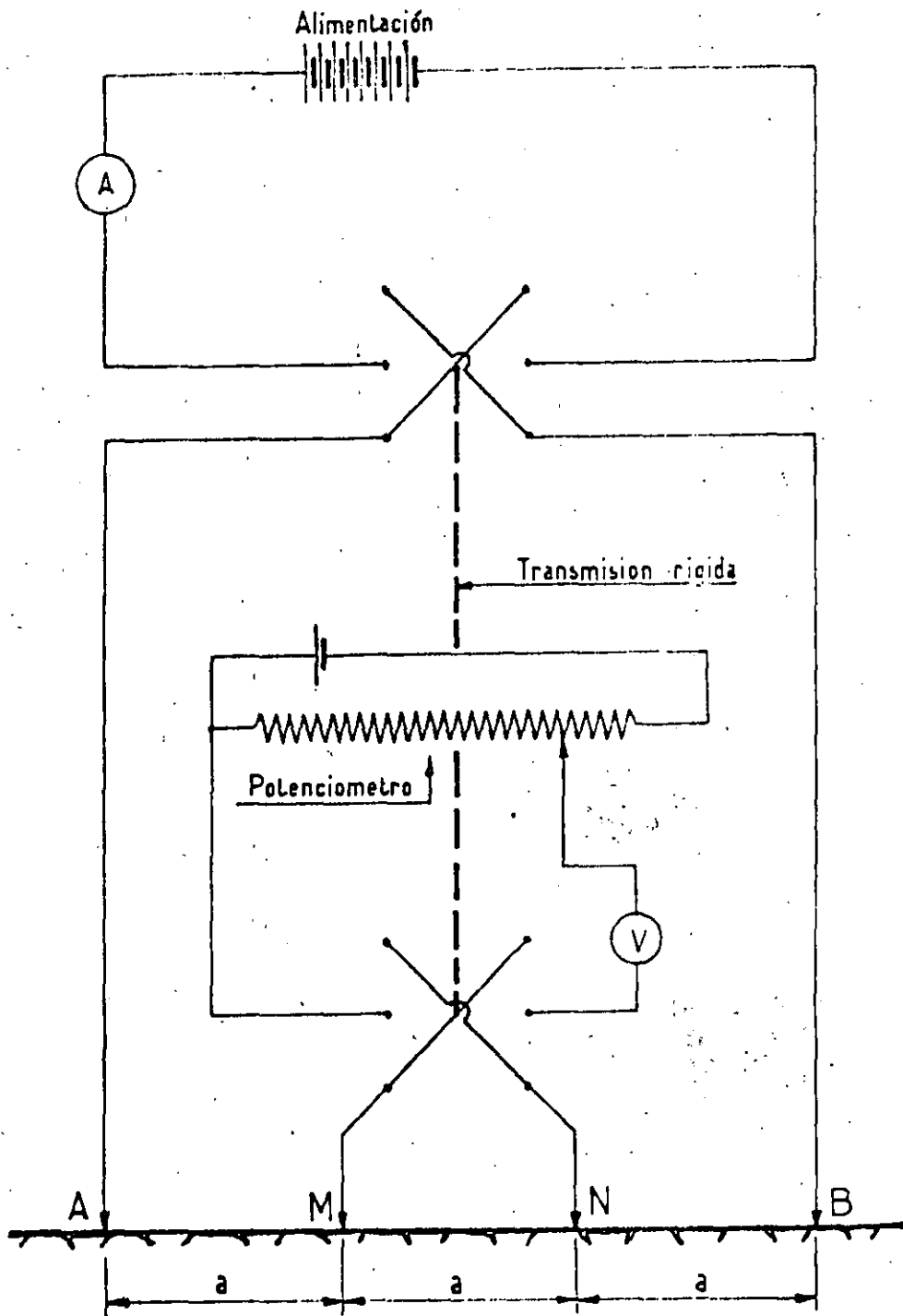
- La resistividad es más pequeña.
- La frecuencia es más grande.

Esta organización en capa superficial de las corrientes de Foucault inducidas en las masas conductoras sometidas a unos campos variables es llamada efecto de piel o efecto pelicular. Evidentemente, a medida que la corriente penetra en el conductor, ésta y el campo magnético van decreciendo. Se demuestra que descrecen según una ley exponencial.

III-7) Aparatos empleados:

En prospección eléctrica, existen dos grupos de aparatos: los de corriente continua y los de corriente alterna

(1) Sobre las corrientes de Foucault; Ley de Lenz: La fuerza electro-motriz que nace en un circuito cerrado tiende a oponerse a la variación de flujo que la produce como consecuencia a la causa de esta variación.



APARATO de GISH y ROONEY

III-7-1) Aparatos para corriente continua:

Son generalmente del tipo potenciométrico o puente. El esquema de principio está representado en la fig. 10-III.

El circuito de intensidad comprende dos electrodos A y B, una serie de pilas secas (o un rectificador), un miliamperímetro y un interruptor de paso de la corriente.

El circuito de tensión es en realidad doble. El primero, colocado en serie únicamente con el galvanómetro (fig. 11 a -III) está destinado a eliminar la influencia de la polarización del terreno a fin de dejar la zona de medida eléctricamente neutra. El segundo (fig. 11 b-III) sirve para equilibrar la diferencia de potencial existente entre M y N por medio del circuito $R_2 - r_2$, una vez establecida la corriente en el suelo entre los electrodos A y B. Como la polarización es variable, es indispensable volver a repetir varias veces la corrección de polarización a fin de tener la seguridad de medir realmente la diferencia de potencial existente entre M y N.

Todos los aparatos medidores en corriente continua tienen más o menos el mismo proceso de medida. Unos usan el aparato potenciométrico como Schlumberger, otros usan el puente tipo electrómetro como M. F. Bollo, entre otros.

III-7-2) Aparatos para corriente alterna:

(ver fig. 12-III)

Como en el caso anterior, existen dos circuitos. En el circuito de envío de corriente (A B) se encuentran un miliamperímetro A, una self-inducción I variable, un transformador T que produce al potenciómetro una tensión de referencia.

En el circuito medidor de diferencia de potencial se encuentran un milivolúmetro V, una resistencia calibrada S y un galvanómetro (o altavoz u osciloscopio) como corrector de cero.

Obsérvese que como la polarización tiene una corrección automática, el circuito de la fig 11 a - III no existe en este tipo de aparato.

III-7-3) Aparato Gish y Rooney.

(ver fig 9-III)

Fué en 1925 cuando Gish y Rooney usaron este tipo de aparato(1)

(1) Ver Le Courant continu por P. LASFARGES - PARIS 1957

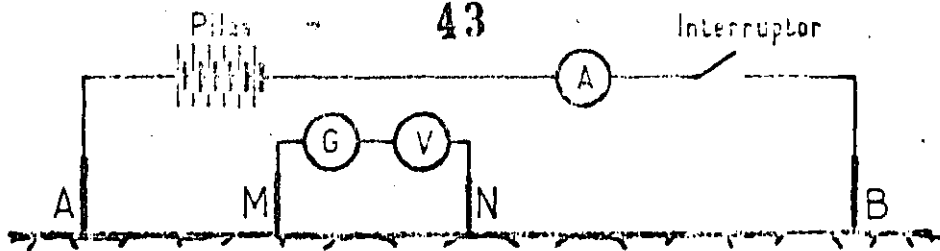


FIG. 10-III

ESQUEMA DE PRINCIPIO

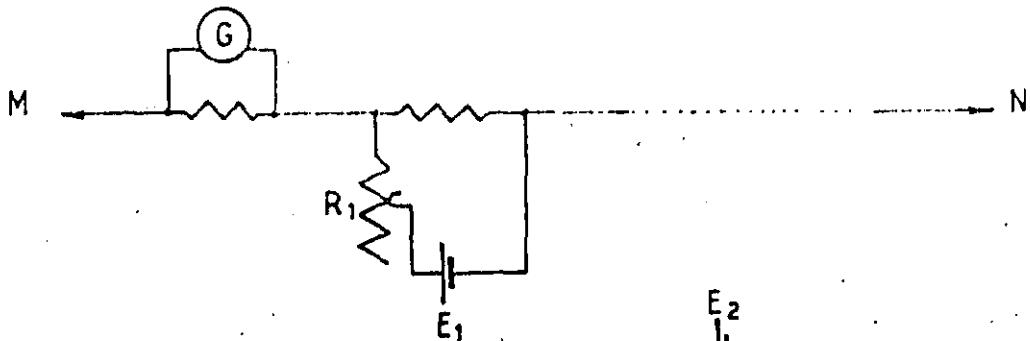


FIG. 11a-III

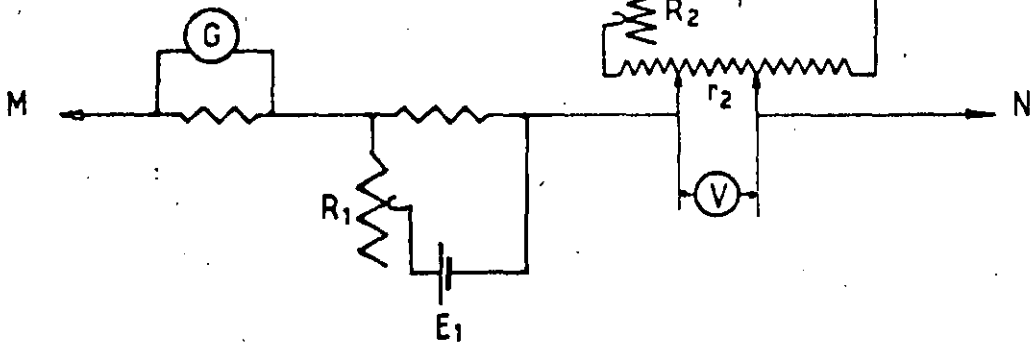


FIG. 11b-I

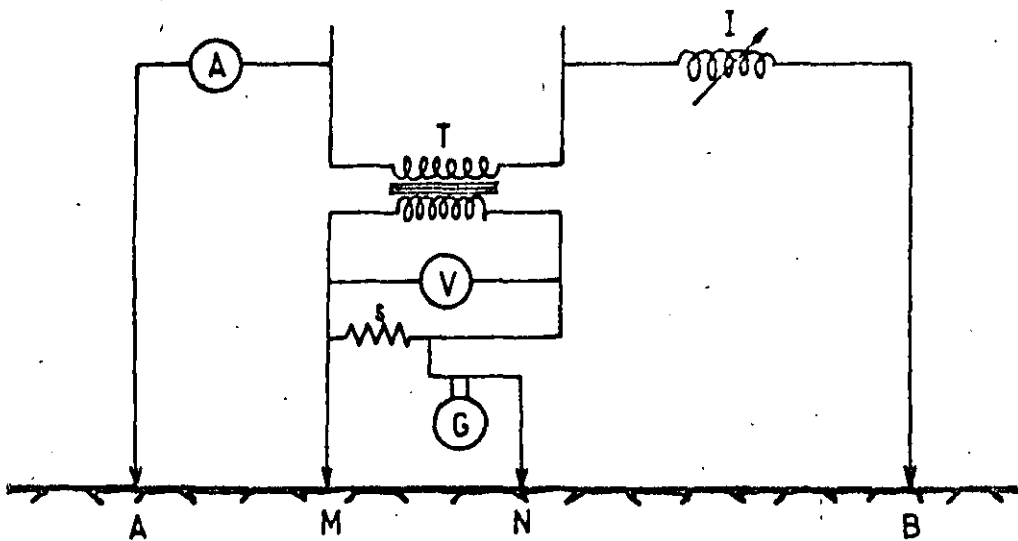


FIG. 12-III

para unos estudios sobre la electricidad terrestre en el Cornegie Institute de Washington y fué en esta época cuando pudieron mostrar los resultados obtenidos sobre la relación entre el espaciamento de los -- electrodos y la profundidad de penetración de la corriente.

Este aparato tiene la particularidad de emplear corriente continua y funcionar como aparato de corriente alterna, desde el punto de vista de la polarización. A través de la transmisión rígida se hacía una inversión de la polaridad del circuito de 30 a 40 veces por segundo. De esta manera no tenía que corregir la polarización.

III-8) Efecto del electrodo sobre las medidas.

Ollendorf, para un electrodo circular de sección πa^2 y una longitud ℓ , da la fórmula siguiente:

$$U = I \cdot \frac{\rho \cdot \log_e \frac{2\ell}{a}}{2 \pi \cdot \ell}$$

donde la resistencia de contacto terreno-electrodo es:

$$R = \frac{\rho \cdot \log_e \frac{2\ell}{a}}{2 \pi \ell}$$

para un electrodo de $\ell = 0,50$ m y $\phi = 25$ mm. tenemos:

$$R = 1,2 \times \rho \text{ } (\Omega)$$

como la potencia disipada es: $P = R \cdot I^2$
con $\rho = 1000 \text{ } \Omega / \text{m}^2 / \text{m}$
 $I = 1$ Amperio.

tenemos $R = 1,200 \text{ } \Omega$ y $P = 1,200$ watts

Esta potencia calienta el suelo inmediato a la toma de tierra y hay riesgo de tener una cierta evaporación del agua del suelo alrededor del electrodo y en consecuencia viene el aumento de resistividad.

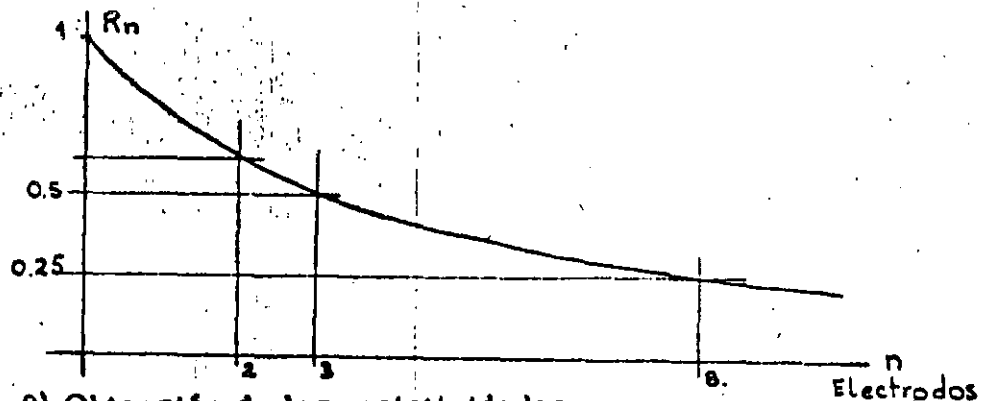
Para disminuir este efecto de potencia perdida, se puede influir según dos maneras:

a) Disminuir la resistividad alrededor del electrodo:

Para ello, es necesario alcanzar la capa húmeda (zonas templadas) o clavar los electrodos hasta pasar la capa aislante superficial (zonas desérticas). También hechar una solución de cloruro de Sodio o bien -- de sulfato de cobre.

b) Multiplicar las tomas de tierra:

Multiplicando los electrodos, la resistencia varía en función inversa a la cantidad de electrodos



III-9) Obtención de las resistividades.

Se vió que el potencial en el punto P es dado por la relación:

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2 \pi} \cdot \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{a'} \right)$$

Como indicado en el párrafo III-3-1. Se considera un tetrapolo como el de la figura 10-III. Se denomina a_1 el espacio entre los electrodos A y M; a_2 entre M y N; a_3 entre N y B. El coeficiente K será obtenido aplicando la relación anterior (ver fig. 13-III)

$$\frac{1}{k} = \frac{1}{a_1} + \frac{1}{a_3} - \left(\frac{1}{a_1 + a_2} + \frac{1}{a_2 + a_3} \right)$$

La expresión general para la obtención de la resistividad es:

$$\rho = 2 \pi \cdot k \cdot \frac{V}{I}$$

Existen varios casos particulares para la colocación del cuadrípulo AM NB.

Dispositivo Wenner:

En este dispositivo, los cuatro electrodos se colocan equidistantes, de manera que se obtenga $a_1 = a_2 = a_3 = a$. En este caso la resistividad es:

$$\rho = 2 \pi \cdot a \cdot \frac{V}{I}$$

Dispositivo Mallet:

Cuando uno de los dos electrodos de envío de corriente está ubicado en el infinito, la resistividad se obtiene por:

$$\rho = 4 \pi \cdot a \cdot \frac{V}{I}$$

Dispositivo Schlumberger:

En este caso las distancias a_1 y a_3 son iguales y muy grandes en comparación de a_2 . La resistividad viene dada por:

$$\rho = \frac{a(a+a_2)}{2a_2} \cdot \frac{V}{I} \cdot \pi$$

Dispositivo Lee:

Cuando se está haciendo una prospección eléctrica donde se pretende localizar contactos verticales o subverticales, se emplea el sistema con electrodo central. Es idéntico al Wenner, pero se obtienen tres medidas de diferencia de potencial MP, PN y MN. En este caso, la resistividad en el espacio MP o PN viene dada por la expresión:

$$\rho = 4 \pi \cdot a \cdot \frac{V}{I}$$

Observaciones:

En realidad existen muchas posibilidades de colocación del tetrapolo, pero todas las variantes posibles se encuentran en los casos anteriores.

- Estando realizada una medida entre M y N a partir de A B, se vuelve a medir la diferencia de potencial entre A B, enviando la corriente a los electrodos M y N, obteniéndose la misma medida.

Es el teorema de reciprocidad.

- La resistividad " ρ " equivale a 1 Ω . m² . m, cuando un prisma de 1 metro de longitud y de 1 metro cuadrado de sección mide un ohmio.

- Generalmente las unidades empleadas en eléctrica se resumen de la manera siguiente:

- la diferencia de potencial en milivoltios
- la intensidad en miliamperios
- la longitud en metros.
- la resistividad en Ω / m²/m.

III - 1o) Método por Caída de potencial: (1)

Se considera el dispositivo de la fig 14 a - III, donde los electrodos de corriente son A B y los electrodos de tensión M, P y N.

La expresión básica es la misma que la empleada anteriormente.

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi r}$$

El potencial en M y P será:

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_M} - \frac{1}{\sqrt{r_M^2 + L^2}} \right)$$

$$V_P = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_P} - \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} \right)$$

De la misma manera se tendría en N:

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_N} - \frac{1}{\sqrt{r_N^2 + L^2}} \right)$$

La caída de potencial entre M y P es:

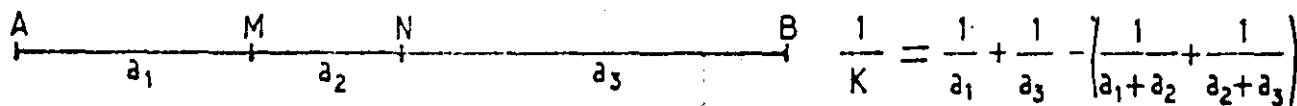
$$V_{MP} = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{r_M} - \frac{1}{r_P} - \left(\frac{1}{\sqrt{r_M^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} \right) \right]$$

La caída de potencial entre P y N es:

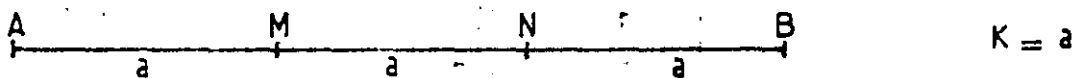
$$V_{PN} = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{r_P} - \frac{1}{r_N} - \left(\frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_N^2 + L^2}} \right) \right]$$

(1) ver: Geofísica eléctrica - Ing. Alfonso de la O. Carreño - México D.F., 1957.

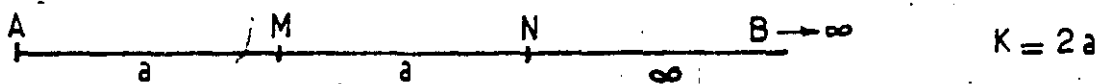
Dispositivo general $a_1 \neq a_2 \neq a_3$



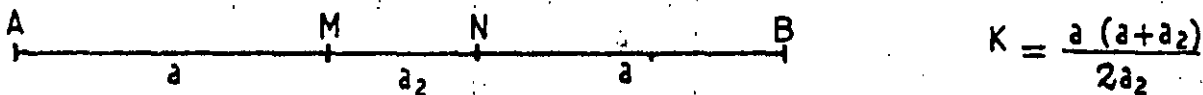
Dispositivo Wenner $a = a_1 = a_2 = a_3$



Dispositivo Maillet $a_1 = a_2 = a$ $a_3 = \infty$



Dispositivo Schlumberger $a_1 = a_3 = a$ $a_2 \ll a$



Dispositivo Lee $a_1 = a_2$ (entre M y N) $= a_3 = a$

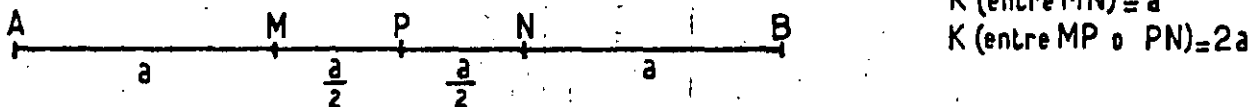


FIG. 14a_III

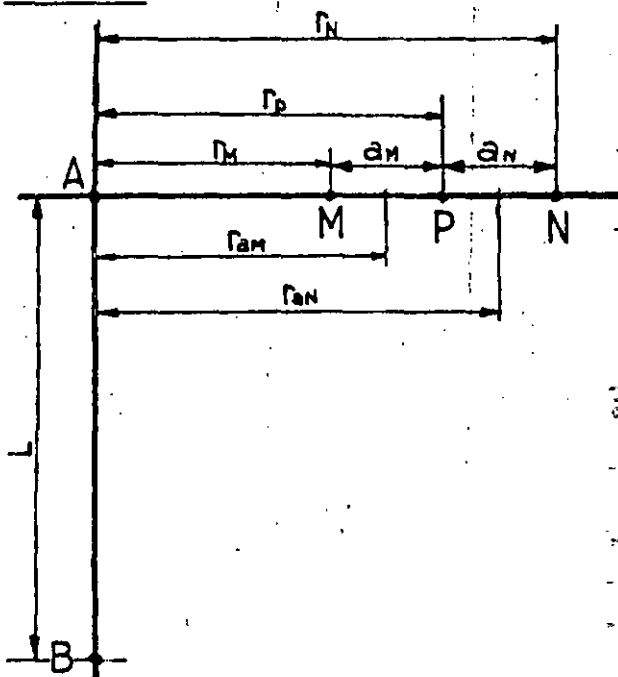
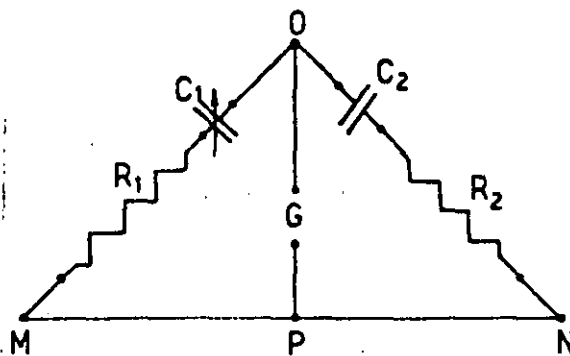


FIG. 14b_III



La relación entre V_{MP} y V_{PN} es:

$$\frac{V_{MP}}{V_{PN}} = \frac{r_N \left[r_P - r_M + r_P \cdot r_M \left(\frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_M^2 + L^2}} \right) \right]}{r_M \left[r_N - r_P + r_N \cdot r_P \left(\frac{1}{\sqrt{r_N^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} \right) \right]}$$

En la práctica el electrodo B puede ser considerado al infinito, en este caso:

$$\frac{V_{MP}}{V_{PN}} = \frac{r_N (r_P - r_M)}{r_M (r_N - r_P)}$$

y la resistividad puede expresarse:

$$\rho = 2\pi \cdot \frac{r_M \cdot r_P}{r_P - r_M} \cdot \frac{V_{MP}}{I} = 2\pi \cdot \frac{r_N \cdot r_P}{r_N - r_P} \cdot \frac{V_{PN}}{I}$$

Conviene expresar la resistividad en función de las distancias entre M y P o P y N.

$$r_M = r_{aM} - \frac{a_M}{2} \quad ; \quad r_P = r_{aM} + \frac{a_M}{2}$$

$$r_N = r_{aN} + \frac{a_N}{2} \quad ; \quad r_P = r_{aN} - \frac{a_N}{2}$$

En este caso la nueva expresión de la resistividad es:

$$\rho = 2\pi \cdot a_M \left[\left(\frac{r_{aM}}{a_M} \right)^2 - \frac{1}{4} \right] \cdot \frac{V_{MP}}{I}$$

Si llamamos \underline{r} la distancia media para cualquier espacio o separación y \underline{V} la caída de potencial correspondiente, la resistividad tendrá la relación siguiente:

$$\rho = 2\pi \cdot a \cdot \left[\left(\frac{r}{a} \right)^2 - \frac{1}{4} \right] \cdot \frac{V}{I}$$

La fig. 14 b-III indica el esquema de principio del aparato correspondiente.

La ventaja de este método es dar para las formaciones verticales, sobre todo de poco espesor, indicaciones más precisas que el método de resistividad.

En condiciones favorables, poner en evidencia una relación más inmediata utilizable entre las formaciones sub-horizontales y los espesores de ellos.

Mide no diferencias de potenciales (siempre pequeñas) pero sí coeficientes de caída de potencial susceptibles de variaciones importantes.

El inconveniente mayor del método R C P está en las anomalías "parasitas" debidas a las heterogeneidades puramente locales de los conductores de superficie. Estas últimas anomalías resultan difíciles de eliminar y existe el riesgo de que bajo las mismas se enmascaren -- las producidas por variaciones importantes a mayor profundidad de investigación.

CAPITULO IV:

INTERPRETACION DE RESULTADOS

La Base sobre la que se ha de apoyar la interpretación es variable, de acuerdo con el método utilizado.

Para la obtención de mapas de potencial, se trabaja con intensidad constante y se mide la diferencia de potencial entre dos estaciones. Se repite la operación hasta cubrir el área que se pretende estudiar. Si varía la intensidad, se compensa proporcionalmente la medida de potencial.

En el método de las resistividades, se mide la intensidad así como la diferencia de potencial y se calcula la resistividad.

En el método de caída de potencial (R.C.P.) se mide el cociente de los potenciales medidos en el terreno en una dirección normal a la emisión de corriente.

En el método de polarización espontánea, se aprovecha la propiedad que tienen algunos elementos del subsuelo de emitir una corriente eléctrica en el suelo y dar una diferencia de potencial natural que se mide.

En el método de polarización inducida, se utiliza la propiedad que tienen unos elementos del subsuelo, de restituir algo de energía, después de haber interrumpido una corriente inyectada desde la superficie o de absorberla al establecerla. Este efecto puede ser físico (inductivo), o químico (electroquímico).

1) PROCESO DE INTERPRETACION

Después de haber realizado las medidas en el campo, se trazan los diagramas correspondientes y se inicia un análisis bajo dos criterios:

- a) - Cualitativo
- b) - Cuantitativo

a) Método de mapas de potencial:

La interpretación de las líneas equipotenciales es casi siempre cualitativa. La geología local y la experiencia del operador son de gran importancia.

a-1) Interpretación cualitativa:

Las equipotenciales se interpretan:

- Por el estudio de sus distorsiones que permiten trazar los ejes de las zonas conductoras y dan una idea sobre la forma y disposición en planta de los conductores.
- Por el estudio de las desviaciones sistemáticas semejantes a refracciones del campo potencial que traducen la presencia de un contacto de 2 terrenos de resistividad diferente.

De una manera general este método no es adecuado para de terminar la profundidad de los elementos que originan las anomalías sino su disposición en planta.

No obstante se debe hacer notar que:

- Los conductores que se encuentran cerca de la superficie dan anomalías muy acusadas pero de poca extensión.
- Los conductores que se encuentran a más profundidad -- dan anomalías menos acusadas pero de más extensión.

a-2) Perturbación del potencial en corriente continua

Masa conductora: (Fig. A)

Consideramos el caso en que existe en el subsuelo una masa más conductora que el medio que la rodea.

Las líneas de corriente que son paralelas en terreno homogéneo, tienen tendencia a concentrarse en la masa conductora. Resulta que las superficies y curvas equipotenciales tienen una deformación o distorsión característica.

Las equipotenciales tenderán a circunvalar un área que tendrá en líneas generales una forma envolvente, de la masa conductora sobre la superficie del suelo.

B) - Masa resistente (Fig. B)

Inversamente de lo que se ha obtenido para una masa conductora, las líneas de corriente se desvían de dicha masa y tienen tendencia a separarse de ella.

En este caso, las superficies o curvas equipotenciales presentan una distorsión según el esquema adjunto.

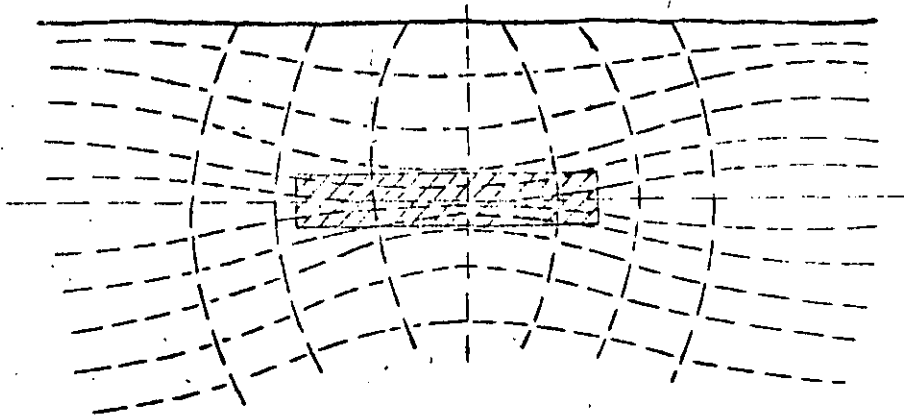


Fig. A

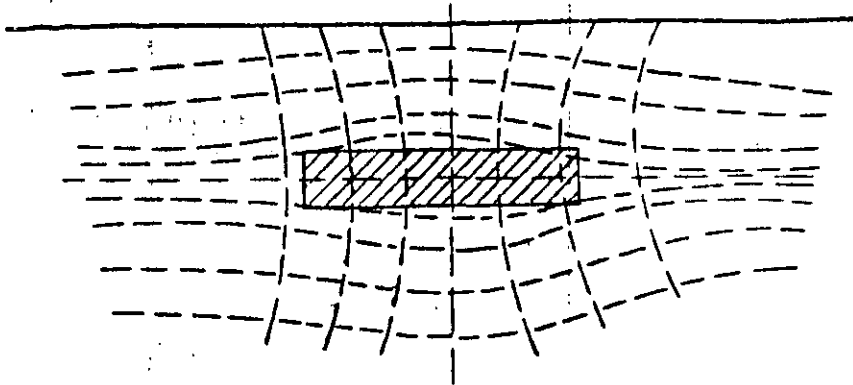


Fig. B

NOTA:

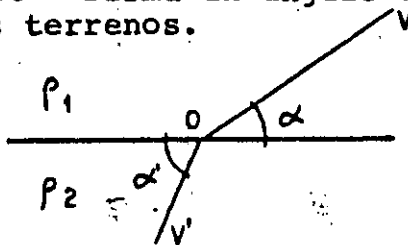
Las cavidades en rocas (por ejemplo una caliza kárstica) pueden localizarse por el método de potencial. Una cavidad de be traducirse, en eléctrica, como un cuerpo resistente si está vacía, llena de aire, mientras que puede ser conductora excepcionalmente, si está llena de arcilla o agua salada.

Contacto de dos terrenos:

Al contacto de dos terrenos de resistividades ρ_1 y ρ_2 , una curva equipotencial se desvía en un ángulo que sigue la ley:

$$\rho_1: \operatorname{tg} \alpha = \rho_2 \cdot \operatorname{tg} \alpha'$$

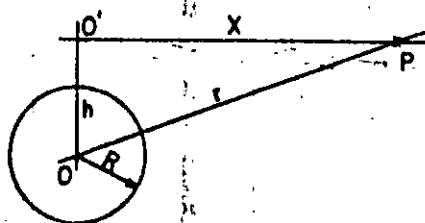
Esta desviación, aunque es un fenómeno físico totalmente distinto, recuerda en su aspecto la refracción óptica o sísmica. El valor máximo del ángulo ($\alpha' - \alpha$) se obtiene cuando la bisectriz del ángulo $\alpha + \alpha'$ firma un ángulo de 45° con el plano de contacto de los dos terrenos.



a-3) Interpretación cuantitativa:

En algunos casos, es posible efectuar una interpretación cuantitativa para conductores enterrados de forma relativamente simple.

Se tomará como ejemplo, el caso de un cuerpo conductor polarizado, geoméricamente asimilable a una esfera.



Se supone que esta esfera de centro O y de radio R sea atravesada por una corriente paralela al suelo en la dirección O'P. Bajo la acción de la corriente, la esfera se polariza y los efectos de la polarización pueden calcularse según la teoría de las imágenes eléctricas.

El potencial en un punto P es la suma algebraica:

- del potencial donde se deriva el campo eléctrico A sin perturbación.
- del potencial donde se deriva el campo eléctrico anormal debido a la esfera.

Distorsión de las equipotenciales:

Si la esfera no existiera, las líneas equipotenciales serían paralelas entre ellas. El potencial de una línea ubicada en X' sería $-AX'$.

La presencia de la esfera provoca un desplazamiento Δx de la equipotencial X' en X tal que

$$\Delta x = X' - X = C \cdot \frac{R^3 \cdot x}{r^3}$$

$$\Delta x \text{ es máximo para } x = \frac{h\sqrt{2}}{2} = 0,707 \cdot h$$

Todo lo anterior se aplica a todos los cuerpos conductores esféricos o cerca de la esfera. Para los cuerpos elípticos de excentricidad $E = \frac{a}{b}$, los resultados dependen esencialmente del ángulo del eje mayor de la elipse con la dirección del campo -- sin perturbación.

Líneas equipotenciales para terrenos estratificados:

Las formaciones estratificadas, horizontales, no permiten la aplicación del método de equipotenciales. En este caso se emplean los métodos de resistividades y R.C.P.

Cuando las formaciones no son horizontales, el método potencial da indicaciones sobre la dirección y el buzamiento de las capas, debido a la anisotropía de éstas.

Un elemento es eléctricamente isótropo cuando sus propiedades eléctricas son las mismas en todas las direcciones. Prácticamente pocos terrenos son isótropos.

Un suelo constituido por capas de resistividades diferentes, tiene una conductividad máxima en el sentido de las capas; no importa la naturaleza de estas capas.

Se llama coeficiente de anisotropía la relación entre las resistividades transversales y las resistividades longitudinales de una capa.

b) - Métodos de resistividades y caída de potencial (Fig. C)

En estos dos métodos se puede emplear el mismo criterio de interpretación cuando todo se traduce a resistividades.

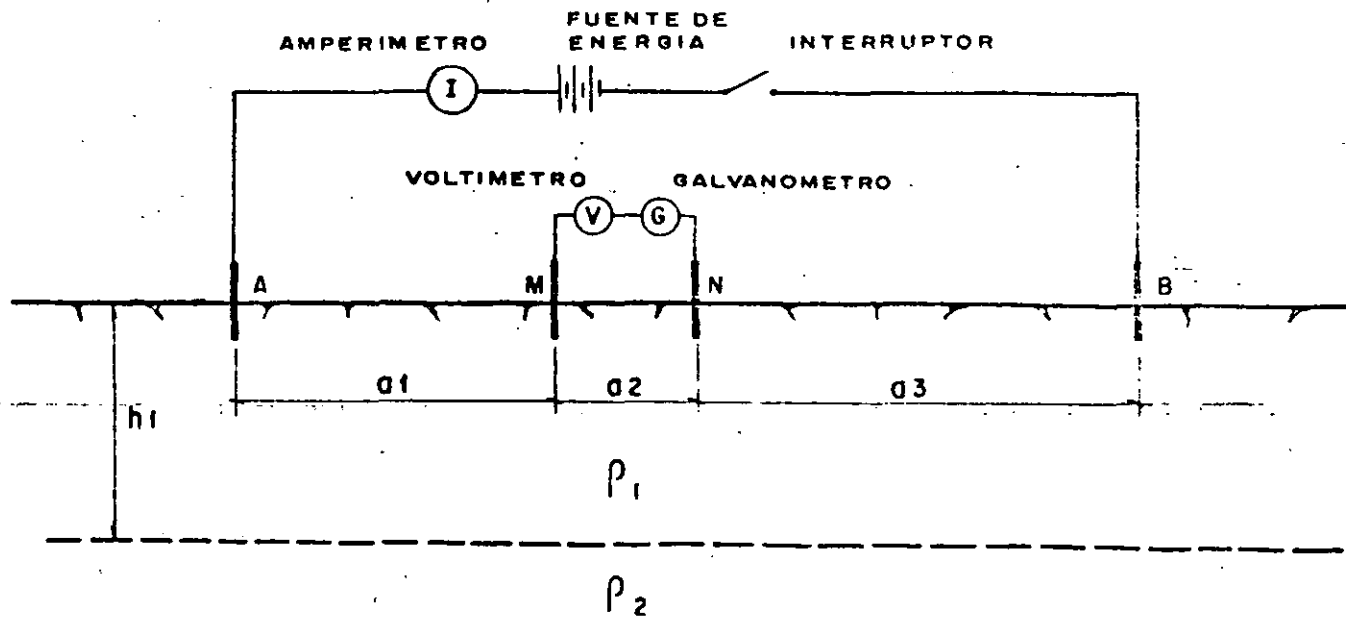


Fig. C

La resistividad ρ se calcula de manera que se obtenga el valor de forma tal que si el medio fuese homogéneo e isótropo, resultaría la medida obtenida en MN. Es por esta razón que ρ se denomina generalmente Resistividad aparente.

A continuación se da una idea del empleo del método para definir un contacto entre dos medios de resistividad diferente:

Cuando a es inferior a h_1 , la influencia de la resistividad ρ_2 es pequeña y los resultados difieren muy poco de ρ_1 . Cuando a se acerca y pasa a ser superior a h_1 , se obtienen valores de ρ (ρ_s) intermedios entre ρ_1 y ρ_2 . Cuando a pasa a ser muy grande en comparación de h_1 , este valor intermedio se acerca asintóticamente a ρ_2 .

Valor de la resistividad aparente

La resistividad aparente en un punto M, de un terreno estratificado horizontalmente, viene dada por la expresión:

$$\rho_a = \rho_1 (1 + 2r^2) \int_0^{\infty} \theta(\lambda) \cdot J_1(\lambda r) \cdot \lambda \cdot d\lambda$$

donde ρ_1 = resistividad de la primera capa
 r = distancia AM
 λ = parámetro de integración
 $J_1(\lambda)$ = función de Bessel de orden 1 y de primera especie
 $\theta(\lambda)$ = es una función de λ donde intervienen las características de resistividad y espesor de las otras capas.

Estos cálculos permitieron establecer catálogos de curvas de tarado de sondeos eléctricos con 2 - 3 y más terrenos.

Un procedimiento matemático de Hummel resuelve el cálculo de ρ_s (resistividad aparente) y unos ábacos deducidos de las fórmulas de Hummel permiten una interpretación sencilla de los problemas a "dos capas".

En el caso de varias capas se puede establecer un cálculo bastante sencillo, substituyendo las capas superiores por una capa ficticia, a fin de reducir siempre el problema a dos capas. Unas fórmulas como las de Ebert permiten la construcción de ábacos para resolver estos problemas.

Para contactos muy inclinados o verticales se emplean métodos de base matemática bastante complejos.

En la práctica, se analiza un problema cualitativo por medio de resistividades e isorresistividades aparentes a fin de ver el problema en conjunto. Una vez que este mecanismo está resuelto, se analiza el mismo cuantitativamente por medio de los ábacos y se definen los diferentes contactos.

No es generalmente aconsejable trabajar sobre un sondeo eléctrico aislado y extrapolar sus resultados a otra zona -- aunque parezca semejante

Existen, aparte del método de Ebert, otros procedimientos para la determinación de dos, tres y cuatro capas (uno, dos y tres contactos): El método del catálogo, el de las resistividades acumuladas de Wenner y el de las capas de Barnes.

Método de Catálogo:

La Compagnie Generale de Geophysique en 1963, en Francia y Mooney-Orellana en 1967, en España, publicaron colecciones de varios ábacos examinando la mayoría de los casos matemáticos posibles, siempre y cuando se consideren estos contactos paralelos y separando terrenos homogéneos e isótropos. Basta sobreponer la curva obtenida en el campo al ábaco correspondiente y hacer coincidir lo mejor posible ambas curvas. Habrá de tenerse en cuenta siempre, la posibilidad de contactos no paralelos para la interpretación final.

Estas dos colecciones de ábacos se dividen en varios capítulos, teniendo en cuenta el número de contactos y las distintas resistividades.

Método de Ebert:

El método de Ebert substituye las dos primeras capas de un corte geoelectrico por una sola capa ficticia. El espesor y resistividad de la capa ficticia vienen dados respectivamente por la abscisa y ordenada de un punto auxiliar denominado segunda cruz.

Método de las resistividades acumuladas de Wenner:

En este método, el diagrama es trazado en dimensión bi-logarítmica o aritmética. En el eje de las abscisas se ubican la distancia $\frac{AB}{3}$ y en el eje de las ordenadas se coloca el valor de la resistividad acumulada correspondiente:

El diagrama obtenido se interpreta de la manera siguiente: Cada recta obtenida correspondería a una formación determinada y las abscisas de los puntos de cambio de pendiente darían las profundidades de las diferentes formaciones.

En el caso de dos terrenos, generalmente este método proporciona resultados que no se apartan demasiado de la realidad. En cambio para más capas (tres y más) los resultados nunca alcanzan resultados reales, salvo casos particulares.

Método de Barnes:

Este método consiste en considerar el subsuelo como unos conductores en paralelo. El dispositivo empleado es el mismo que el anterior (Wenner)

$$\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \frac{1}{R_3} + \dots + \frac{1}{R_n}$$

La resistividad no interviene en el cálculo. Se corta el suelo arbitrariamente en capas paralelas a la superficie, de manera tal que se obtengan espesores crecientes a medida que se va profundizando la investigación.

Este método empírico se acerca más a la realidad que el anterior. Como los cálculos matemáticos son largos, teniendo un catálogo de curvas maestras, se evita el empleo sistemáticamente de tal método.

Interpretación de sondeos eléctricos en el caso de más de tres capas

Hasta tres capas, generalmente, el catálogo de ábacos es suficiente para la interpretación de los problemas corrientes.

En la mayoría de los casos, en prospección eléctrica profunda, estas curvas precalculadas no son de gran utilidad. Los parámetros, tanto de profundidad como de resistividad, intervienen de tal manera que es prácticamente imposible ver la influencia respectiva de ambos. En este caso, se hacen hipótesis sobre cada uno de estos parámetros y se construye la curva correspondiente. Al ver como la curva teórica se acerca o se aleja de la curva experimental, se modifica en consecuencia tal o cual hipótesis.

Comparación entre varios procedimientos en el método de resistividades

La sociedad de Reconocimientos Geofísicos en España (región de La Mancha - 1966), durante un trabajo de prospección, realizó varios sondeos eléctricos por los procedimientos Wenner y Schlumberger. Los resultados fueron idénticos (ver fig. D).

La Compañía Geofinex en México, realizó varios sondeos eléctricos en la Costa de Hermosillo, Son. (1968) por los procedimientos Wenner y T 66. Un ejemplo del resultado obtenido por ambos dispositivos de electrodos se aprecia en la figura E.

c) Método de polarización espontánea:

La interpretación en este método es muy semejante a la de mapa de potencial. La profundidad de unos yacimientos, rara vez, es obtenida, salvo unos casos muy particulares. Los potenciales naturales medidos se proyectan sobre una planta donde están ubicadas las estaciones de medida. Se obtienen así las equipotenciales base de la interpretación. El estudio de estas permite precisar la naturaleza, forma y condiciones del elemento conductor. En la mayoría de los casos se puede llegar a determinar si se trata de masas metálicas, grafito o electrolitización.

d) Método por polarización inducida

En este método, la interpretación es casi siempre cualitativa y a veces cuantitativa. Para un terreno sub-horizontal, las anomalías se encuentran en la vertical del elemento donde nacen. La intensidad de estas anomalías, así como del conocimiento de la geología local, permiten generalmente establecer una idea sobre la naturaleza del elemento, origen de la anomalía.

e) Registros geofísicos en pozos:

Los registros geofísicos comunmente usados en pozos determinan las siguientes características de las formaciones atravesadas por la perforación.

- 1) El potencial espontáneo, indica la salinidad relativa entre el fluido que contiene el pozo y el agua de las formaciones.
- 2) La resistividad eléctrica de las formaciones está afectada por el tipo de formación, el contenido de sales disueltas en el agua, así como la distribución de la misma en la formación.

Fig. 0

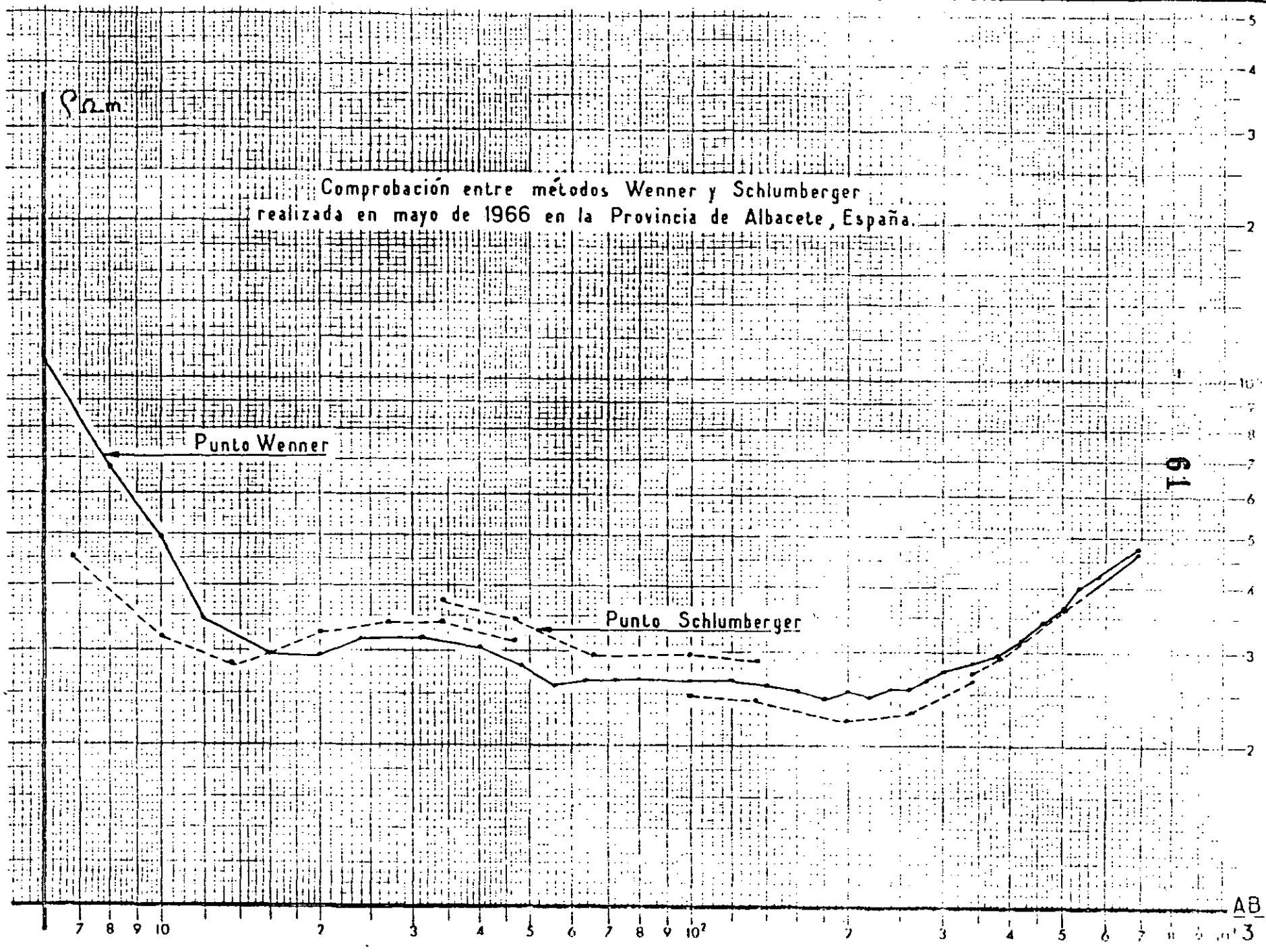
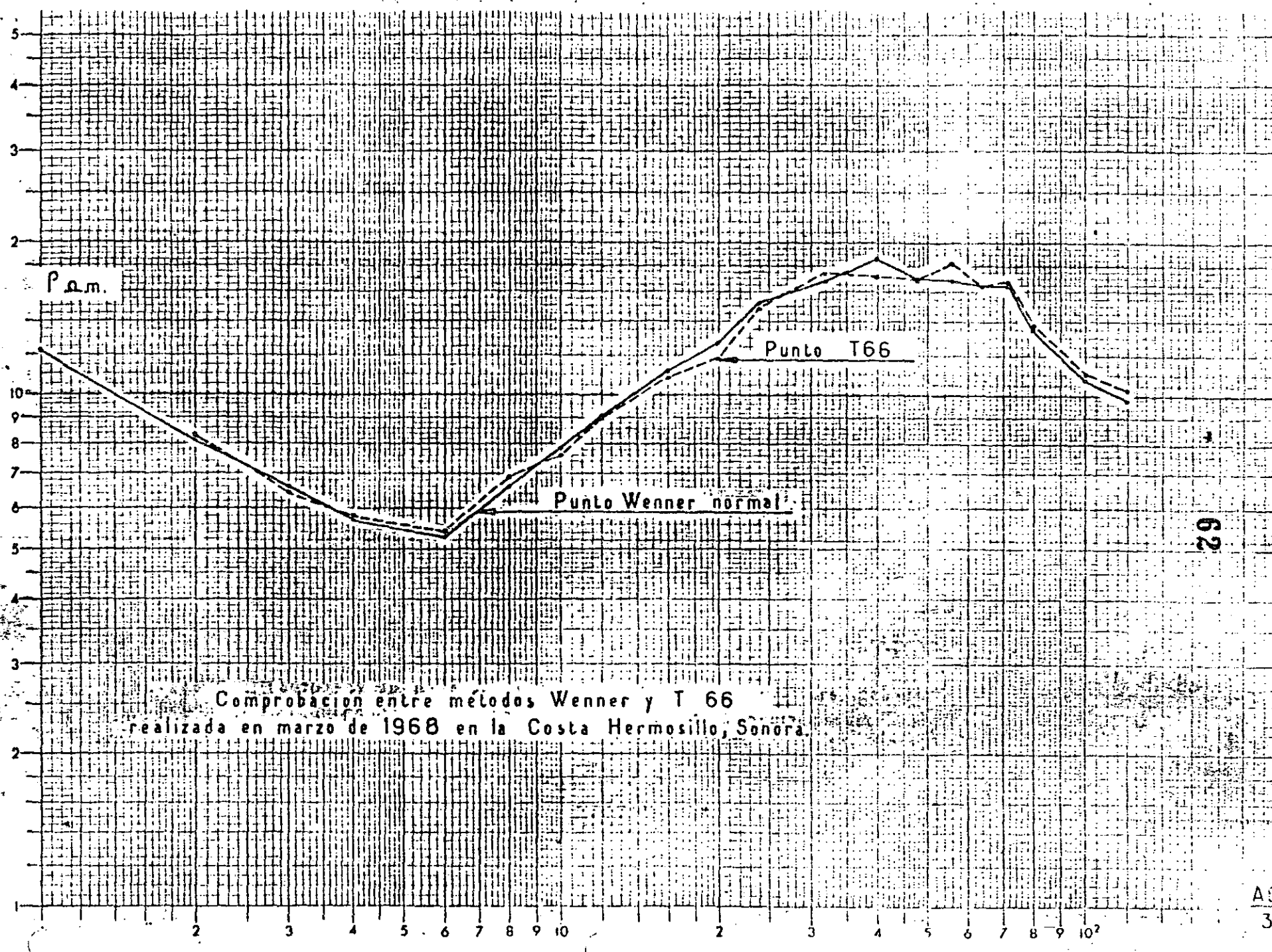


Fig. E



Comprobación entre métodos Wenner y T 66
realizada en marzo de 1968 en la Costa Hermosillo, Sonora.

62

- 3) La intensidad de la radiación natural, indica el contenido de elementos radioactivos que están presentes en la formación.

Existen otros tipos de registros en pozos, pero no son muy usados en la hidrología subterránea.

Registro del potencial espontáneo

El registro de potencial espontáneo es un registro de la diferencia de potencial que existe entre un electrodo de referencia situado en la superficie y otro electrodo que se introduce en el pozo.

Esta diferencia de potencial es causada principalmente por dos factores: Uno, llamado de electrofiltración, que es función de la diferencia de carga hidráulica, que origina que el fluido fluya hacia las formaciones permeables o viceversa. El segundo, llamado potencial electroquímico, es función de las actividades iónicas del lodo o agua en el pozo, respecto a la actividad del agua en las formaciones permeables adyacentes.

El potencial causado por la filtración generalmente es menor que el originado por fuerzas electroquímicas.

Es evidente que la diferencia de potencial, llamado potencial natural existe entre formaciones adyacentes aunque no haya perforación.

De los dos tipos de potencial antes mencionados, el más importante es el causado por fuerzas electroquímicas, ya que el otro influye muy poco en la curva.

Un incremento en el diámetro del pozo reduce la amplitud de la curva del potencial. La invasión produce un efecto parecido a un aumento en el diámetro del pozo, es decir, entre más profunda sea la invasión de los lodos de perforación, hay una mayor reducción en la amplitud de la curva.

Registro de resistividad

La resistividad es determinada mediante la emisión de una corriente eléctrica en el interior del pozo y midiendo la caída de potencial causado por esta corriente. Existen dos tipos principales de dispositivos para medir resistividades. Uno consiste en medir la resistividad entre un punto situado en la superficie del terreno y otro en el interior del pozo. En un segundo método los electrodos de medida de la diferencia de potencial y los de emisión de corriente están en el interior del pozo. - Con este último método es posible obtener resistividades reales en algunos casos, mientras que con el primero no.

La interpretación de los registros eléctricos se basa en los contrastes de resistividad que existen entre los distintos tipos de formaciones que atraviesa el pozo.

La resistividad de una formación depende de muchos factores, los principales son los siguientes:

- a) Del agua que la satura, entre mas salada sea esta agua, la resistividad es menor.
- b) La porosidad efectiva, la mayor o menor cantidad de poros intercomunicados para favorecer el paso de la corriente. Una roca masiva tiene una resistividad muy grande, ya que no tiene poros intercomunicados y en este caso la resistividad de la roca es del orden de varios miles de ohm. m.
- c) Generalmente las arcillas son más conductivas que las arenas, entonces el contenido de arcilla en una formación permeable, afecta el valor de su resistividad. Sin embargo, en ocasiones puede una arena ser mas conductiva que una arcilla, si esta arena está saturada con agua muy salada.

En cuanto a la perforación, los factores que afectan la curva de resistividad son: El diámetro del pozo, entre mayor sea este, la curva de resistividades tiene cambios menos notables entre las formaciones. La resistividad de los lodos de perforación, así como la invasión de estos en las formaciones, son también un factor que afecta la curva de resistividad.

Registro de rayos gamma

Las principales partículas de que está constituido el núcleo del átomo son los protones y los neutrones. Cuando el número de neutrones y protones es el mismo, se dice que el elemento está en un estado estable. Sin embargo la mayoría de los elementos son una mezcla de átomos con núcleos estables y núcleos inestables, cuando el elemento tiene un núcleo inestable se dice que es un isótopo del elemento. La radioactividad ocurre cuando un elemento inestable decae a su estado estable, este proceso puede ser natural, inherente en el núcleo o puede ser inducido por un bombardeo nuclear.

La radiación natural de los elementos inestables consiste en una emisión de rayos alfa, beta y gamma. Los únicos rayos que se pueden detectar en el pozo son los rayos gamma.

Todas las rocas contienen materiales radioactivos, los cuales emiten rayos gamma. Existe una clasificación muy general - que divide los materiales en baja y alta radioactividad.

Una de las grandes ventajas que tiene este registro, es - que se puede correr aunque el pozo este cementado o ademado, - en este caso solo se reduce un poco la cantidad de rayos gamma, Pero generalmente no tiene un efecto apreciable en la práctica.

f) Termometría:

Antes de concluir este capítulo, es interesante comentar - unas ideas de este método, aunque sea empleado para reconocimientos de poca profundidad.

El principio de la prospección termométrica es la de medir diferencias de temperatura a partir de la superficie o a poca - profundidad de ella (de 3 a 15 m).

La temperatura del suelo es función del calentamiento so-lar, de las características térmicas de las formaciones geológicas y del flujo proveniente del interior de la tierra que se debe a la radioactividad interna.

Desde el punto de vista térmico, un cuerpo se define por - su calor específico y su conductibilidad térmica. Estos dos par-ámetros permiten definir acuíferos de poca profundidad.

Una vez en posesión de las medidas termométricas de campo, se realiza la corrección conveniente, según la profundidad don-de se hizo la lectura, y se procede a su interpretación.

Para eso, se utilizan por lo menos 2 series de medidas en épocas diferentes del año y se superponen los diagramas obteni-dos. La diferencia obtenida, se debe a que los acuíferos, ubica-dos a poca profundidad, se calientan y enfrian menos rápidamente que las formaciones impermeables, por causa de la diferencia de inercia térmica de cada uno de los elementos.

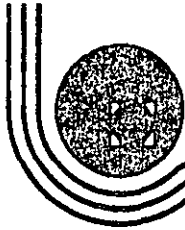
Para grandes profundidades, este método es de poco valor práctico por falta de sensibilidad en las mediciones.

CONCLUSION

La mayoría de los reconocimientos de cuencas acuíferas se realiza por métodos eléctricos. Entre esos, el resistivo es -- aplicado en mas de un 80% de los casos.

Las razones que conducen a este resultado son:

- El costo bajo de los reconocimientos
- La influencia del agua sobre la conductibilidad del suelo que, en los países secos, es muy fuerte.
- Una facilidad de interpretación aunque a veces solamente aparente.
- La seguridad de los aparatos empleados.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA

**INTRODUCCION AL METODO SISMICO DE REFRACCION APLICADO
A LA GEOTECNIA**

MARIO BENHUMEA LEON

AGOSTO, 1985

Lecture Notes for
Geo 5-512/522

PRINCIPLES OF SEISMIC EXPLORATION

Harold M. Mooney
Department of Geology and Geophysics
University of Minnesota
Minneapolis, Minnesota

CATALOG OF SUBSURFACE STRUCTURES AND THEIR SEISMIC TRAVEL-TIME GRAPHS

A catalog of expected travel-time graphs provides a powerful tool for seismic interpretation. This permits the interpreter to evaluate his field graphs in terms of possible subsurface structures which might have produced them. He must then select from among these possibilities. The selection may be based upon his knowledge of local subsurface conditions, or upon additional seismic tests or other geophysical measurements.

The raw seismic field data consist of observed travel times (usually but not always first arrivals) versus corresponding impact-to-geophone distances. These data are plotted on a travel-time graph. The next step will normally be to draw best-fitting straight lines through the points. If the readings are taken in both directions to yield a reversed profile, then the requirement of reciprocity provides a stringent limitation on how the lines may be drawn. Reciprocity is described in detail in Chapter 10. Basically it requires that, for every reversed pair of line segments on the graph, the travel time must be the same from end A to end B as from end B to end A. The field data for interpretation will thus be in the form of several straight-line segments on a time-distance graph.

This chapter provides a catalog of subsurface structures together with the seismic travel-time graphs which they would produce. The subsurface conditions have been idealized and simplified, but the interpreter with a sound grasp of the cases presented here will be able to handle most interpretation problems.

The most important information to be obtained from the catalog is the general appearance of the travel-time graphs. This includes the number of line segments, their relationships to one another, their relative slopes (or apparent velocities) and time intercepts, and the deviations if any from straight lines. In a few cases, the individual data points are shown where they scatter about a line.

To give added significance to the catalog, each travel-time graph has been computed for a specific example of the designated type of structure. The example is shown as a subsurface section immediately beneath the corresponding travel-time graph. The section has been drawn without vertical exaggeration. Numerical values for depths and velocities are shown.

Travel times are in units of milliseconds. Distances and velocities may be interpreted as either (a) feet and feet per second, or (b) meters and meters per second. The results will remain valid if *both* distance and time are multiplied or divided by the same number. For example, depths and horizontal distances can be

divided by 10 provided the time scale is also divided by 10.

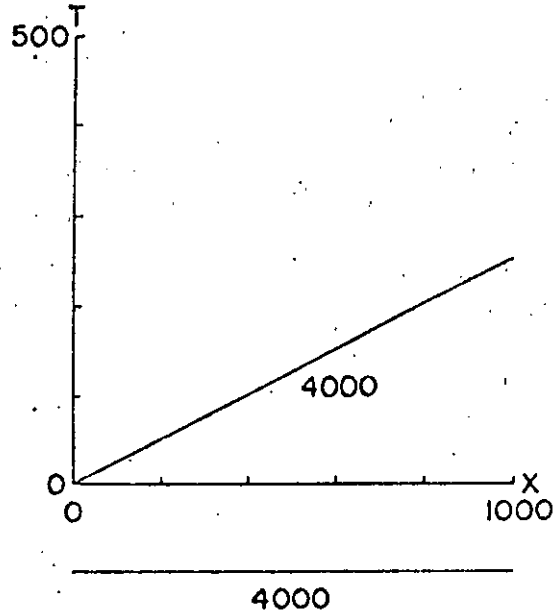
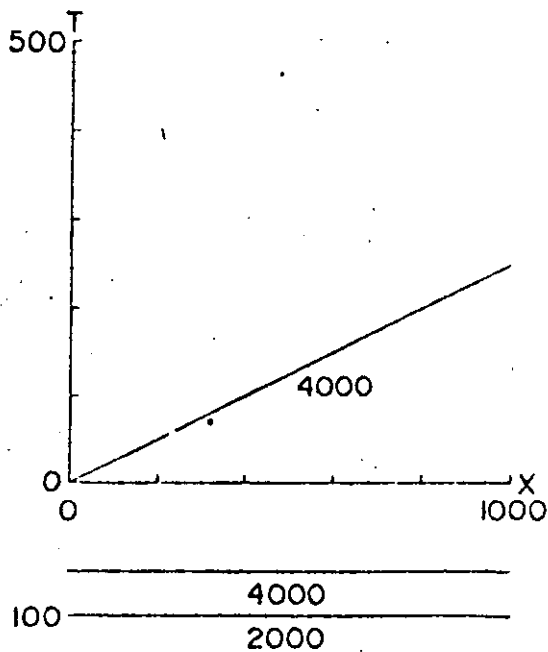
Solid lines on the travel-time graphs show the first seismic arrivals. Most observations in engineering seismology are restricted to these first arrivals. Secondary arrivals may sometimes be observed and measured, however. The position of these on the travel-time graphs is shown by dashed lines.

Numbers on the line segments give the apparent velocities and the intercept times. The apparent velocity is the (reciprocal) slope of the line segment. It will equal the true velocity in the structure section only when the layer boundaries are horizontal, not otherwise.

The treatment in this chapter takes the approach: given a structure, what travel-time graph would be produced? In Chapter 16, we consider the opposite question: given a travel-time graph, what structure might have produced it? The latter question is, of course, the basic problem which the seismic interpreter must consider, but often it has several possible answers. For this reason, the less direct approach of the present chapter is essential.

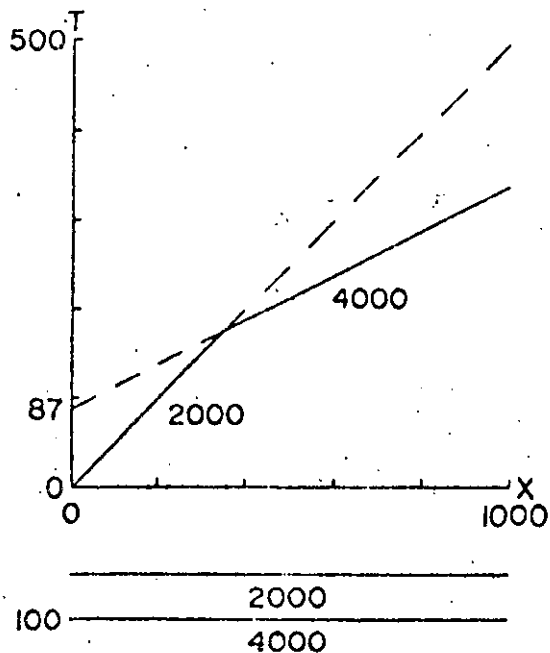
A. HORIZONTAL LAYERS

A.1. SINGLE-LAYER: UNIFORM SUBSURFACE

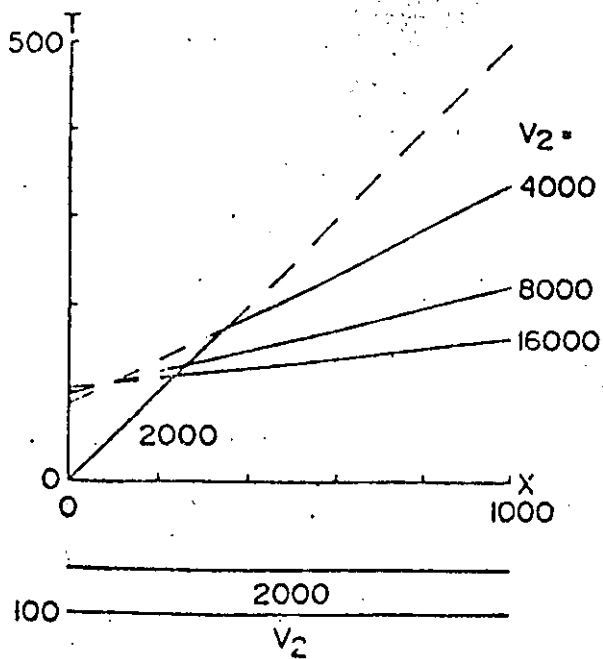
A.2. TWO-LAYER: HIGH VELOCITY OVER LOW VELOCITY
(VELOCITY INVERSION)

A.3. TWO-LAYER: LOW VELOCITY OVER HIGH VELOCITY

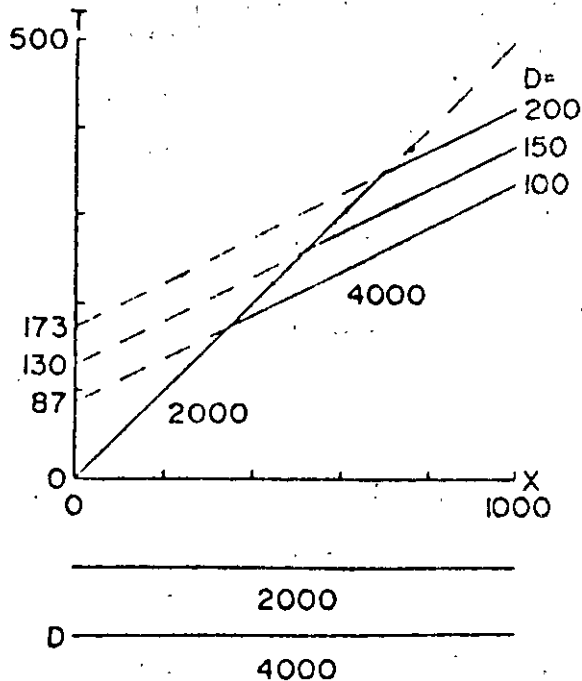
(a) Representative



(b) Effect of Different Velocities



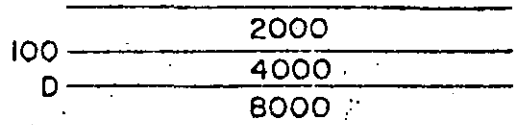
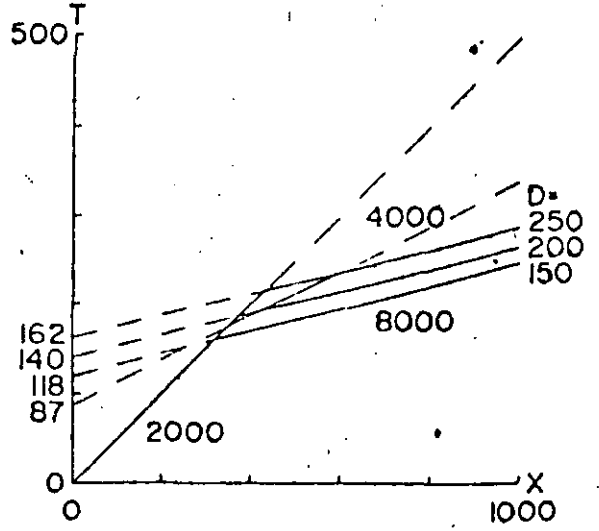
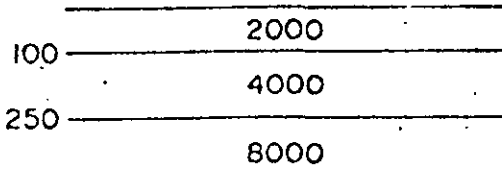
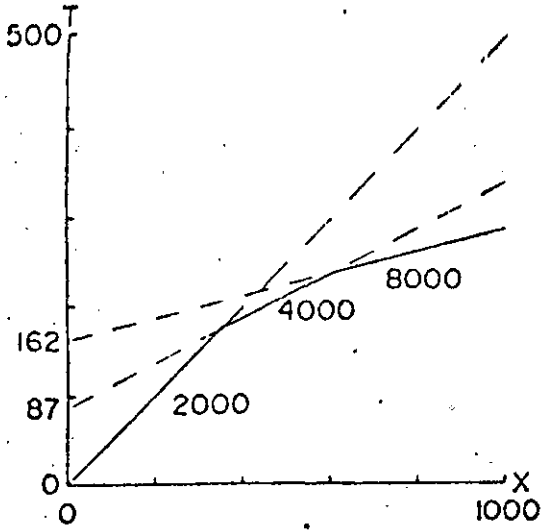
(c) Effect of Different Depths



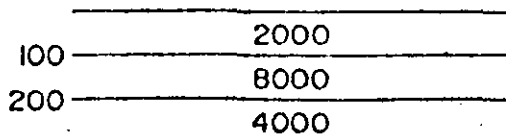
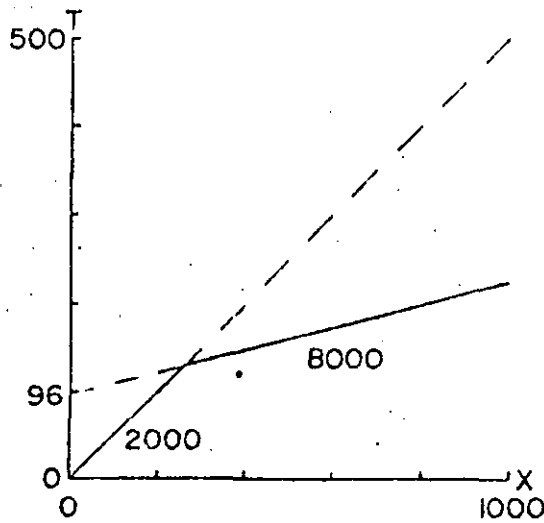
A.4. THREE-LAYER: LOW OVER MEDIUM OVER HIGH VELOCITY

(a) Representative

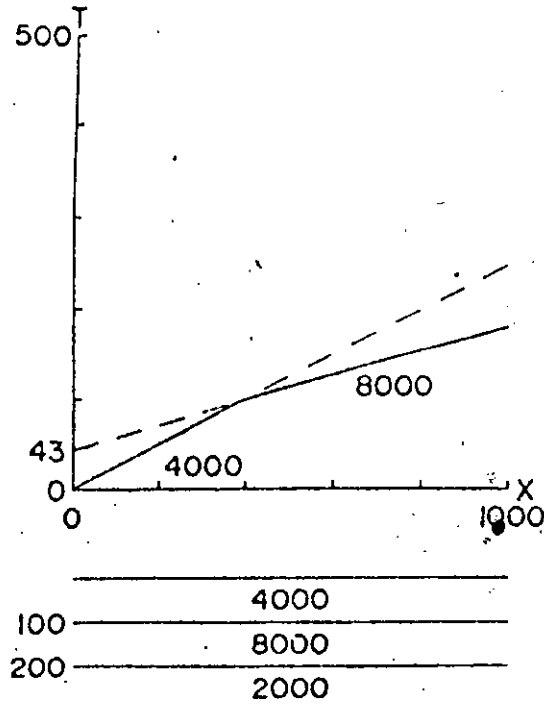
(b) Effect of Thinning of the Second Layer



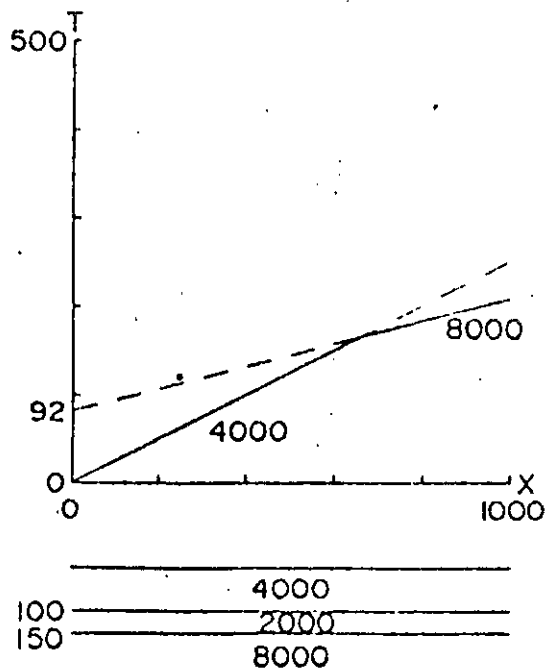
A.5. THREE-LAYER: LOW OVER HIGH OVER MEDIUM VELOCITY



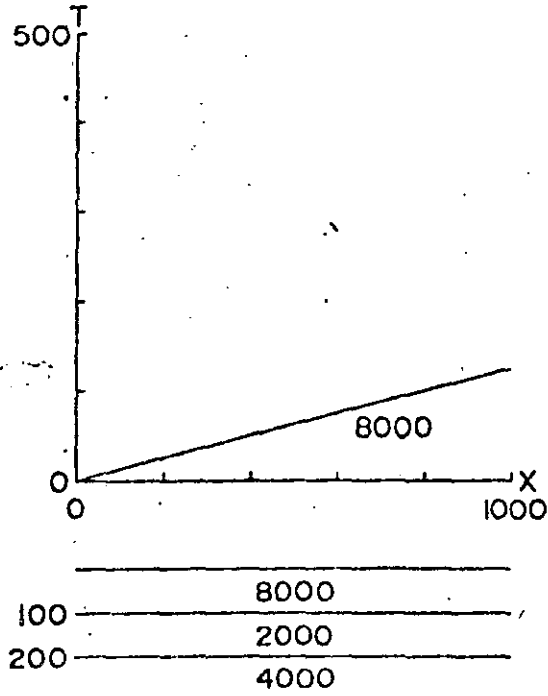
A.6. THREE-LAYER: MEDIUM OVER HIGH OVER LOW VELOCITY



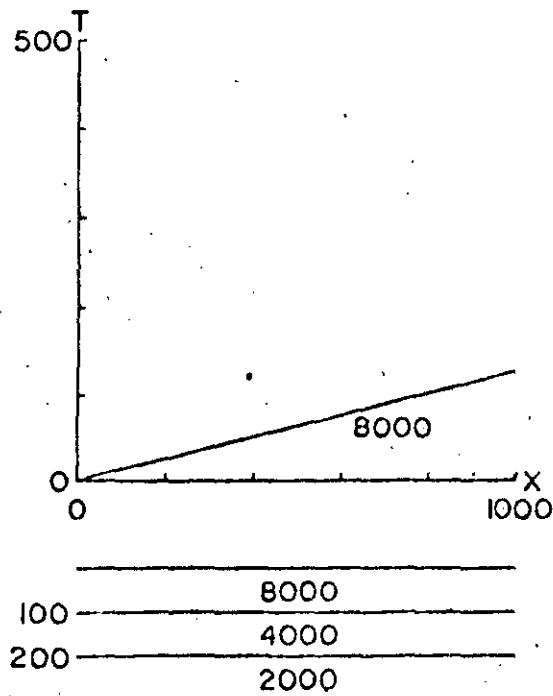
A.7. THREE-LAYER: MEDIUM OVER LOW OVER HIGH VELOCITY



A.8. THREE-LAYER: HIGH OVER LOW OVER MEDIUM VELOCITY



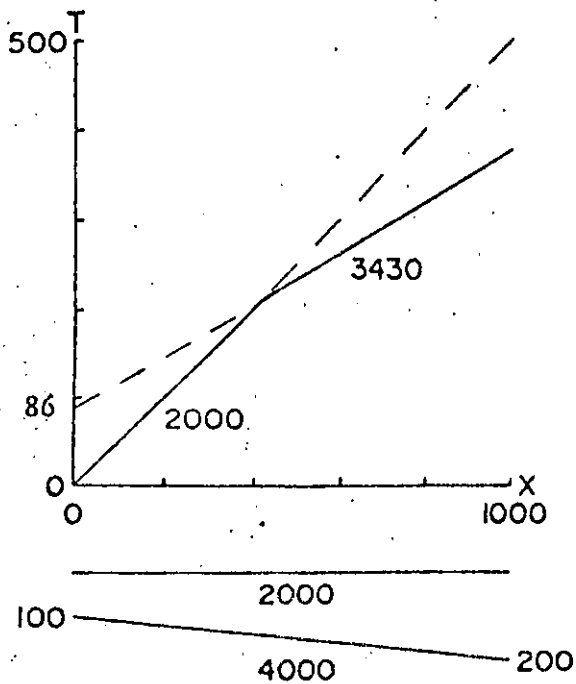
A.9. THREE-LAYER: HIGH OVER MEDIUM OVER LOW VELOCITY



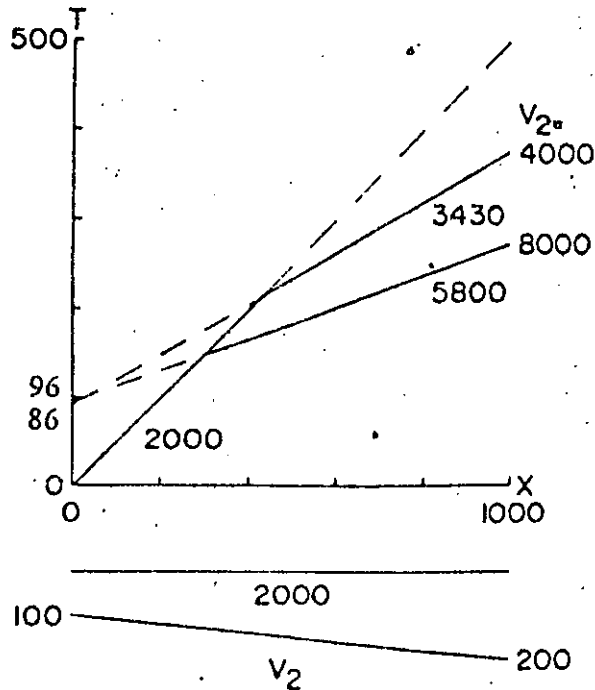
B. DIPPING LAYERS

B.1. TWO-LAYER: DOWN-DIP

(a) Representative

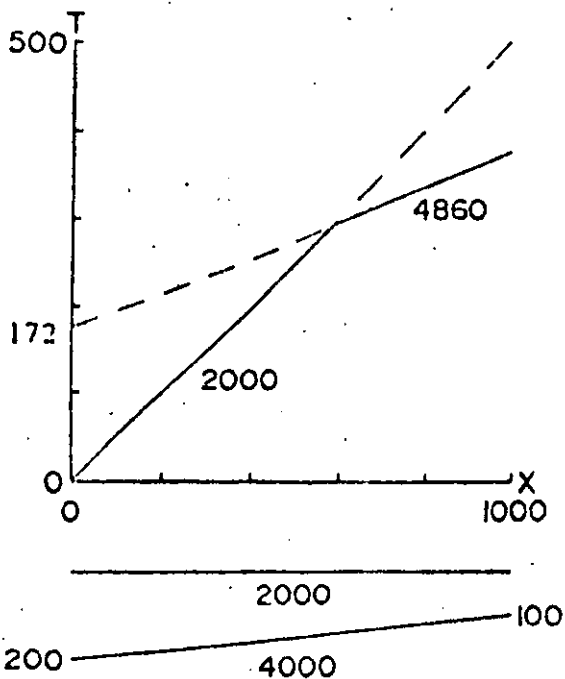


(b) Effect of Different Velocities

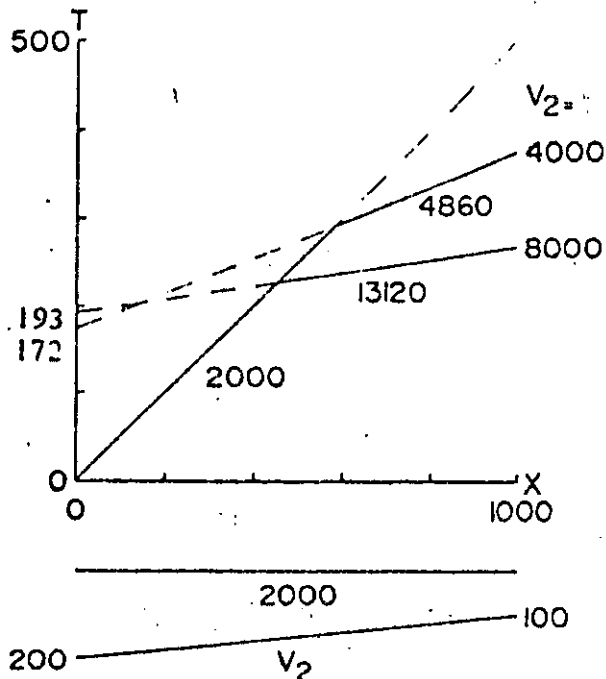


B.2. TWO-LAYER: UP-DIP

(a) Representative

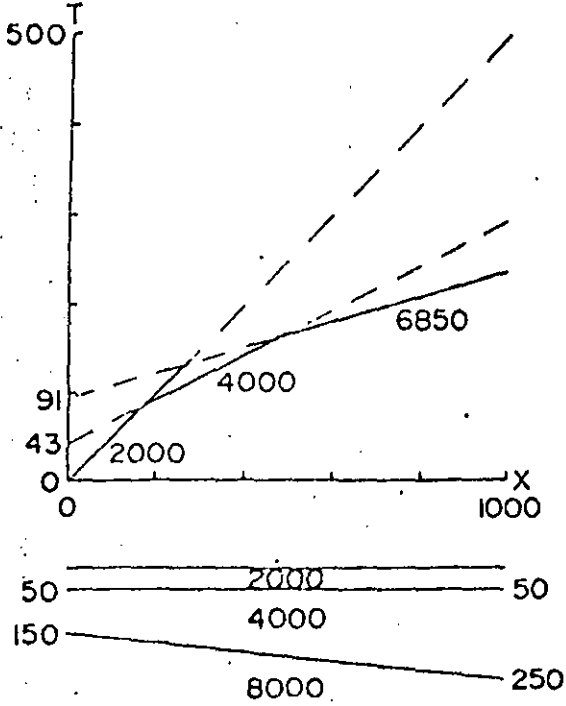


(b) Effect of Different Velocities

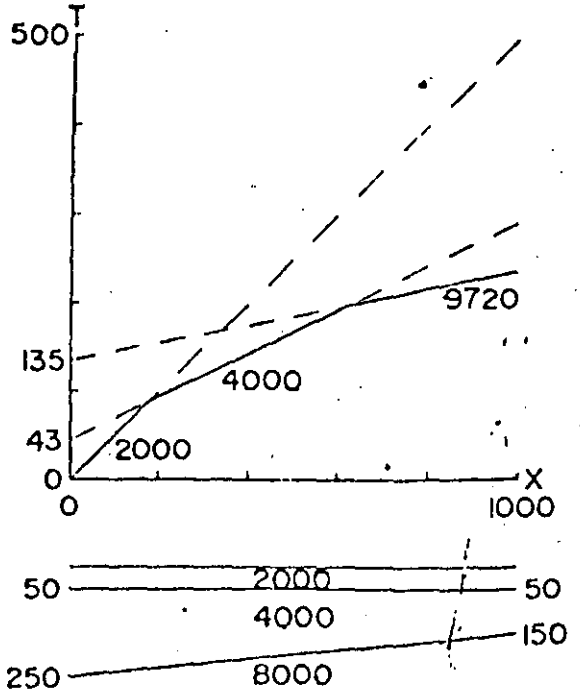


B.3. THREE-LAYER: TYPE 1

(a) Down-Dip

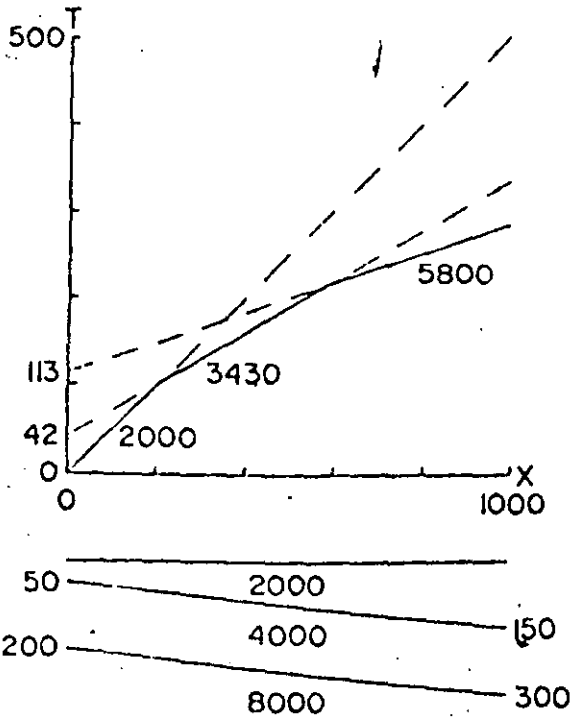


(b) Up-Dip

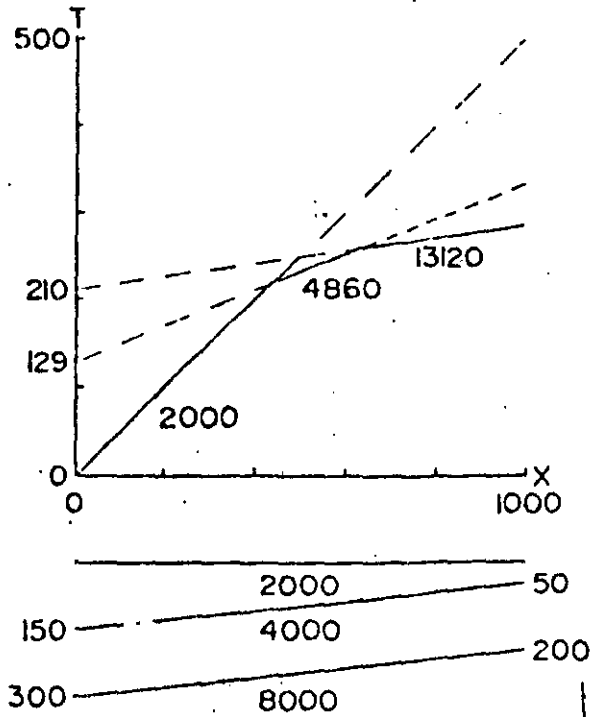


B.4. THREE-LAYER: TYPE 2

(a) Down-Dip

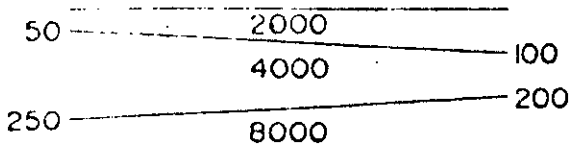
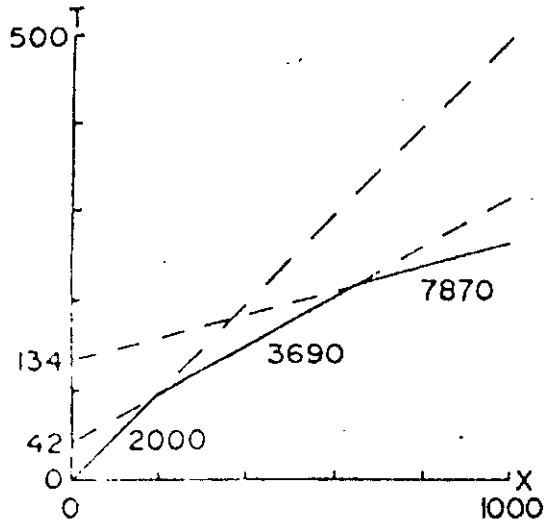


(b) Up-Dip

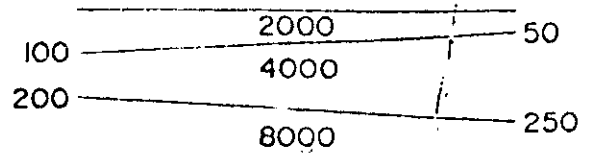
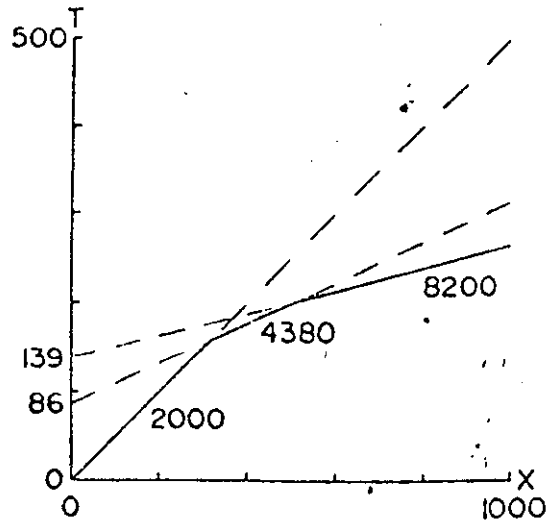


B.5. THREE-LAYER: TYPE 3

(a) Down-Dip

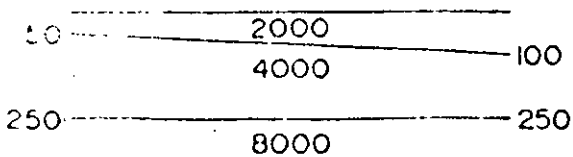
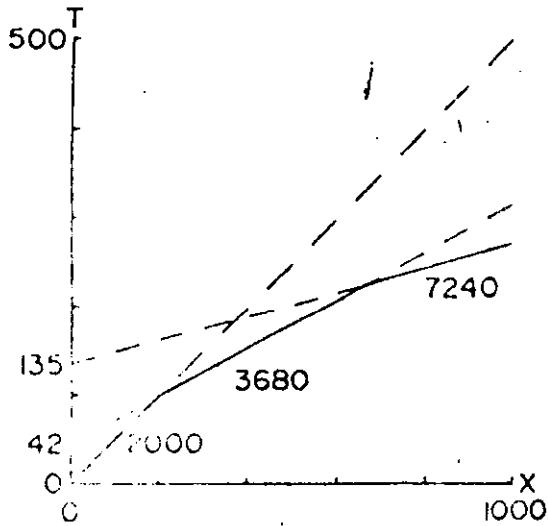


(b) Up-Dip

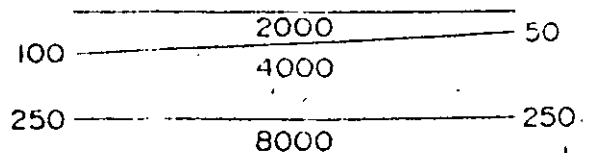
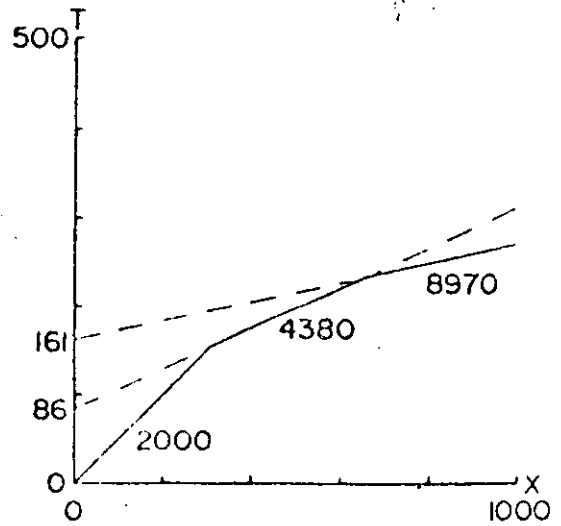


B.6. THREE-LAYER: TYPE 4

(a) Down-Dip



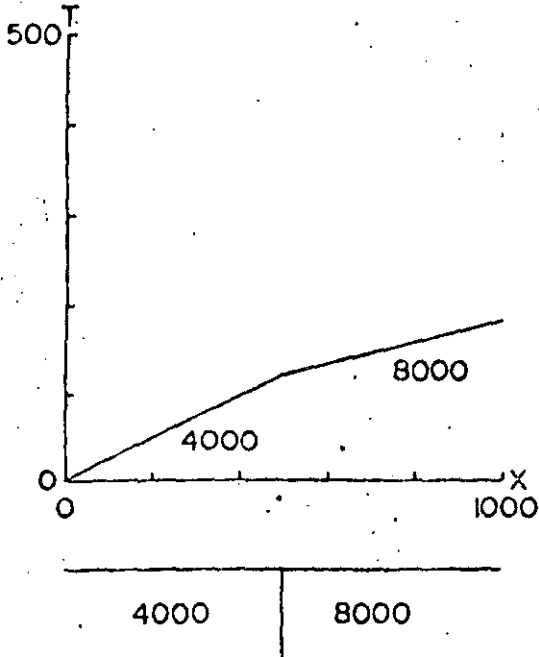
(b) Up-Dip



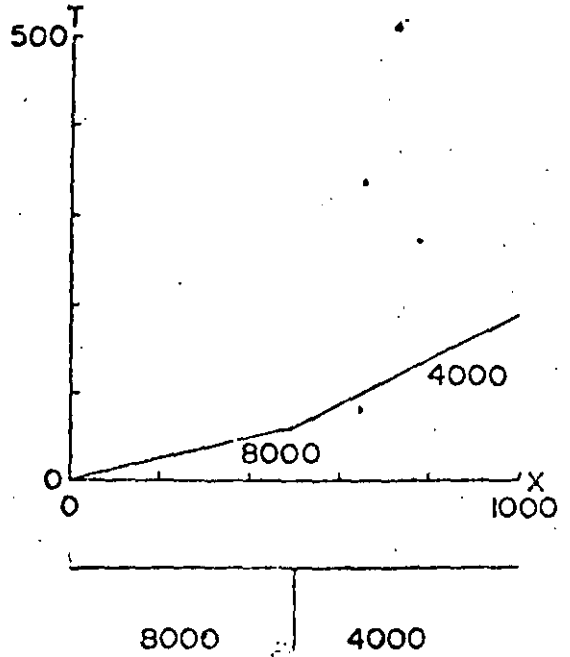
C. LATERALLY VARYING STRUCTURES

C.1. VERTICAL CONTACT

(a) Low to High Velocity

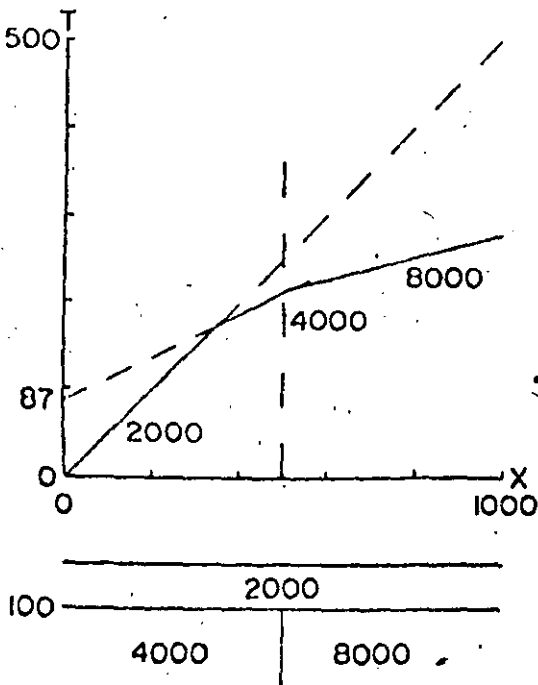


(b) High to Low Velocity

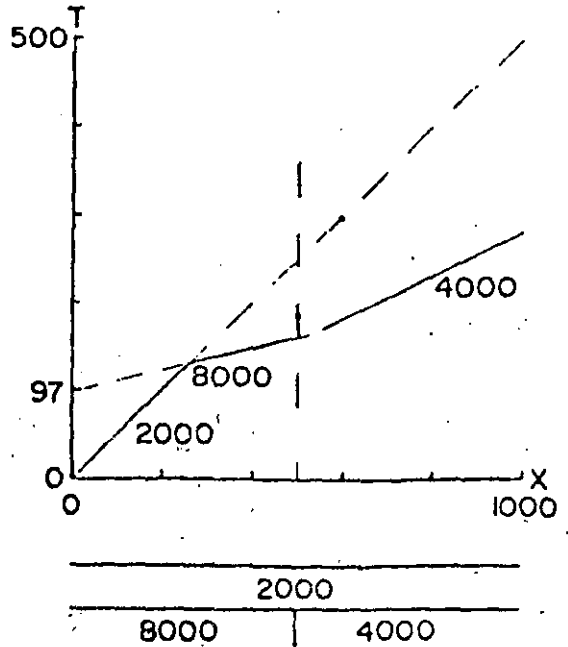


C.2. BURIED VERTICAL CONTACT

(a) Low to High Velocity

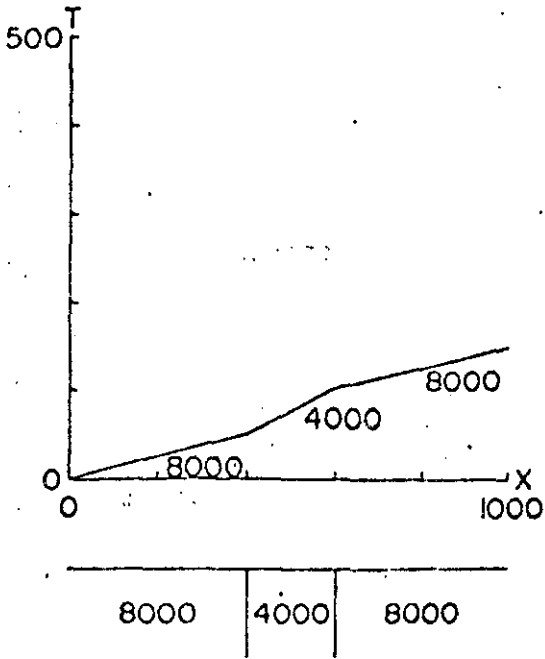


(b) High to Low Velocity

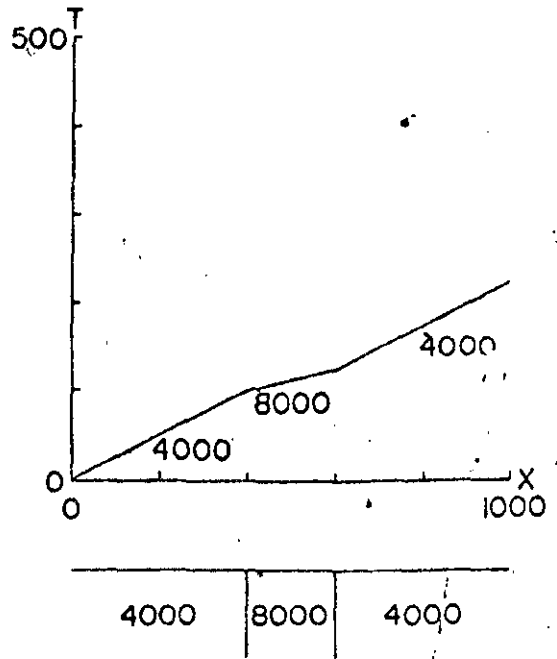


C.3. VERTICAL DIKE

(a) Low Velocity

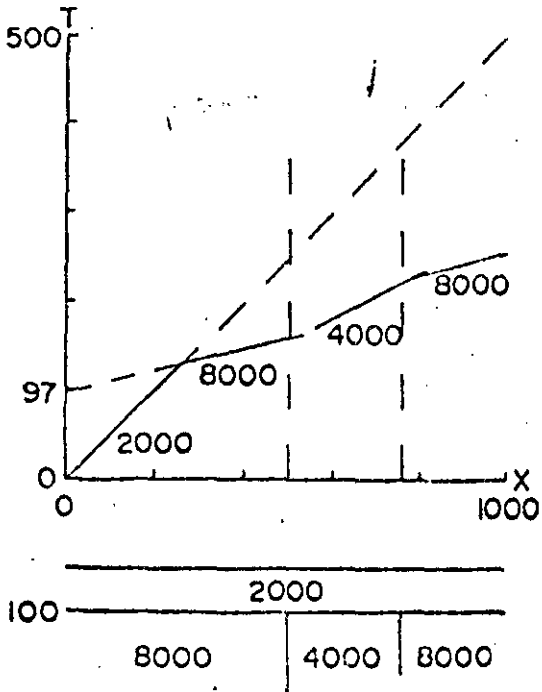


(b) High Velocity

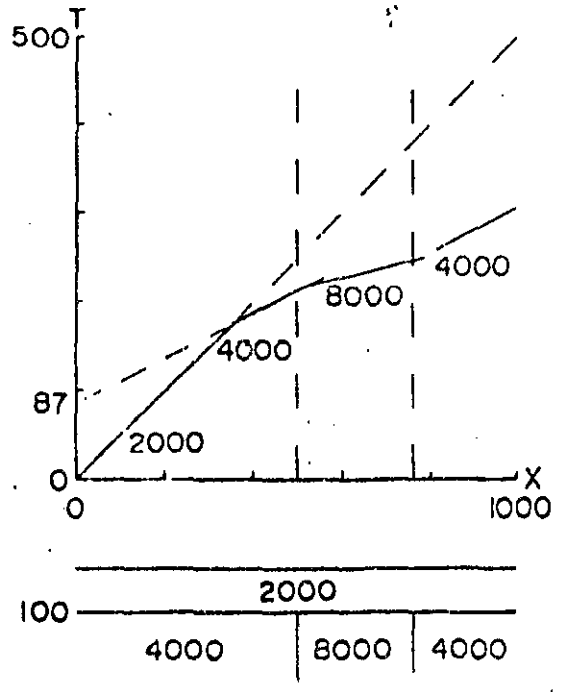


C.4. BURIED VERTICAL DIKE

(a) Low Velocity

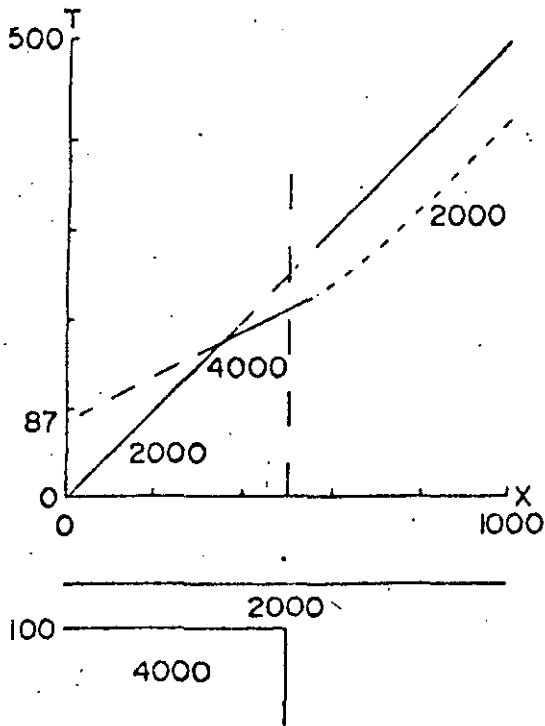


(b) High Velocity

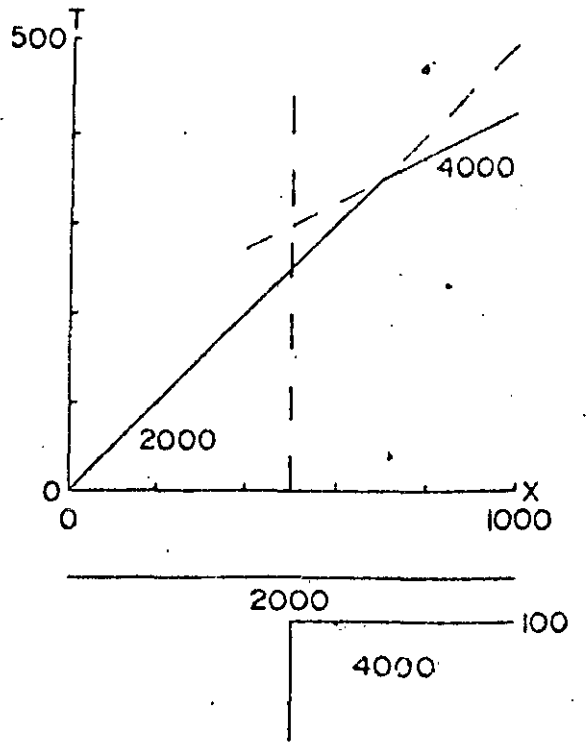


C.S. BURILD VERTICAL FAULT

(a) Down-Dropped

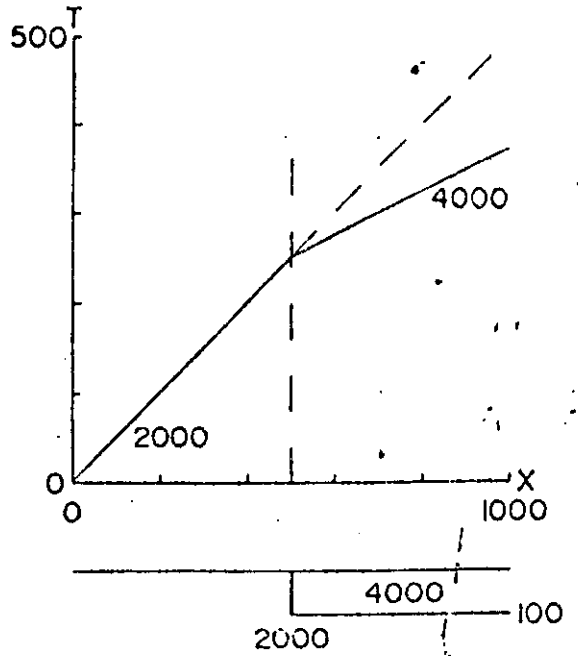
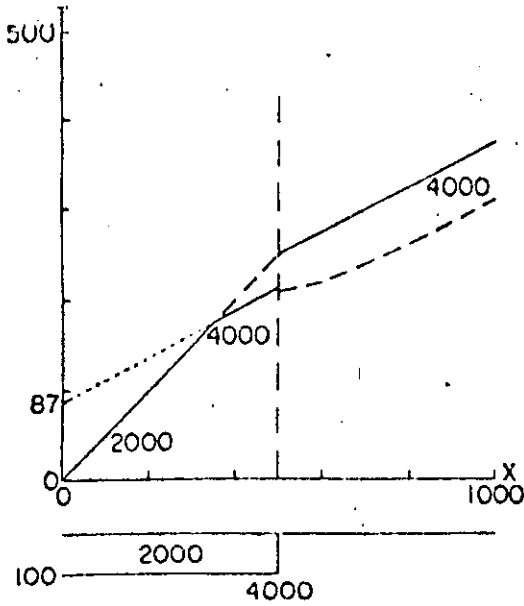


(b) Up-Lifted



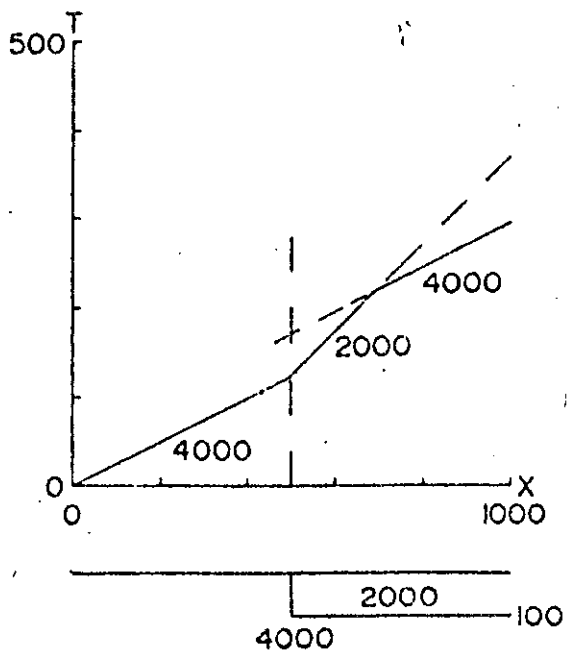
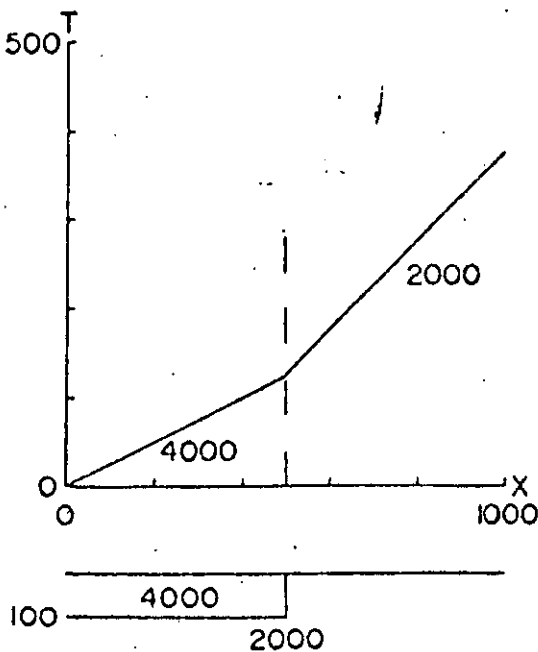
(a) Low to High Velocity: Type 1

(b) Low to High Velocity: Type 2



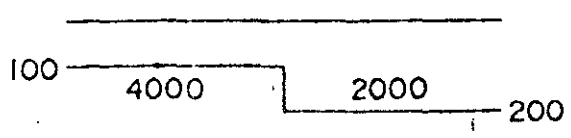
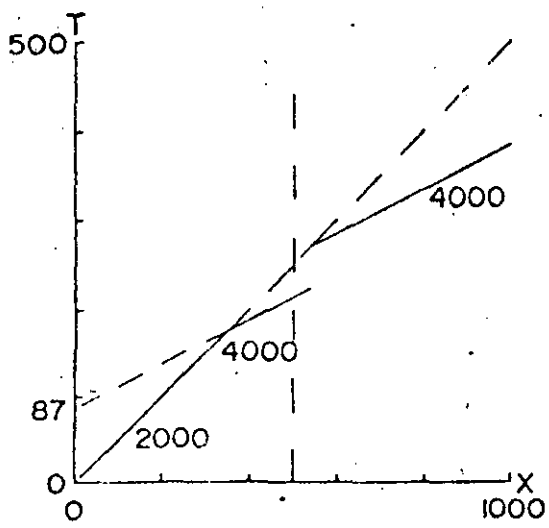
(c) High to Low Velocity: Type 1

(d) High to Low Velocity: Type 2

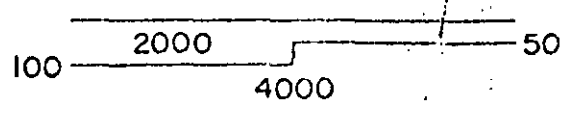
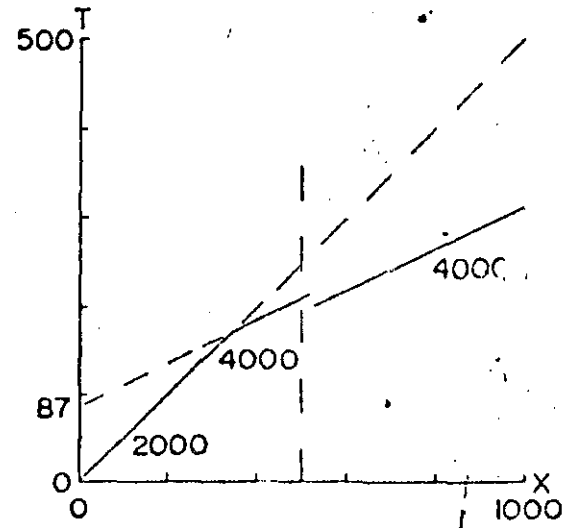


C.7. BURIED STEP

(a) Down-Dropped

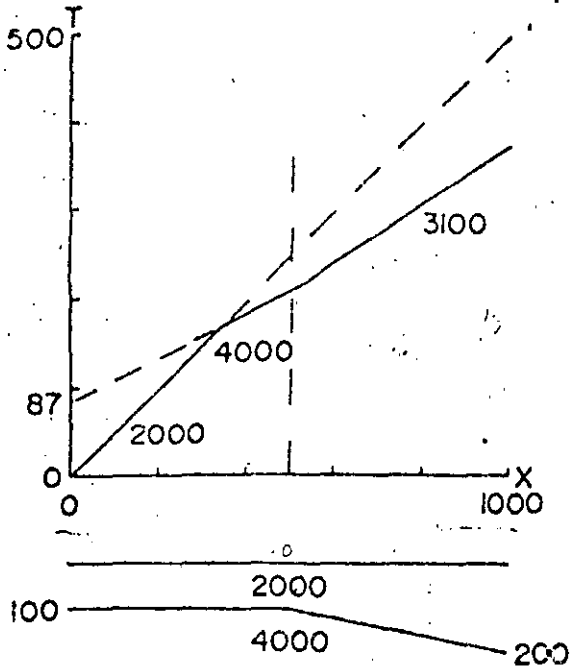


(b) Up-Lifted

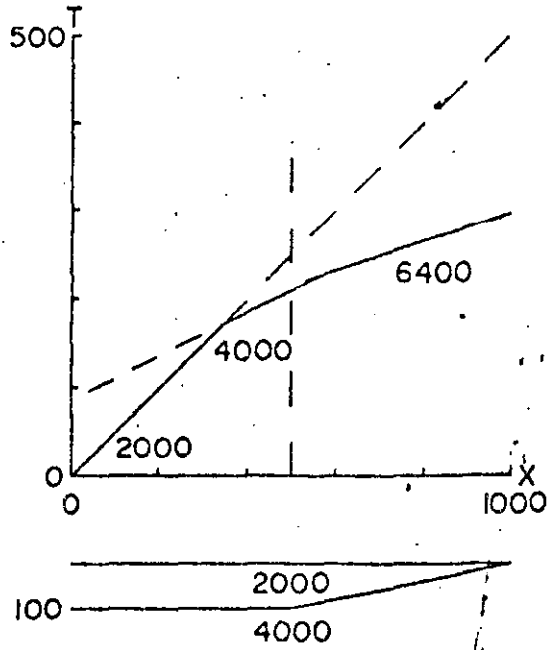


C.8. CHANGE IN DIP OF SUBSURFACE

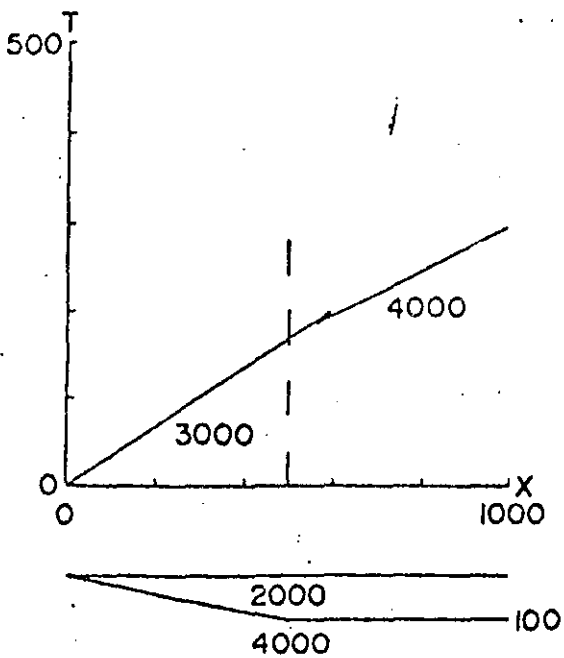
(a) Horizontal to Down-Dip



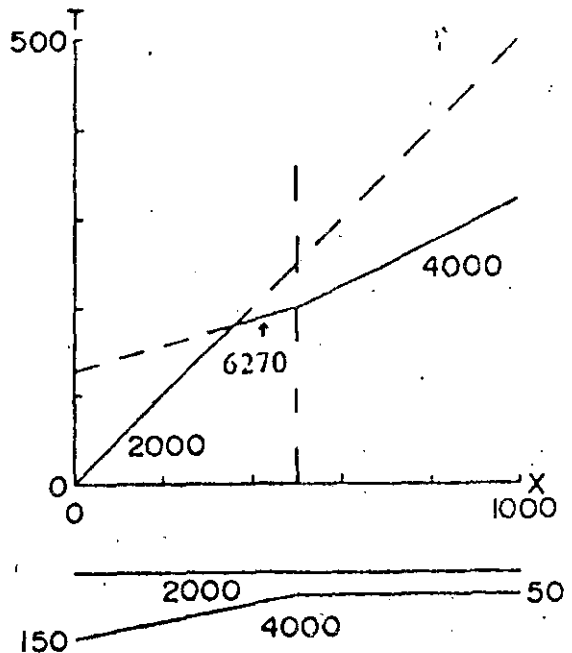
(b) Horizontal to Up-Dip



(c) Down-Dip to Horizontal

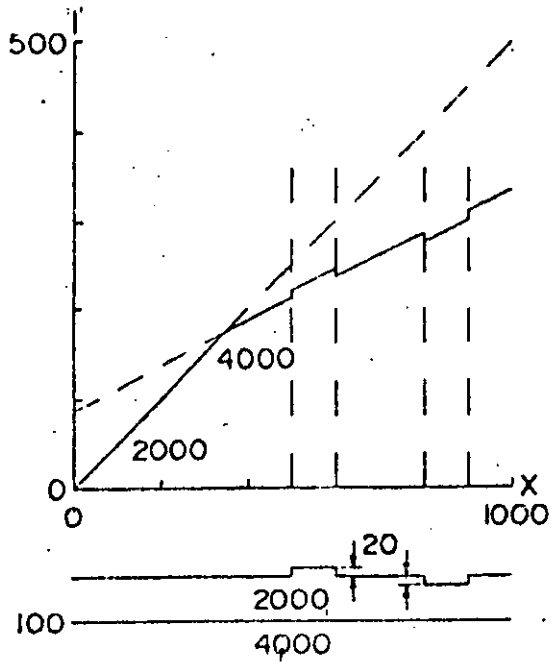


(d) Up-Dip to Horizontal

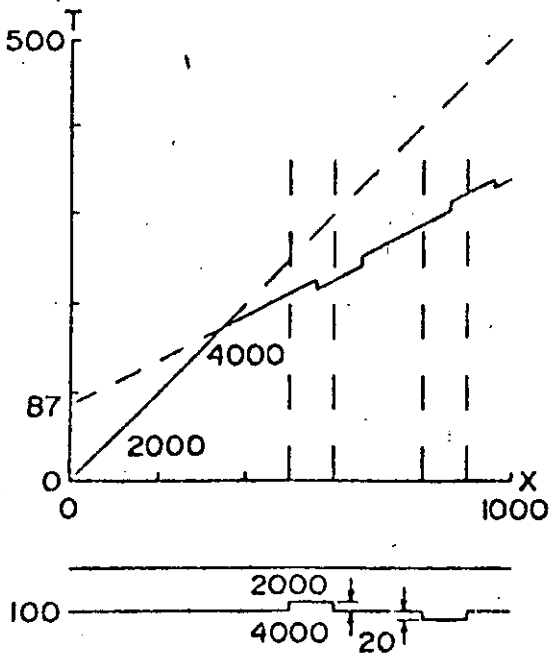


D. IRREGULAR BOUNDARIES

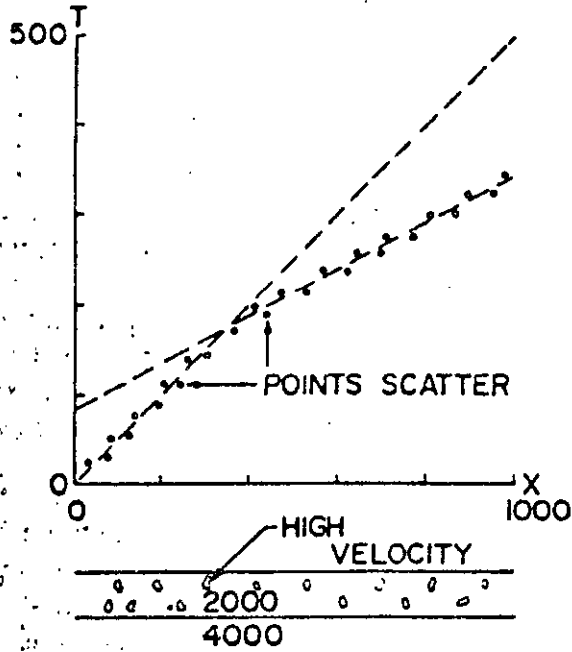
D.1. IRREGULAR SURFACE TOPOGRAPHY



D.2. IRREGULAR BEDROCK TOPOGRAPHY



D.3 BOULDERS IN OVER BURDEN



CATALOG OF TYPICAL SEISMIC TRAVEL-TIME GRAPHS AND THEIR POSSIBLE INTERPRETATION IN TERMS OF SUBSURFACE STRUCTURE

A given subsurface structure will always produce a *unique* travel-time graph. Many examples are given in Chapter 15. On the other hand, a given travel-time graph can usually be associated with *several* possible subsurface structures. The purpose of this chapter is to show some examples illustrating the point.

In a strict sense, this chapter is unnecessary. Chapter 15 contains all of the information presented here. The interpreter will note that, in many cases shown there, different structures can produce travel-time graphs with a similar appearance. The present chapter simply collects some of these alternatives into a convenient format.

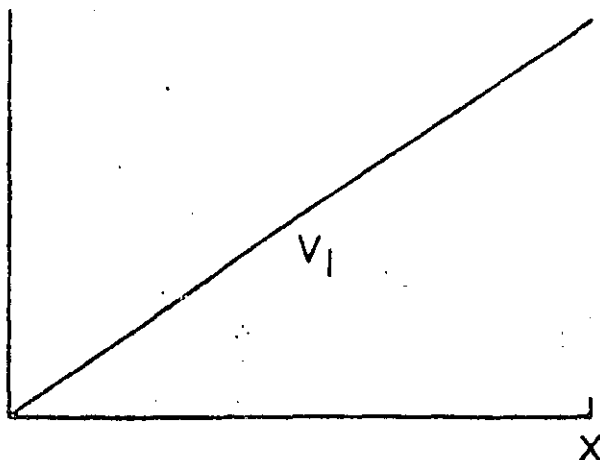
The problem of selecting from among alternative possible subsurface structures is basic in interpretation. Usually more data are required. A powerful tool in the selection process is the use of reversed profiles. A profile taken in only a single direction (such as E-3 below) will usually be open to several possible interpretations, whereas reversal of this profile (such as E-4 below) can eliminate most of them. Other techniques for elimination rely on control data from drilling, road cuts, or geological or geophysical studies.

The mode of presentation here is to show first the travel-time graph and then to list the interpretation possibilities. The slopes (actually, reciprocal slopes) of the lines are identified by their apparent velocities. The actual data points on the travel-time graphs are not shown, but only the straight lines fitted to them. The requirement of reciprocity is emphasized wherever applicable, namely on all reversed profiles. This requirement provides a severe constraint on how straight lines can be drawn through the data points. It is discussed in detail in Chapter 10.

Most of the tabulated interpretation possibilities are identified with numbers such as A.5 or C.1. These refer to the classification of Chapter 15 and provide a convenient cross reference.

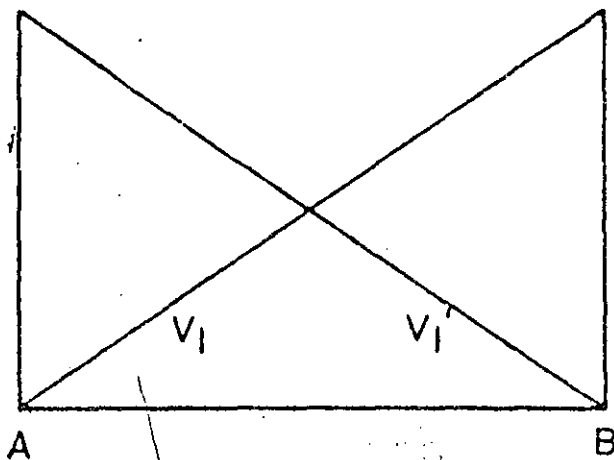
Copyright, 1977, Harold M. Mooney

E.1

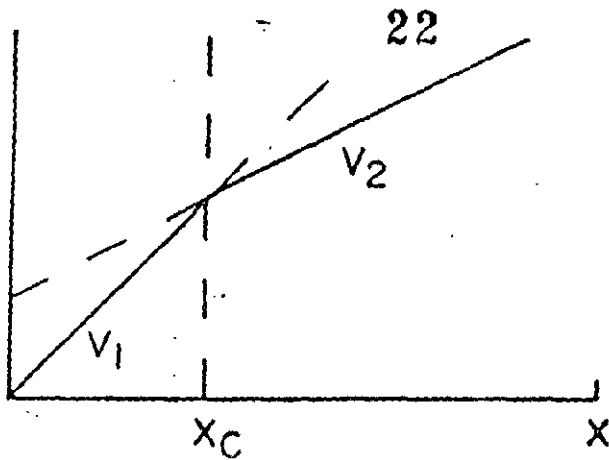


1. Most probable interpretation: Uniform material with velocity V_1 to a depth not less than about $(1/3)X$. The actual depth extent is not known. (A.1).
2. The section may include layers within this depth range with velocities lower than V_1 . (A.2,A.8,A.9).

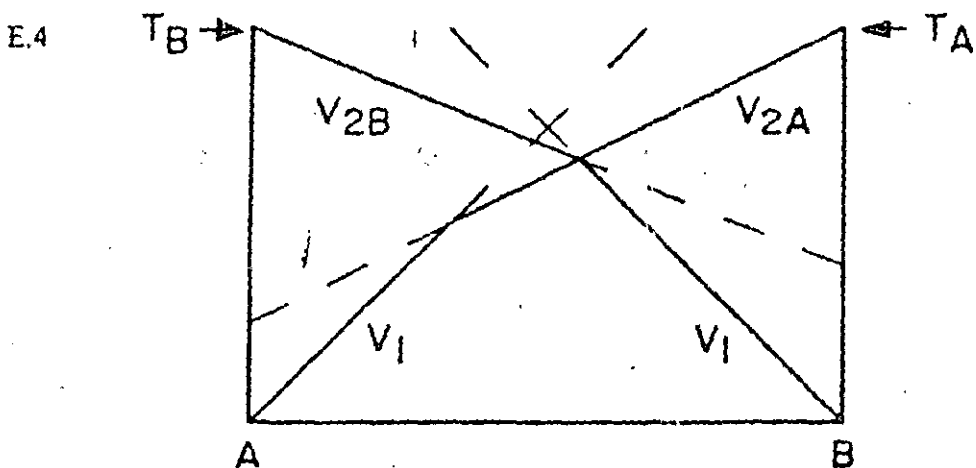
E.2



1. Interpretation possibilities for this reversed profile are the same as E.1. Additional control is provided by comparing apparent velocities V_1 and V_1' in the two directions. They should be equal or nearly so. If they differ by more than 10%, say, the near surface materials are different at the two ends of the seismic line.

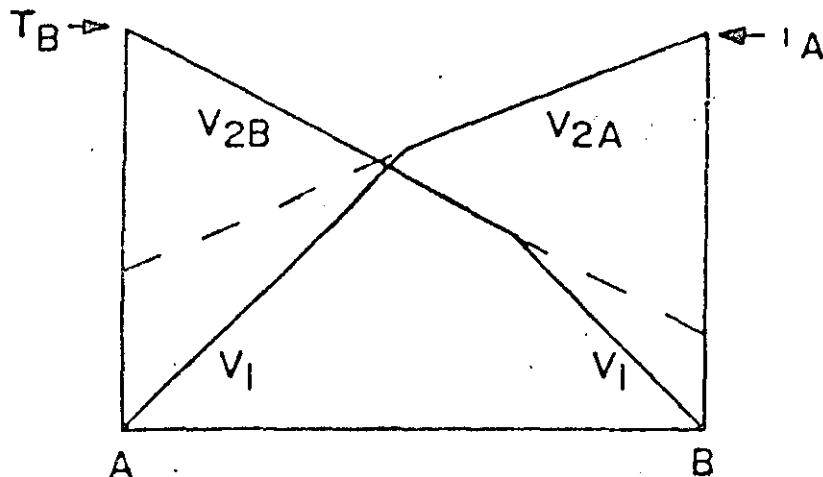


1. Simplest interpretation: A two-layer subsurface (A.2). A horizontal surface layer with (lower) velocity V_1 overlies a substantial thickness of material with (higher) velocity V_2 . The V_2 material extends to a depth not less than about $(1/3)X$. The actual depth extent is not known.
2. The near-surface (V_1) section may include layers with velocity lower than V_1 . (A.7)
3. The deeper (V_2) section may include layers with velocity lower than V_2 . (A.6)
4. The discontinuity between the V_1 and the V_2 material may be dipping rather than horizontal. The dip may be either down (B.1) or up (B.2).
5. The seismic profile may have crossed a vertical or steeply dipping contact at location X_C . (C.1).



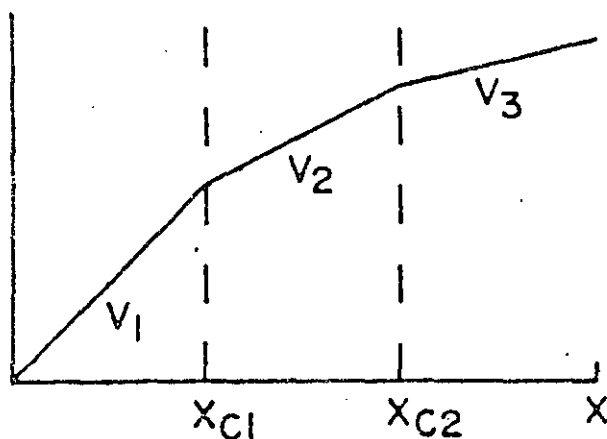
1. Most probable interpretation: A two-layer subsurface with a dipping interface between the layers. Depth to the interface is greater at B than at A. (B.1).
This interpretation requires that straight lines can be fitted to the observed data points such that $T_A = T_B$ (condition of reciprocity). If this condition cannot be satisfied, there is something wrong with the data.
2. The near-surface (V_1) section may include layers with velocity lower than V_1 .
3. The deeper (V_2) section may include layers with velocity lower than V_2 .

E.5



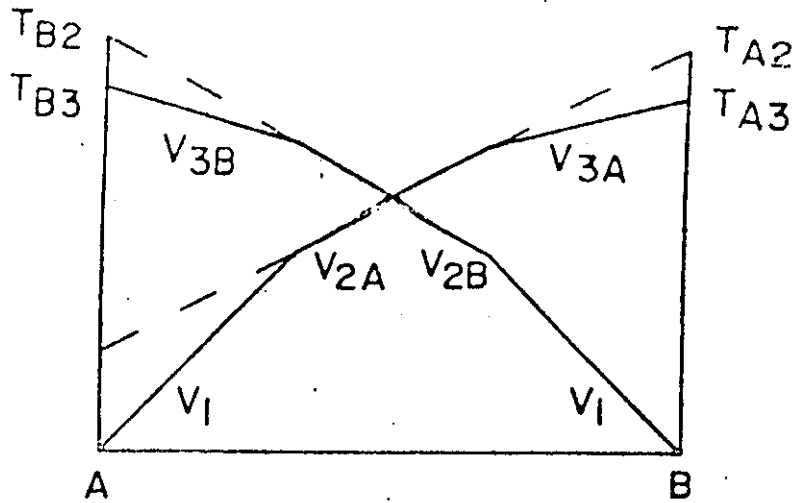
1. All comments for E.4 apply here, except that dip is in the opposite direction. Depth to the interface is greater at A than at B. (B.2).

E.6



1. Simplest interpretation: A three-layer subsurface. (A.4). A surface layer with velocity V_1 overlies a horizontal intermediate layer with higher velocity V_2 . Beneath this lies a substantial thickness of material with still higher velocity V_3 . The V_3 material extends to a depth not less than about $(1/3)X$. The actual depth extent is not known.
2. The near-surface (V_1) section may include layers with velocity *lower* than V_1 .
3. The intermediate (V_2) layer may include layers with velocity *lower* than V_2 .
4. The deeper (V_3) section may include layers with velocity *lower* than V_3 .
5. Either of the two discontinuities may be dipping rather than horizontal. The direction of dip may be either up or down for each of them. (B.3,B.4,B.5,B.6).
6. A vertical contact may exist near location X_{C1} , or X_{C2} , or both. (C.1,C.2,C.5).
7. A change in dip of a subsurface discontinuity may occur near X_{C1} , or X_{C2} , or both. (C.8).

E.7

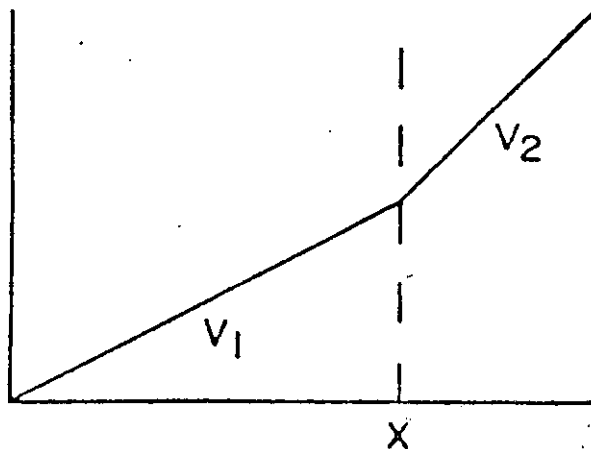


1. Most probable interpretation: A three-layer subsurface with dipping interfaces between layers. (B.3,B.4,B.5,B.6).

This interpretation requires that straight lines can be fitted to the observed data points such that $T_{A2} = T_{B2}$ and $T_{A3} = T_{B3}$ (condition of reciprocity). .. these conditions cannot be satisfied, there is something wrong with the data.

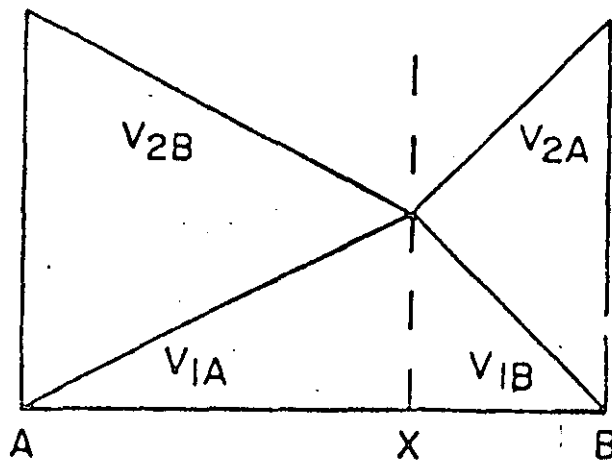
2. The near-surface (V_1) section may include layers with velocity *lower* than V_1 .
3. The intermediate (V_2) layer may include layers with velocity *lower* than V_2 .
4. The deeper (V_3) section may include layers with velocity *lower* than V_3 .

E.8



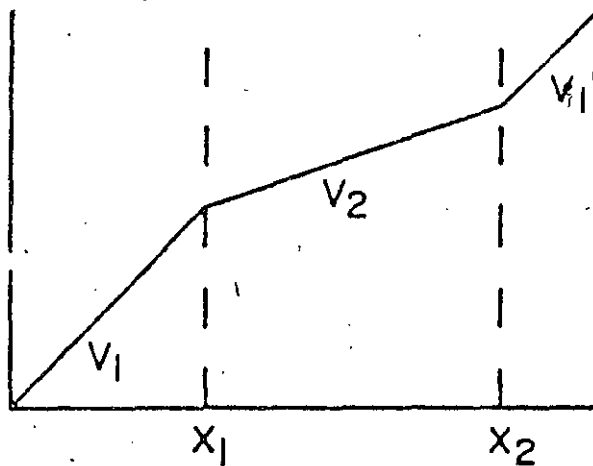
1. Most probable interpretation: The seismic profile has crossed a vertical contact near location X. (C.1,C.6).

E.9



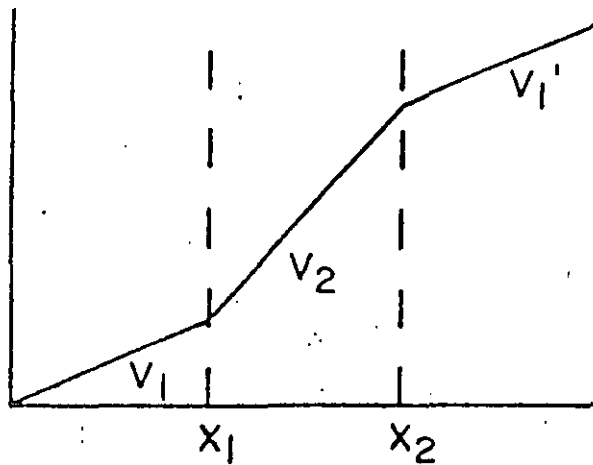
1. Same as E.8. The interpretation is very secure if, at least approximately, $V_{1A} = V_{2B}$ and $V_{2A} = V_{1B}$.

E.10



1. Provided V_1 is approximately equal to V_1' , the most probable interpretation is that the profile crossed a zone of higher-velocity near-surface material between positions X_1 and X_2 . (C.3).
2. If V_1 differs substantially from V_1' , the most probable interpretation is a buried vertical contact. (C.2).

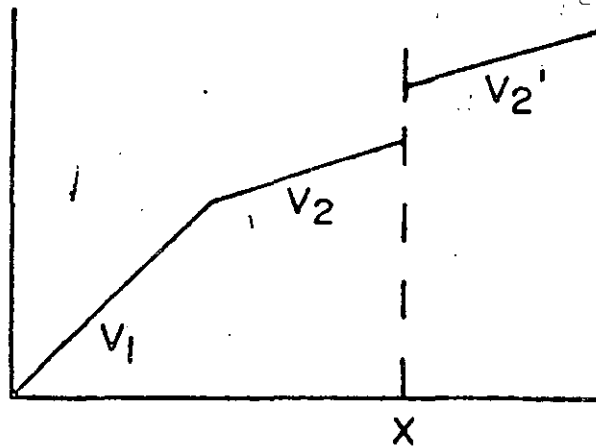
E.11



Provided V_1 is approximately equal to V_1' , the most probable interpretation is that the profile crossed a zone of lower-velocity near-surface material between positions X_1 and X_2 . (C.3).

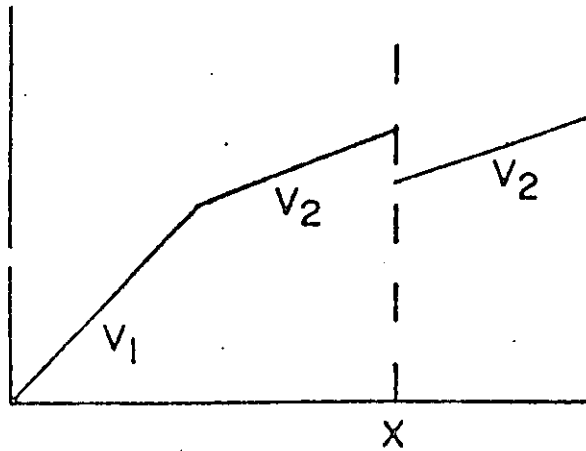
2. If V_1 differs substantially from V_1' , one possibility is a thin near-surface slab of lower velocity material, starting at position X_1 . (C.6).
3. Another possibility is a change in slope of a buried interface, with the change occurring near position X_2 . (C.8).

E.12



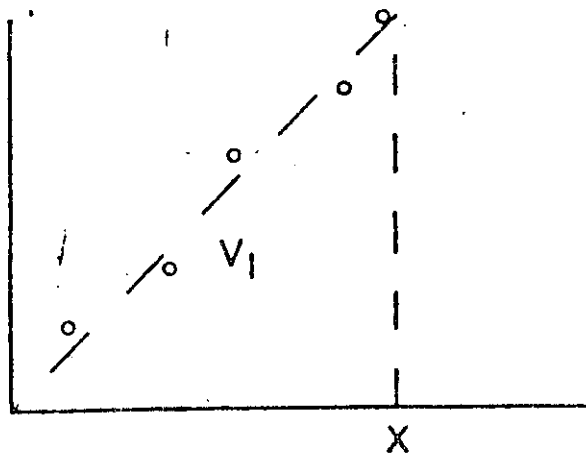
1. Provided V_2 is approximately equal to V_2' , the most probable interpretation is that the profile passed out of a thin, low-velocity, near-surface slab at position X . (C.6).
2. Another possibility is that the profile passed over the down-dropped edge of a buried vertical step near position X . (C.7).
3. If V_2 differs substantially from V_2' , the most probable interpretation is the same as (2), except that the throw on the fault is very large. (C.5).

E.13



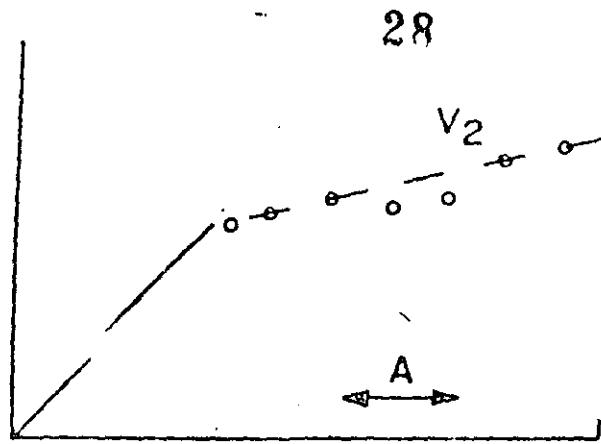
1. The most probable interpretation is that the profile crossed to the upthrown side of a vertical step near position X . (C.7)

E.14



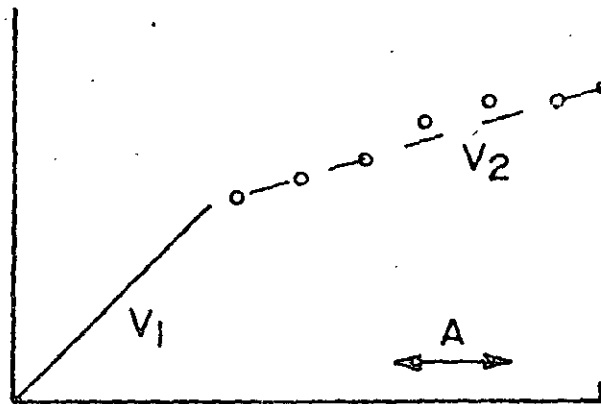
1. Most probable interpretation: The scatter of the data show velocity variations within the near-surface material. The material has average velocity V_1 and extends to at least a depth $X/3$. The velocity variations arise from large boulders or from changes in soil type or rock type. (D.3).
2. Topographic irregularities can also produce this effect, although their presence should be visible to the operator. See Chapter 18.

E.15



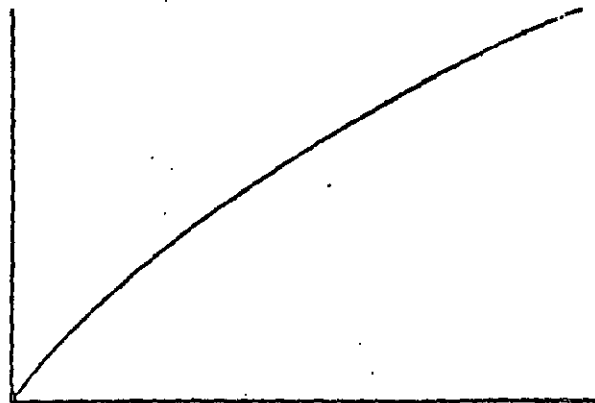
1. Most probable interpretation: Near position A, the rock surface is shallower than elsewhere. (D.2).

E.16



1. Most probable interpretation: Near position A, the rock surface is deeper than elsewhere. (D.2).

E.17



1. Velocity increases gradually with depth in an otherwise uniform layer.

An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation

Derecke Palmer*

ABSTRACT

The generalized reciprocal method (GRM) is a technique for delineating undulating refractors at any depth from in-line seismic refraction data consisting of forward and reverse traveltimes.

The traveltimes at two geophones, separated by a variable distance XY , are used in refractor velocity analysis and time-depth calculations. At the optimum XY spacing the upward traveling segments of the rays to each geophone emerge from near the same point on the refractor. The results in the refractor velocity analysis being the simplest and the time-depths showing the most detail. In contrast, the conventional reciprocal method which has XY equal to zero is especially prone to produce numerous fictitious refractor velocity changes, as well as producing gross smoothing of irregular refractor topography.

The depth conversion factor is relatively insensitive to dip angles up to about 20 degrees, because both forward and reverse data are used. As a result, depth calculations to an undulating refractor are particularly convenient even when the overlying strata have velocity gradients.

The GRM provides a means of recognizing and accommodating undetected layers, provided an optimum XY value can be recovered from the traveltime data, the refractor velocity analysis, and/or the time-depths. The presence of undetected layers can be inferred when the observed optimum XY value differs from the XY value calculated from the computed depth section. The undetected layers can be accommodated by using an average velocity based on the optimum XY value. This average velocity permits accurate depth calculations with commonly encountered velocity contrasts.

OUTLINE OF THEORY

The generalized reciprocal method (GRM) (Palmer, 1974, 1980) is a technique for processing and interpreting in-line seismic refraction data consisting of forward and reverse traveltimes.

The processing aspects of the GRM are the computation of the velocity analysis function (from which the refractor velocity is obtained) and the generalized time-depth (which is a measure of

the depth of the refractor) expressed in units of time. At the Geological Survey of New South Wales, the computer program SEISSP (Hatherly, 1976) is used to compute and plot these processed data, as well as the original traveltime data.

The interpretation stage begins with assignment of a refractor to each arrival time, from examination of the traveltime curves. This aspect of interpretation is common to all refraction interpretation methods and is discussed in more detail elsewhere (Palmer, 1980, chapter 11). The next stage of interpretation is the determination of refractor velocities, and where possible, optimum XY values which are analogous to twice the migration distance with the delay time method. This information is used in constructing a time section (Palmer, 1980, chapter 10), from which a migrated depth section can be derived (Hatherly, 1979, 1980).

This paper introduces the refractor velocity analysis function, the generalized time-depth, the optimum XY value, and the average velocity. The GRM is then applied to two synthetic models which represent examples of the hidden layer and velocity inversion problems.

The velocity analysis function

Using the symbols in Figure 1, the velocity analysis function t_V is defined by the equation

$$t_V = (t_A) - (t_X + t_Y)/2 \quad (1)$$

The value of this function is referred to G , which is midway between X and Y .

In routine interpretation with the GRM, values of t_V calculated using equation (1) are plotted against distance for different XY values. The inverse of an apparent refractor velocity V_a is defined as the slope of a line fitted to the t_V values for the optimum XY (that for which the forward and the reverse rays emerge from nearly a common point on the refractor), i.e.,

$$\frac{d}{dx} t_V = 1/V_a \quad (2)$$

It can be shown (Palmer, 1980) that

$$V_a = V_n \cos \theta_{n-1} \quad (3)$$

when V_n is the true refractor velocity and θ_{n-1} is the dip of the refractor. It is usual to take V_n as the true refractor velocity in most situations.

The generalized time-depth

The generalized time-depth t_G in seismic refraction interpretation corresponds (but is not identical) with the one-way traveltimes in seismic reflection methods. Using the symbols of Figure 1, the generalized time-depth at G is defined by the equation

$$t_G = [t_{AY} + t_{BX} - t_{AD} + XY/V_n]/2. \quad (4)$$

The term V_n is the apparent velocity determined from the velocity function.

Similarities between the GRM and other methods

For the special case of XY equal to zero, equation (1) reduces to equation (7) of Hawkins (1961, p. 809). It is similar to the minus term in the plus-minus method (Hagedoorn, 1959). The velocity analysis formula quoted by Scott (1973, p. 275) is a least-squares fit of data values which are mathematically similar to equation (1), but with a zero XY value.

Several special cases of the generalized time-depth can be derived, depending upon the XY spacing used.

For XY equal to zero, the conventional time-depth (Hagiwara and Omote, 1939, p. 127; Hawkins, 1961, p. 807, equation (3); Dobrin, 1976, p. 218, equations (7-35), (7-36)) is obtained. It is similar to the plus term in the plus-minus method (Hagedoorn, 1959; Hawkins, 1961, p. 814) and to a term in the method of differences (Heiland, 1963, p. 549, equation (9-68)). For the calculation of the conventional time-depth, no knowledge of the refractor velocity is required.

For XY selected such that the forward and reverse rays emerge from near the same point on the refractor, a result similar to the mean of the migrated forward and reverse delay times (Gardner, 1939, 1967; Barry, 1967) is obtained. Although the delay time method is generally considered to be valid for dips up to 10 degrees, it is in fact sensitive to dip angles as small as 5 degrees (Palmer, 1974). Not only does the generalized time-depth overcome the errors related to dip, but it also conveniently includes separation of geophone and shotpoint delay times, migration, and convergence corrections into a single operation.

Other methods similar to the GRM include Hales's method (Hales, 1958; Woolley et al., 1967) and McPhail's method (McPhail, 1967).

The depth conversion factor

For plane layering between the forward and reverse arrival times, equation (4) can be shown (Palmer, 1980) to reduce to

$$t_G = \sum_{j=1}^{n-1} Z_{jG}/V_{j_n}, \quad (5)$$

where

$$V_{j_n} = 2V_j/(\cos \alpha_{j_n} + \cos \beta_{j_n}). \quad (6)$$

V_{j_n} is the depth conversion factor. For zero dips, it is equivalent to the A function of Meidav (1960, p. 1049-1051), the depth conversion factor of Hawkins (1961, p. 807, 808), twice the G factor of Stulken, (1967, p. 312), and twice the variable W of Chan (1968).

A major advantage of the GRM is that the depth conversion factor is relatively insensitive to dips up to about 20 degrees (Palmer, 1980), because both forward and reverse data are used. As a result the horizontal layer approximation can be used, i.e.,

$$V_{j_n} = V_n^2 V_j^2 / (V_n^2 - V_j^2)^{1/2}. \quad (7)$$

The velocities used in equation (7) are those calculated from equation (2).

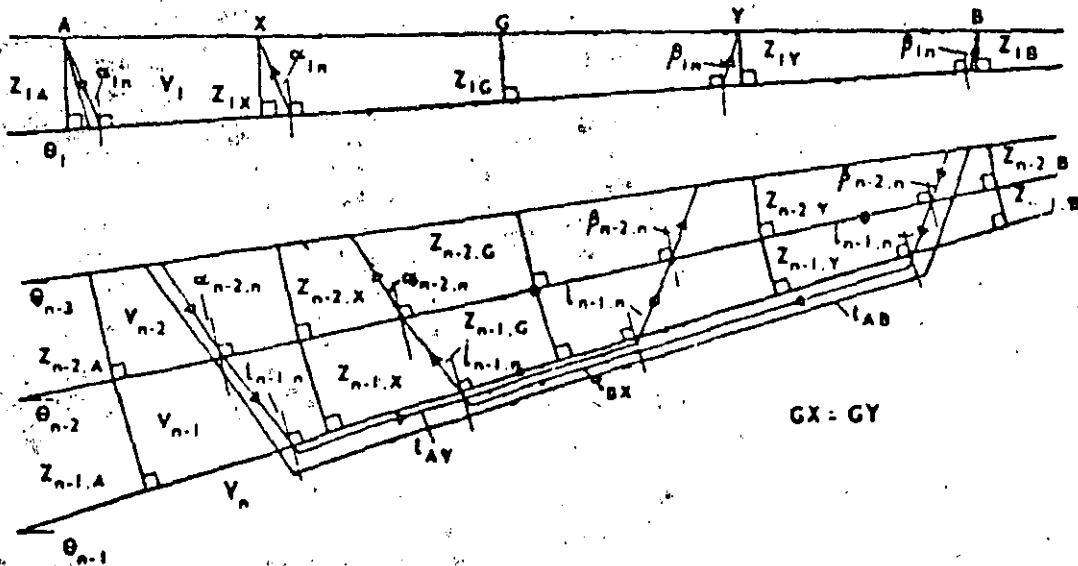
The insensitivity of the depth conversion factor to dip angles makes the GRM an extremely convenient method for dealing with irregular refractors, including those overlain by a layer within which the velocity varies continually with depth (Palmer, 1980, chapter 5).

The optimum XY value

The determination of the optimum XY values is probably the most difficult and the most important aspect of the GRM. At this stage, there are two distinct approaches to determining the optimum XY value.

(1) Direction calculation of XY values.—The first approach to determining optimum XY values is the direct calculation from the seismic velocities and thicknesses using the formula

$$XY_{\text{optimum}} = 2 \sum_{j=1}^{n-1} Z_{jG} \tan i_{j_n}. \quad (8)$$



1. Summary of the model and the raypath parameters used in the calculation of the velocity analysis and generalized time-depth functions.

where

$$t_{jn} = \sin^{-1}(V_j/V_n). \quad (9)$$

Hence an optimum XY value can be calculated for any seismic velocity versus depth section, such as that computed from refraction traveltime data using any interpretation method.

(2) Observation of XY values.—The second approach is the inspection of the traveltime data, the amplitudes of seismic traces, or the refractor velocity analysis and time-depth functions.

A method familiar to many refraction seismologists is the estimation of the separation of distinctive features on the traveltime curves of forward and reverse shots [see Woolley et al., 1967, p. 280, (f)]. This separation is taken as the optimum XY value.

Another method is to equate the optimum XY value with the distance at which the critical reflection occurs (Grant and West, 1965, p. 108; Layat, 1967, p. 179). At the critical reflection, marked increases in reflection and refraction amplitudes generally occur.

However, these methods are not considered to be as reliable as the inspection of the velocity analysis and time-depth functions calculated for a range of XY values (see Palmer, 1980, chapter 6). With nonoptimum XY values, the velocity analysis functions can indicate refractor velocity changes which vary with the XY separation, in both magnitude and sign. These fictitious velocity changes usually occur with an irregular refractor topography. The XY value, for which the velocity analysis function is the simplest, corresponds to the optimum value.

Nonoptimum XY values also result in smoothing of the time-depths for irregular refractor topography. The XY value for which the time-depths show the most detail corresponds to the optimum value.

The determination of optimum XY values by inspection of velocity analysis and time-depth functions will be demonstrated in the examples to follow.

The existence of these two basic approaches of computing and observing optimum XY values makes the GRM a unique and extremely powerful interpretation method. *If the depth section is to be consistent with the traveltime data, the computed and observed XY values must agree.* If these values do not agree, then undetected layers are indicated.

Undetected layers

While advanced interpretation routines recognize the existence of irregular refractors, it is still commonly assumed that the velocity stratification can be unambiguously inferred from the traveltime curves. This assumption constitutes probably the most serious shortcoming of the refraction method (Hagedoorn, 1959, p. 164–166; McPhail, 1967, p. 260).

In many cases, improved field procedures are sufficient to resolve the inherent ambiguity of single traveltime curves (see "Ambiguities concerning the important refractor," Hawkins, 1961, p. 810).

Unfortunately, an increase in the number of shotpoints is not a solution to all problems of ambiguity, such as the hidden layer (Soske, 1959). The hidden layer problem occurs where energy from a refractor of higher seismic velocity arrives at the surface before energy from an overlying refractor. The *hidden layer* or *masked layer* thickness can vary between zero and a maximum theoretical thickness which is termed the *blind zone* (Hawkins and Maggs, 1961, p. 526).

The blind zone is more than a measure of the maximum error in depth calculations caused by hidden layers. The blind zone is a necessary consequence of the basic characteristic of the refraction method in which arrivals from a deeper layer overtake those from a shallower layer or part of a shallower layer. It represents the zone in each layer where the velocity distribution which is determined in the upper part of the layer is extrapolated. The example of Hagedoorn (1955, p. 329–332) emphasizes the significance of the blind zone because it demonstrates that even when hidden layers are absent, the velocity distribution in the blind zone still cannot be obtained accurately by extrapolation from the upper part of the layer.

The use of second and later events has been advocated, but even with this approach many ambiguities can still exist (Palmer, 1980, chapter 7).

Another type of undetected layer is the velocity inversion problem (Domzalski, 1956, p. 153–155; Knox, 1967, p. 207–211; Greenhalgh, 1977). An inversion occurs when a layer has a lower seismic velocity than the layer above it, and as a result, no critically refracted head waves can be generated. In general, depth calculations can be subject to unknown but often large errors because of this problem.

Drillholes with either lithological or velocity logs, or average velocities from seismic reflection surveys, can help minimize errors caused by undetected layers. However, when these data are not available, it may still be possible to accommodate undetected layers by ensuring that the observed and calculated optimum XY values agree. This can be achieved by adjusting thicknesses or velocities of one or more layers until agreement occurs. While this method usually results in the total depth to the important refractor being more accurate, it may downgrade the geologic significance of overlying refractors by introducing layers which may be the sum or average of several layers, and which may be out of sequence.

Alternatively, an average velocity based on the observed XY value can be used.

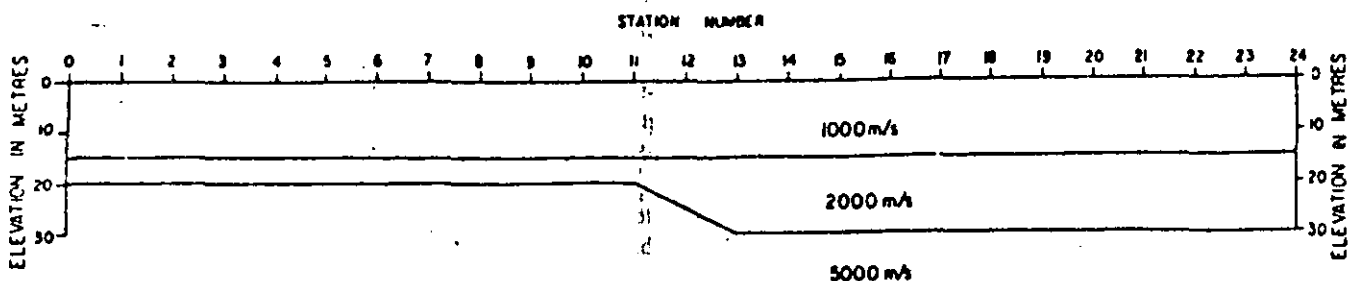


FIG. 2. In this model, the second layer would not normally be detected using normal seismic refraction field procedures. Accordingly, it provides a searching test of any interpretation routine.

Table 1. Traveltime data.

Distance (m)	Station number	Hidden layer example		Velocity inversion example	
		Shot	88.6	Shot	91.2
0	0				
60	6	46.0	74.6	50.6	79.2
65	6.5	47.0	73.6	51.6	78.2
70	7	48.0	72.7	52.6	77.3
75	7.5	49.0	71.7	53.6	76.3
80	8	50.0	70.8	54.6	75.4
85	8.5	51.0	69.8	55.6	74.4
90	9	52.0	68.9	56.6	73.5
95	9.5	53.0	67.9	57.6	72.5
100	10	54.0	66.9	58.6	71.6
105	10.5	55.0	65.9	59.6	70.6
110	11	56.0	65.5	60.6	70.3
115	11.5	57.0	65.6	61.6	70.4
120	12	58.3	65.7	62.7	70.6
125	12.5	60.2	65.8	64.2	70.7
130	13	62.0	65.0	66.1	69.7
135	13.5	63.8	64.0	68.0	68.7
140	14	65.7	63.0	69.7	67.7
145	14.5	67.5	62.0	71.5	66.7
150	15	68.6	61.0	73.2	65.7
155	15.5	69.6	60.0	74.2	64.7
160	16	70.6	59.0	75.2	63.7
165	16.5	71.6	58.0	76.2	62.7
170	17	72.6	57.0	77.2	61.7
175	17.5	73.6	56.0	78.2	60.7
180	18	74.6	55.0	79.2	59.7
240	24	86.6	Shot	91.2	Shot

The average velocity

The use of an average velocity above the refractor permits depth calculations without defining all layers. It can also be useful in accommodating undetected layers. The method described below uses the observed optimum XY value and is analogous to the determination of stacking velocity from normal moveout (NMO) measurements in reflection processing.

An expression for an average velocity can be obtained by replacing the terms containing the seismic velocity of each layer in equations (5), (7), (8), and (9) with the average velocity \bar{V} and combining them so that the depth terms are excluded. The resulting expression is

$$\bar{V} = [V_n^2 XY / (XY + 2t_G V_n^2)]^{1/2}. \quad (10)$$

A major advantage of this average velocity is that a depth to the refractor is not required, unlike the methods of Hawkins (1961, equation (5)) and Woolley et al (1967, p. 279-280).

In routine interpretation, the calculation of time-depths using equation (4) and refractor velocities using equation (2) present a problem. Therefore, if an optimum XY value can be observed, then an average velocity can be obtained with equation (10). The total thickness of all layers can then be computed by the following equation

$$\sum_{j=1}^{n-1} Z_{jG} = t_G \bar{V} / \cos \bar{T}, \quad (11)$$

where

$$\bar{T} = \sin^{-1}(\bar{V}/V_n). \quad (12)$$

It can be shown (Palmer, 1980, chapter 8) that the errors in depth calculations using the average velocity method are generally less than a quarter of the errors for the blind zone, provided the seismic velocities of the overlying layers are similar (i.e., they

differ by less than a factor of two) and provided there is good contrast with the refractor velocity (i.e., the refractor velocity is at least twice that of the overlying layers). When these conditions do not occur, it is still possible to obtain reasonably accurate depths by subtracting the effects of well-defined layers from the time-depth using a partial summation with equation (5) and from the observed XY value using a partial summation with equation (8). The average velocity and total thickness then apply to the remaining layers (Palmer, 1980).

MODEL STUDIES

One of the most searching methods of assessing the performance of the GRM is to apply the techniques to data generated by wavefront construction with a fully defined model.

Elsewhere (Palmer, 1980) models with very irregular refractor surfaces, refractor velocity variations, irregular ground topography, and overburden with linear increases of velocity with depth have been used. For this publication, two models which are examples of the hidden layer and velocity inversion problems will be used. The traveltime data are presented in Table 1.

Hidden layer example

The first example is a three-layer case (Figure 2) in which the second layer would probably not be recognized on first arrival traveltime data (Figure 3), particularly at the shallow end of the profile.

Refractor velocity analysis

In Figure 4, the velocity analyses [equation (1)] for XY values from zero to 30 m are shown. Computer program SEISSF (Hatherly, 1976) was used to compute and plot these points. Also, to avoid confusion by overplotting of points for various XY values, different, fictitious reciprocal times have been used. This results

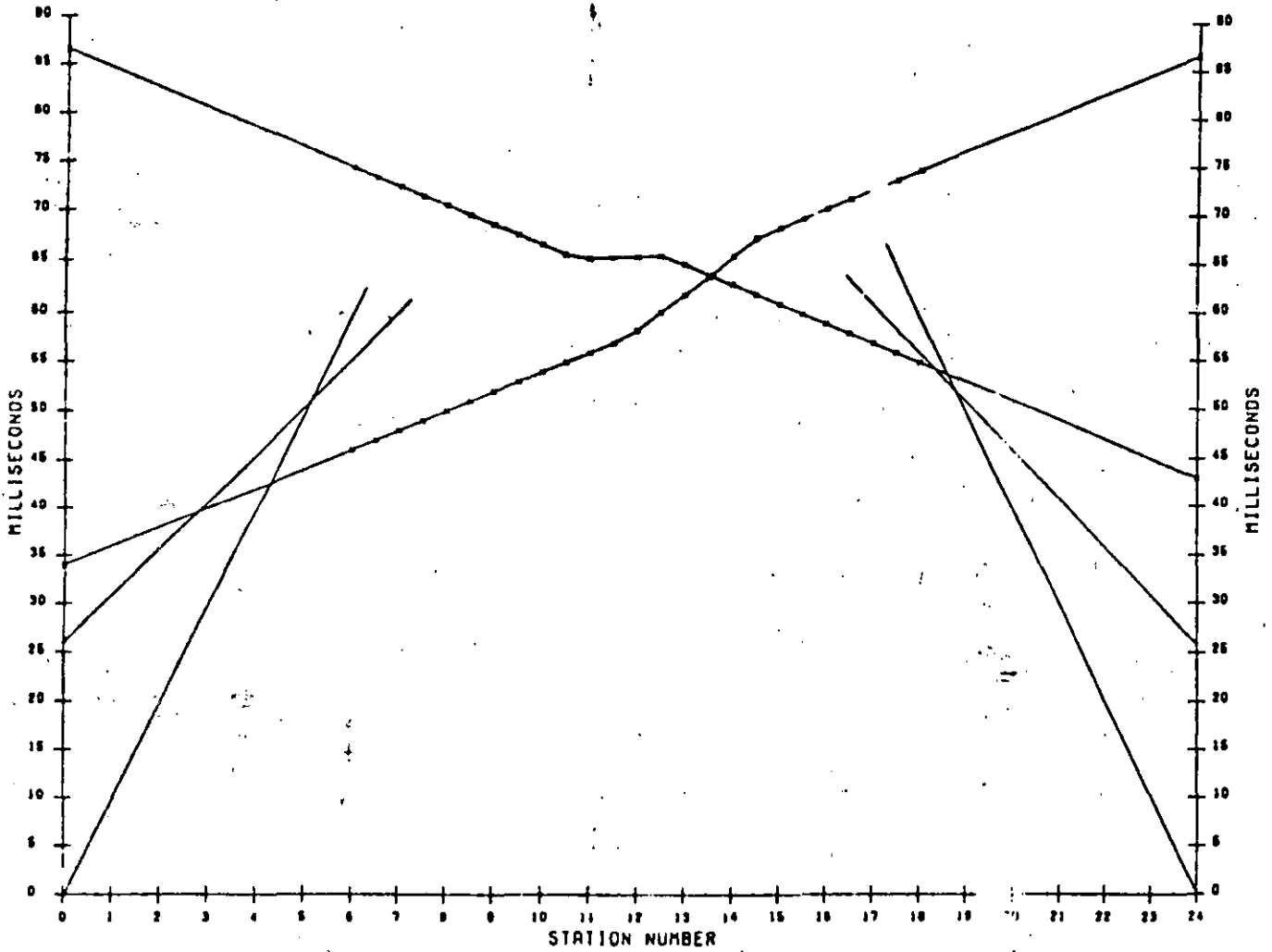


FIG. 3. Traveltine curves for the model shown in Figure 2. The times for the deepest layer were obtained by wavefront construction.

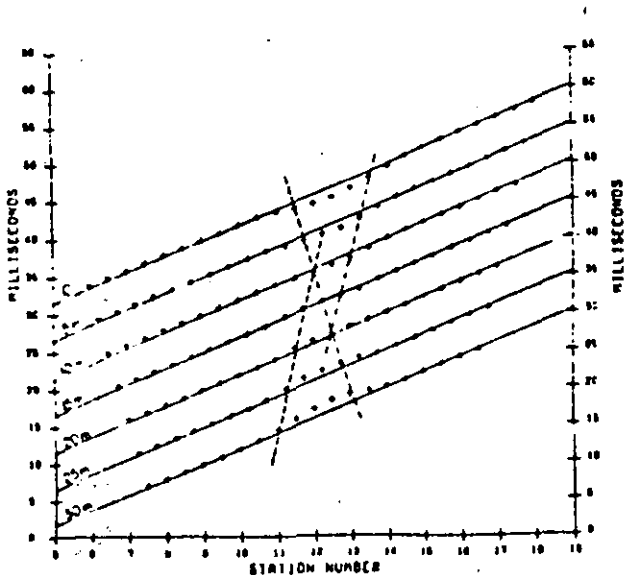


FIG. 4. Velocity analysis functions calculated with the traveltimes from the deepest layer, for a range of XY values from 0 to 30 m. The dashed lines are the loci of where the points cease to be collinear. The intersection of the two lines on the left-hand side indicates that 10 m is the optimum XY value, while on the right-hand side a value of 20 m is indicated.

in simple vertical displacements which can be easily corrected in later interpretation stages (Palmer, 1980, chapter 9). Furthermore, the apparent refractor velocity determined with equation (2) is not affected.

It can be readily seen that the set of points for each XY do not lie on a single straight line. In fact, for zero XY , the conventional reciprocal method, it is possible to infer the existence (from the changes in slope of lines through the points) of both a higher velocity and a lower velocity zone which are not present in the original model.

It can also be seen that the deviations of the points from the straight line change from negative for zero XY to positive for the 30-m XY . However, if the velocity analyses points were plotted for the updip direction, rather than the downdip direction as shown [i.e., if the first two terms on the right-hand side of equation (1) were reversed], then the signs of the deviations would be reversed. These deviations occur in the vicinity of the change in depth to the 5000 m/sec refractor and indeed are a result of this change. No such deviations would be observed if the refractors were planar.

Optimum XY values

In Figure 4, it can be seen that the points for a 15-m XY are the best approximation to a straight line. However, even for this

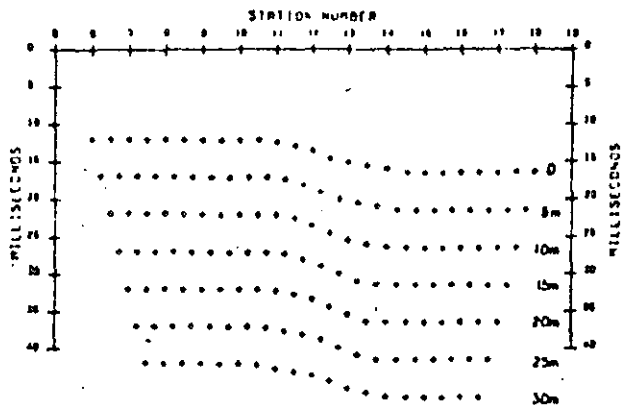


FIG. 5. Time-depths calculated with the traveltimes from the deepest layer for a range of XY values from 0 to 30 m. The reader can obtain an appreciation of the improvement in detail with optimum and near optimum time-depths by plotting the loci of the edges of the sloping surface for various XY values. This sloping surface has the smallest horizontal expression in the time-depths for a 15 m XY value.

set of points, it is still possible to recognize both positive and negative deviations. Therefore, it can be concluded that this XY value represents an average value. Such an average may in fact be the only value which can be recovered from routine field data. Nevertheless, depth sections to be discussed below verify that even this value can improve the accuracy of interpretations.

It is likely that the positive and negative deviations destructively interfere for the sets of points for 10, 15, and 20 m XY values. The following method is one approach to determining optimum XY values on either side of a major structure in the refractor.

The first and last major deviations from the straight line are determined for XY values away from the optimum. For this example, the points where the deviations are greater than one-half millisecond are selected. These points on adjacent lines in Figure 4 are joined, and the XY value where the line through the positive deviations intersects the line through the negative deviations is selected as the optimum value. These lines are shown dashed in Figure 4, and they indicate that the optimum values either side of the sloping refractor surface are 10 m and 20 m.

Generalized time-depths

In Figure 5, the time-depths are shown for XY values from 0 to 30 m. As in the case of the velocity analysis, the computer program SEISSF was used with different reciprocal times to prevent overplotting of points for different XY spacings. The simple model used here does not facilitate a full appreciation of the benefits of the time section (Palmer, 1974; 1980). However, the reader can obtain an appreciation of the improved detail from time-depths calculated with optimum and near-optimum XY values, in the following way. Three straight lines are drawn through each set of time-depths: one each through the horizontal portions, and one through the sloping portion. This sloping portion has a minimum horizontal expression for the set of time-depths with a 15-m XY value.

Depth sections

Figures 6 to 9 present depth sections in which it has been assumed that first arrival refractions have been recorded from all interfaces, including the 2000 msec layer (i.e., it is not a hidden

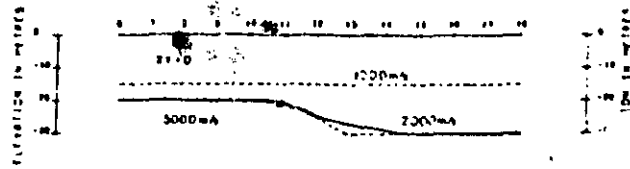


FIG. 6. Depth section calculated from time-depths with a zero XY value and assuming that all layers can be detected. Considerable smoothing of the refractor surface is obvious.

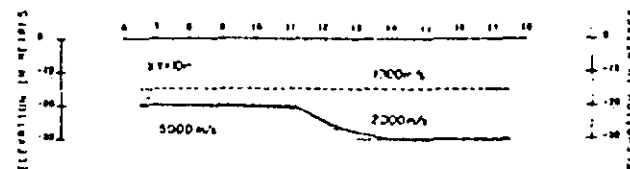


FIG. 7. Depth section calculated from time-depths with a 10 m XY value and assuming that all layers can be detected. The improvement, particularly around the left-hand edge of the sloping surface, can be observed.

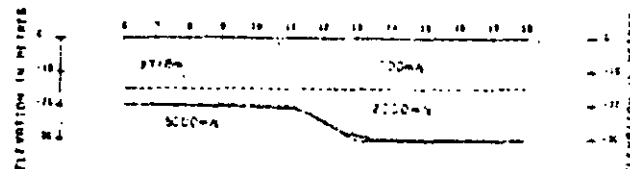


FIG. 8. Depth section calculated from time-depths with a 15 m XY value and assuming that all layers can be detected. This depth section provides the best definition, if only one XY value is used for the whole model.

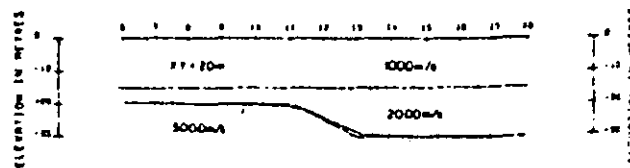


FIG. 9. Depth section calculated from time-depths with a 20 m XY value and assuming that all layers can be detected. This depth section provides the best definition around the right-hand edge of the sloping surface.

FIG. 10. Depth section calculated from time-depths with a zero XY value and assuming that the second layer is hidden. The average velocity of 1000 m/sec would be readily recovered from the travel-time data.

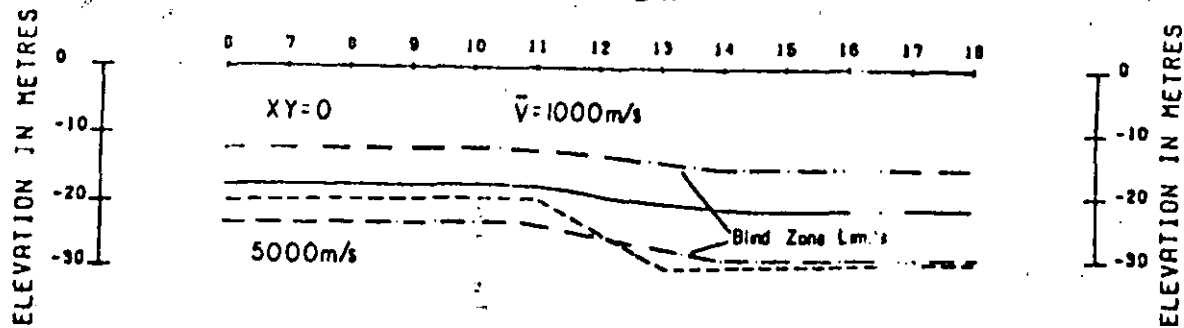


FIG. 11. Depth section calculated from time-depths and an average velocity with a 10 m XY value. These results give the best depth calculations possible with the GRM to the left of the sloping surface.

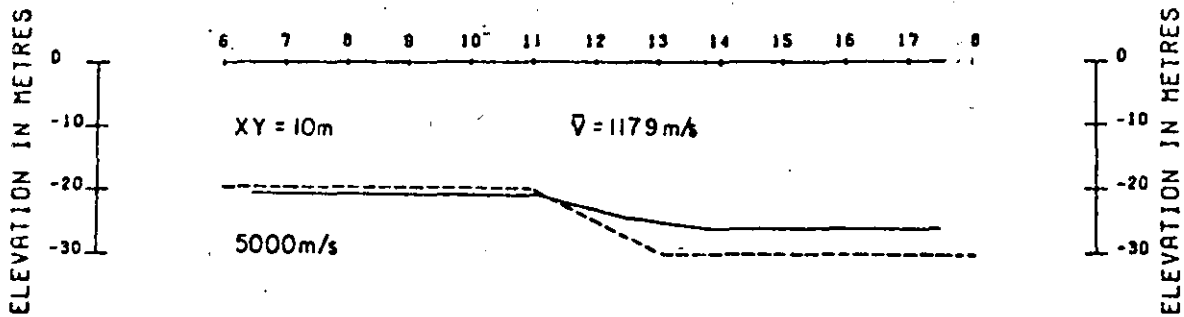


FIG. 12. Depth section calculated with time-depths and an average velocity with a 15 m XY value. This depth section provides the best definition, if only one XY value is used for the whole model.

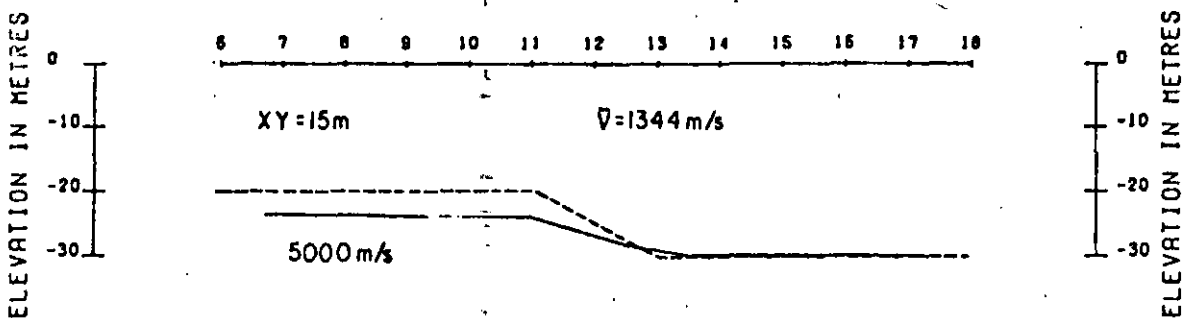
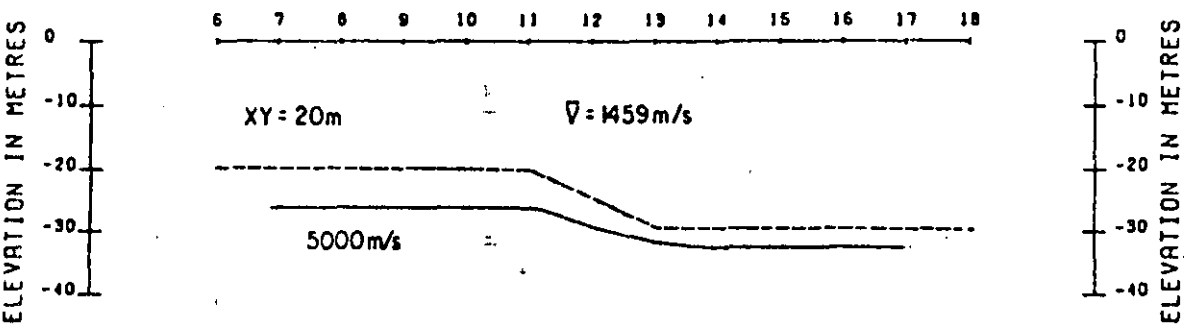


FIG. 13. Depth section calculated from time-depth and an average velocity with a 20 m XY value. This depth section highlights the tendency of the average velocity to overestimate depths.



layer). This has been done to permit an appraisal of the resolving power of the GRM under ideal conditions.

Perhaps the most striking feature of these figures is the considerable smoothing of the depth section with zero XY . The depth sections computed with optimum and average XY values are significantly better. This example, as well as others elsewhere, indicate that it is not essential to calculate time-depths, and therefore depth sections using the exact XY value, for every geophone location even when there are substantial changes in refractor depths. An XY value within about 50 percent of the optimum still results in adequate definition, provided all seismic velocities are known. Time-depths using optimum XY spacing, on the other hand, can improve definition around features of particular interest.

However, as discussed above, the detection and definition of all layers is not automatic with the refraction method.

In Figures 10 to 13, depth sections are shown in which it has been assumed that the 2000 m/sec layer has not been detected. In Figure 10, the depth section has been calculated using a constant velocity of 1000 m/sec in the overburden layer. However, the XY values calculated for this depth section are 7 and 9 m, which differ significantly from the observed values of 10 and 20 m. Also, the mean of the calculated values, 8 m, is about half the observed average value of 15 m. Clearly this comparison of calculated and observed values has established the existence of undetected layers.

The previous method of coping with this situation was to cal-

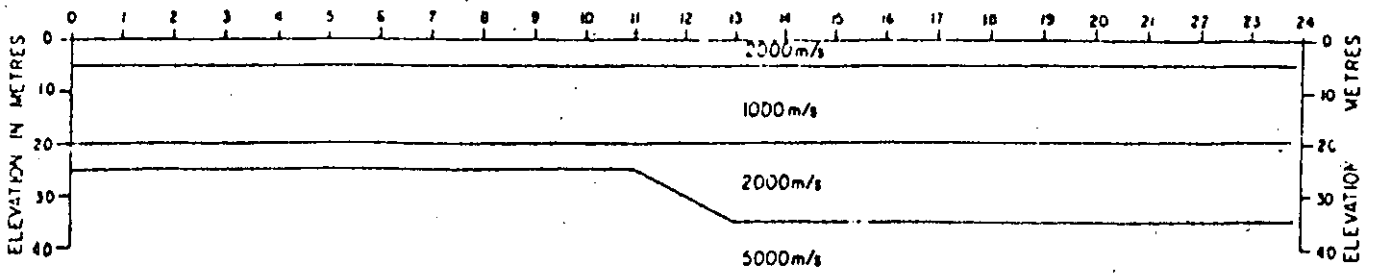


FIG. 14. This model is an example of a velocity inversion, with the second layer being undetectable using normal seismic refraction field procedures.

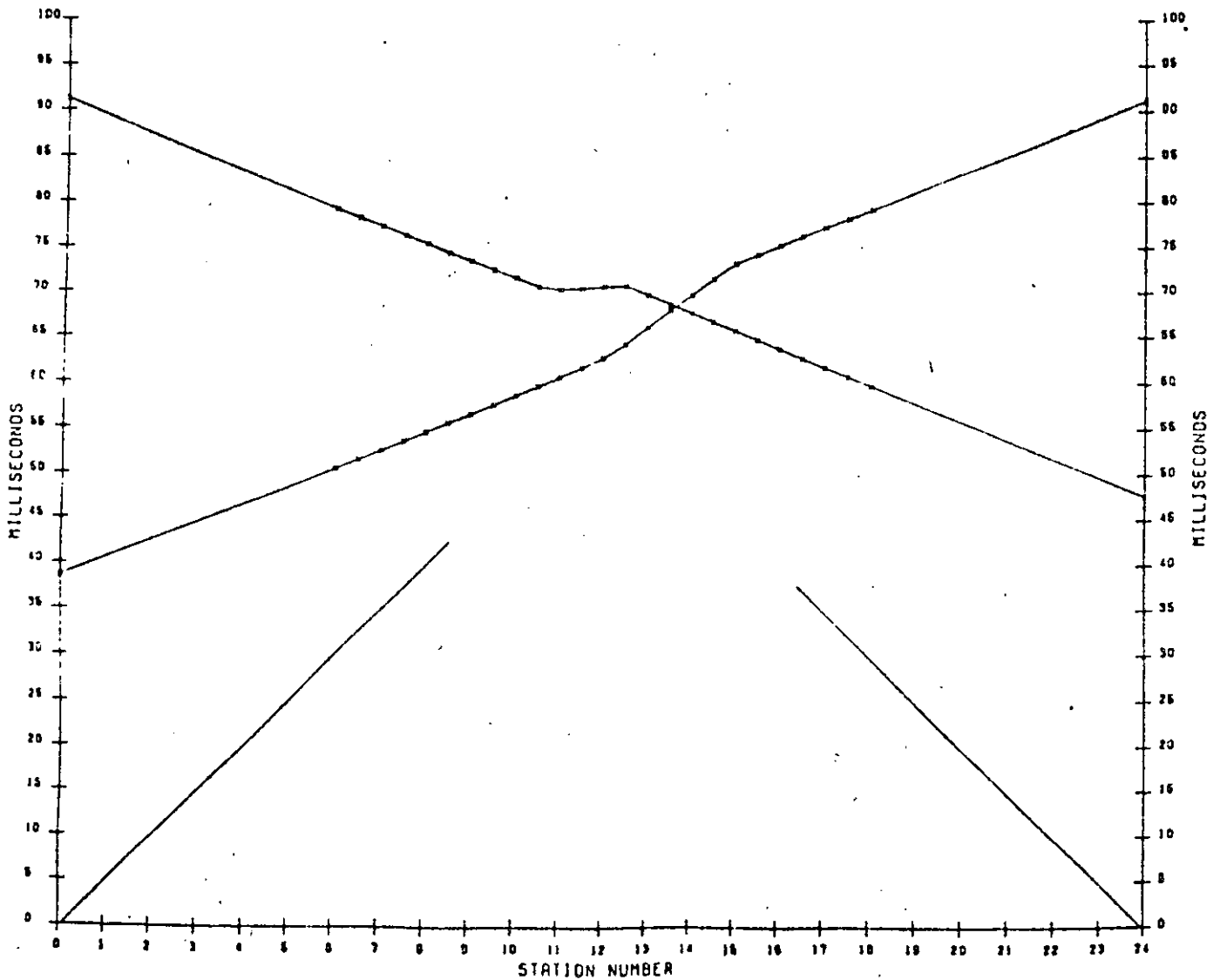


FIG. 15. Traveltime curves for the model shown in Figure 14. The times for the deepest layer were obtained by wavefront construction.

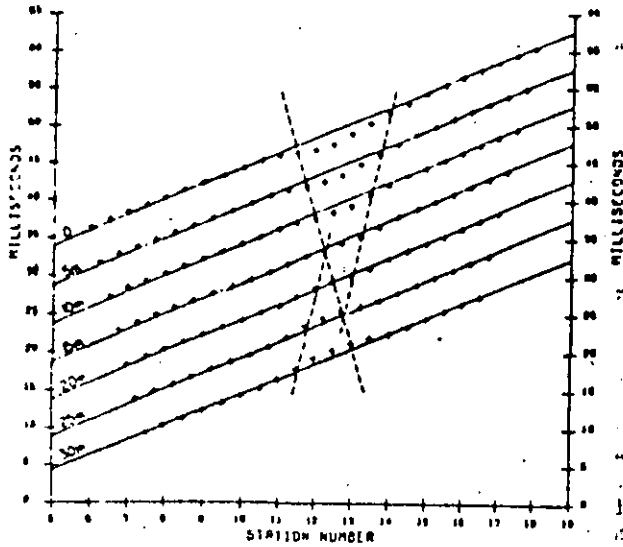


FIG. 16. Velocity analysis functions calculated with the traveltimes from the deepest layer, for a range of XY values from 0 to 30 m. The dashed lines are the loci of where the points cease to be collinear. The intersection of the two lines on the left-hand side indicates that 15 m is the optimum XY value, while on the right-hand side a value of 25 m is indicated.

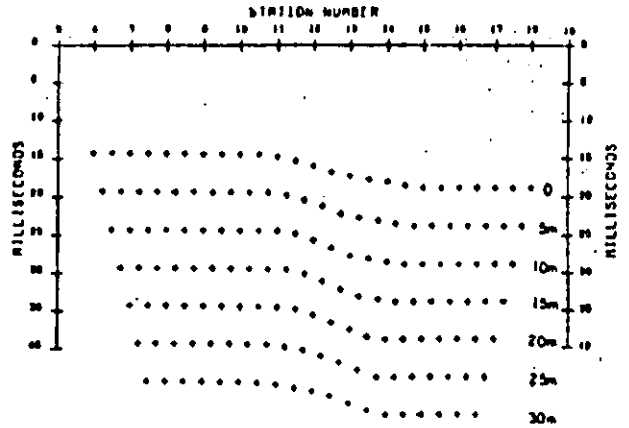


FIG. 17. Time-depths calculated with the traveltimes from the deepest layer for a range of XY values from 0 to 30 m. The reader can observe the improvement in detail with optimum and near-optimum time-depths by plotting the loci of the edges of the sloping surface for various XY values. This sloping surface has the smallest horizontal expression in the time-depths for a 20 m XY value.

FIG. 18. Depth section calculated from time-depths with a zero XY value and an average velocity of 2000 m/sec. This is the value which would be the most likely recovered from the traveltime data.

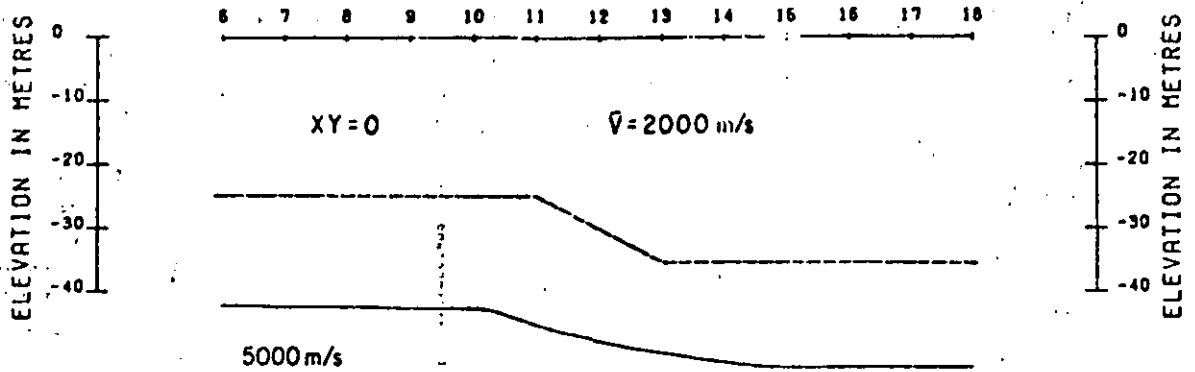


FIG. 19. Depth section calculated from time-depths and an average velocity with a 15 m XY value. The depths show good agreement with the left-hand side of the model.

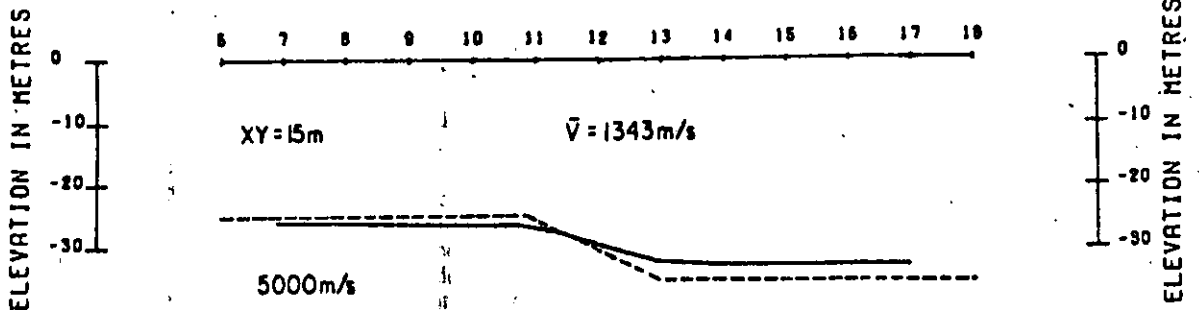
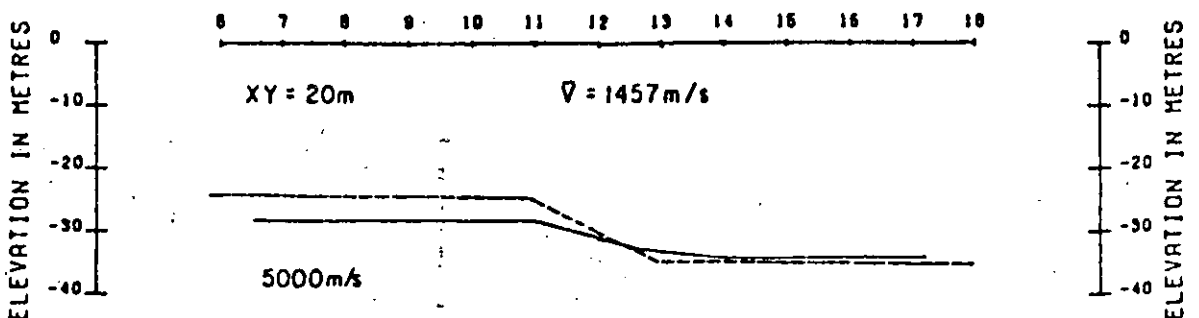


FIG. 20. Depth section calculated from time-depths and an average velocity with a 20 m XY value.



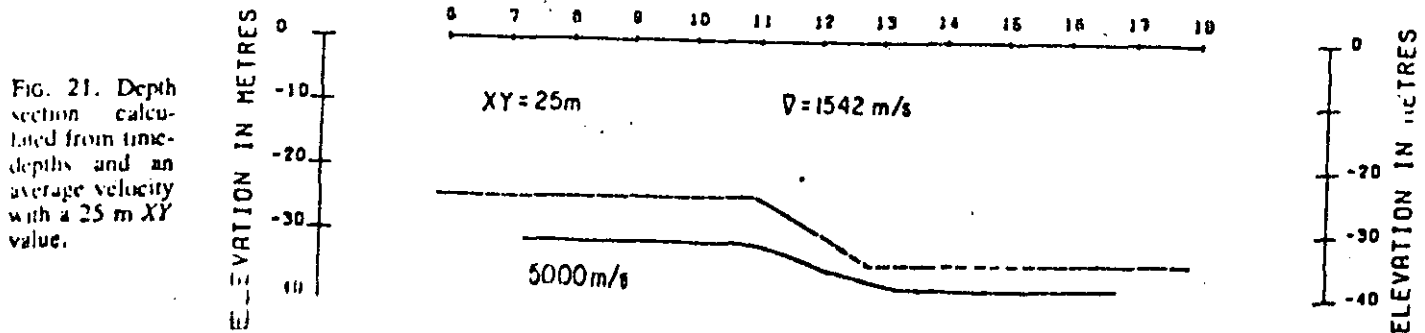


FIG. 21. Depth section calculated from time-depths and an average velocity with a 25 m XY value.

calculate the maximum errors (Hawkins and Maggs, 1961) for an intermediate layer with an assumed, or known velocity. In Figure 10, the dashed lines are the maximum errors for a 2000 m/sec layer. Despite statements to the contrary (Green, 1962), these maximum errors are all that can be determined in the absence of any other data (Hawkins and Maggs, 1962).

Figures 11 to 13 show depth sections calculated from average velocities based on 10, 15, and 20 m XY values and corresponding time-depth values of 17, 19.25, and 21.5 msec.

Let us consider the case when only an average XY value (in this case 15 m) can be recovered. It is clear that the depth section in Figure 12 is significantly better than that in Figure 10.

If it is possible to obtain XY values for particular sections of a seismic refraction profile, then further improvements in depth calculations are possible. This is the case with the left-hand side of Figure 11 and the right-hand side of Figure 13. The right-hand side of Figure 13 illustrates a shortcoming of the average velocity method, i.e., overestimating depths when velocity contrasts are large. For this example, it is shown (Palmer, 1980, chapter 8) that an error of up to 10 percent can be expected.

Velocity inversion example

This same analysis can also be applied by the reader to the travelttime data shown in Figure 15 for the velocity inversion model in Figure 14. The velocity analysis is shown in Figure 16, and the time section in Figure 17. Optimum XY values of 15 m for the left-hand side of the model and 25 m for the right-hand side can be determined. Also, an average value of 20 m can be recovered.

In Figure 18, the depth section has been computed on the basis of the surface layer having a seismic velocity of 2000 m/sec throughout. However, the XY values calculated from this depth section are 37.5 and 45.4 m, which are clearly very different from the observed values.

In Figures 19 to 21, average velocities have been calculated using XY values of 15, 20, and 25 m, and time-depths of 19.3, 21.55, and 23.8 msec. The improvement in depth calculations when XY values, which are either optimum or near optimum, are used to form average velocities is readily apparent.

CONCLUSIONS

Examples here and elsewhere (Palmer, 1974, 1980) demonstrate the ability of the GRM to define complex models with considerably more ease and accuracy than most existing interpretation methods. The complexity includes not only irregular refractor topography and seismic velocities, but also overburdens with undetected layer and velocity inversion problems.

When irregular refractor surfaces exist, the conventional reciprocal method usually indicates fictitious velocity variations.

Unfortunately, examination of the time-depths in order to assess whether refractor velocity variations are a result of irregular refractor topography is not reliable, because the conventional reciprocal method also smooths refractor topography. Therefore it is essential to compute velocity analysis functions for XY values ranging from zero to in excess of the likely optimum. This practice permits the recognition and separation of refractor velocity changes which are of geologic origin from those which are a function of the XY value.

Furthermore, the definition of refractors with time-depths using finite XY spacings are more detailed than with time-depths using a zero XY spacing, i.e., with the conventional reciprocal method. At this stage, it appears that XY values which differ from the optimum value by as much as 50 percent still result in acceptable definition of the refractor topography provided, of course, all layers are detected.

However, undetected layers are an inevitable phenomenon of the refraction method. First-arrival traveltimes are only recorded for the upper part of each layer, and the measured seismic velocities are then extrapolated throughout the remainder of the layer. Because it has rarely been possible to recognize undetected layers using existing seismic refraction interpretation methods, no reasonable assessment of their frequency of occurrence has been possible.

Accordingly it is recommended that the verification of the existence or absence of undetected layers should be made a routine practice in all seismic refraction interpretation routines by comparing the XY value obtained from examination of the velocity analysis functions and time-depths, with the XY value obtained from computation from the interpreted depth section. If the depth section is to be consistent with the travelttime data, the computed and observed XY values must agree. When the computed and observed XY values differ, average velocities derived from the observed XY values can be used to overcome any undetected layers.

Clearly, the success of the GRM depends upon the ability to determine optimum XY values. This in turn requires both accurate arrival times and close geophone spacings.

I believe the necessary accuracy in arrival times is at least one-half of a millisecond, and that this can only be obtained with the digital processing of digitally recorded data, such as described by Hatherly (1979, 1980).

While the progression to digital processing may seem inevitable to many, the use of small geophone spacings is not so obvious. Existing lore recommends geophone spacings that are much the same as the depth of the refractor. On the other hand, adequate determination of XY values requires at least three geophone intervals per optimum XY spacing.

Examples elsewhere (Palmer, 1980) demonstrate that it is

possible to determine optimum XY values for either side of major refractor features. Although the author maintains it is similarly possible to determine XY values for either side of the faults in the examples above, others may maintain that only an average value is recoverable. However, in these cases the use of average values still results in more accurate depth sections than those derived from uncritical acceptance of the traveltime curves.

The GRM provides an integrated approach to seismic refraction interpretation cognizant of the realities of the geologic environment. These realities include undetected layers and layers with variable thickness and seismic velocities. Furthermore, the processing routine used with the GRM offers significant advantages in the management of time, costs, and expertise (Palmer, 1979). Accordingly, the GRM is a most efficient and most convenient method of interpretation for routine seismic refraction operations.

ACKNOWLEDGMENTS

Comments by Peter Hatherly, Jamie McIntyre, Noel Merrick, and Stewart Greenhalgh were very helpful.

This paper is published with the permission of the Under Secretary of the New South Wales Department of Mineral Resources.

REFERENCES

- Barry, K. M., 1967, Delay time and its application to refraction profile interpretation, in *Seismic refraction prospecting*: A. W. Musgrave, Ed., SEG, Tulsa, p. 348-361.
- Chan, S. H., 1968, Nomograms for solving equations in multilayer and dipping layer cases: *Geophys. Prosp.*, v. 16, p. 127-143.
- Dobrin, M. B., 1976, *Introduction to geophysical prospecting*, 3rd ed., New York, McGraw-Hill Book Co., Inc.
- Domzalski, W., 1956, Some problems of shallow refraction investigations: *Geophys. Prosp.*, v. 4, p. 140-166.
- Gardner, L. W., 1939, An areal plan of mapping subsurface structure by refraction shooting: *Geophysics*, v. 4, p. 247-259.
- , 1967, Refraction seismograph profile interpretation, in *Seismic refraction prospecting*: A. W. Musgrave, Ed., SEG, Tulsa, p. 338-347.
- Grant, F. S., and West, G. F., 1965, *Interpretation theory in applied geophysics*, New York, McGraw-Hill Book Co., Inc.
- Green, R., 1962, The hidden layer problem: *Geophys. Prosp.*, v. 10, p. 166-170.
- Greenhalgh, S. A., 1977, Comments on the hidden layer problem in seismic refraction work: *Geophys. Prosp.*, v. 25, p. 179-181.
- Hagedorn, J. G., 1955, Templates for fitting smooth velocity functions to seismic refraction and reflection data: *Geophys. Prosp.*, v. 3, p. 325-338.
- , 1959, The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections: *Geophys. Prosp.*, v. 7, p. 158-182.
- Hagiwara, T., and Omote, S., 1939, Local creep at Mt. Tyausu-Yuma (determination of slip plane by seismic prospecting): *Tokyo Univ. Earthquake Res. Inst. Bull.*, v. 17, p. 118-137.
- Hales, J. W., 1958, An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines: *Geophys. Prosp.*, v. 6, p. 285-294.
- Hatherly, P. J., 1976, A Fortran IV programme for the reduction and plotting of seismic refraction data using the generalized, reciprocal method: *Rep. Geol. Surv. N.S.W.*, GS1976/236.
- , 1979, Computer processing of seismic refraction data: *Bull. Austral. SEG*, v. 10, p. 217-218.
- , 1980, Digital processing of seismic refraction data: *Bull. Austral. SEG*, v. 11, p. 69-74.
- Hawkins, L. V., 1961, The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations: *Geophysics*, v. 26, p. 806-819.
- Hawkins, L. V., and Muggs, D., 1961, Nomograms for determining maximum errors and limiting conditions in seismic refraction surveys with blind zone problems: *Geophys. Prosp.*, v. 9, p. 526-532.
- , 1962, Discussion on the problem of the hidden layer within the blind zone: *Geophys. Prosp.*, v. 10, p. 548.
- Heiland, C. A., 1963, *Geophysical exploration*; New York, Prentice-Hall, Inc.
- Knox, W. A., 1967, Multilayer near-surface refraction computations, in *Seismic refraction prospecting*: A. W. Musgrave, Ed., SEG, Tulsa, p. 197-216.
- Lavat, C., 1967, Modified Gardner delay time and constant distance correlation interpretation, in *Seismic refraction prospecting*: A. W. Musgrave, Ed., SEG, Tulsa, p. 171-193.
- McPhail, M. R., 1967, The midpoint method of interpreting a refraction survey, in *Seismic refraction prospecting*: A. W. Musgrave, Ed., SEG, Tulsa, p. 260-266.
- Meisav, T., 1960, Nomograms to speed up seismic refraction computations: *Geophysics*, v. 25, p. 1035-1053.
- Palmer, D., 1974, An application of the time section in shallow seismic refraction studies: M.Sc. thesis, Univ. of Sydney, 157 p.
- , 1979, What is the future for seismic refraction methods?: *Bull. Austral. SEG*, v. 10, p. 215-217.
- , 1980, The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation: Tulsa, Society of Exploration Geophysicists.
- Scott, J. H., 1973, Seismic refraction modeling by computer: *Geophysics*, v. 38, p. 271-284.
- Soske, J. L., 1959, The blind zone problem in engineering geophysics: *Geophysics*, v. 24, p. 359-365.
- Stulken, E. J., 1967, Constructions, graphs and nomograms for refraction computations, in *Seismic refraction prospecting*: A. W. Musgrave, Ed., SEG, Tulsa, p. 304-329.
- Woolley, W. C., Musgrave, A. W., and Gray, H., 1967, A method of in-line refraction profiling, in *Seismic refraction prospecting*: A. W. Musgrave, Ed., SEG, Tulsa, p. 267-289.

DE DERECKE PALMER

41

```

10 ! PROGRAMA "ANAVEL" UTILIZA EL METODO GENERALIZADO DE REFRACCION (G
RM)
20 ! DE DERECKE PALMER BASADO EN ANALISIS DE FUNCIONES DE VELOCIDAD
30 ! Y DE TIEMPO-DISTANCIA
40 FIXED 4
50 OPTION BASE 1
60 SHORT Tf(66),Tr(66),X(7,132),Fr(7,66),Fs(7,132),D1(66),D2(66),D3(66
),D4(80),D5(66),D6(66),D7(66),Tt(66),W(7),Xin(8),Vz(7),Off(8)
70 SHORT Ig(7,66),I1(66),I2(66),I3(66),I4(66),I5(66),I6(66),I7(66),Is(
7,132),Zu(7,66),Dp(10),Xx(66),Fg(66)
80 SHORT Va,Is,Seg,Pr,Ng,W1,W2,W3,Nxy,Dx
90 DIM T$(50)
100 INPUT "TITULO?";T$(1,50)
110 INPUT "No. DE GEOFONOS";Ng
120 INPUT "SEPARACION ENTRE GEOFONOS";Seg
130 Lt=(Ng-1)*Seg
140 INPUT "VELOCIDAD DE LA CAPA SUPERFICIAL (m/seg)";Vcs
150 INPUT "TIEMPO FINAL DE LA DROMOCRONICA (segundos)";Tfin
160 INPUT "No. DE DISTANCIAS XY (Offsets) A PRUBAR?";Nxy
170 REDIM Tf(Ng),Tr(Ng),Fr(7,Ng),X(7,Ng),Fs(7,Ng*2),D1(Ng),D2(Ng),D3(N
g),D4(Ng),D5(Ng),D6(Ng),D7(Ng),Tt(Ng),Zu(7,Ng)
180 PRINTER IS 7,1
190 PRINT "METODO GENERALIZADO DE REFRACCION"
200 PRINT " PARA CALCULO DE PROFUNDIDADES";LIN(2)
210 PRINT T$(1,50)
220 PRINT "No. DE GEOF.=";Ng
230 PRINT "SEPARACION GEOF.=";Seg;" TIEMP. FINAL (RECIPROCO)=";Tfin,L
IN(1)
240 PRINT "VELOCIDAD CAPA SUPERFICIAL=";Vcs
250 PRINTER IS 16
260 INPUT "DESPLAZAM. VERTICAL DE LAS GRAFICAS (EN mseg)";Des
270 PRINT " DE TIEMPOS FUENTE-GEOFONO EN SEGUNDOS"
280 Des=Des/1000
290 FOR I=1 TO Ng
300 PRINT "Tf(;;I;)=?"
310 INPUT Tf(I)
320 NEXT I
330 FOR I=1 TO Ng
340 PRINT "Tr(;;I;)=?"
350 INPUT Tr(I)
360 NEXT I
370 PRINT "TIEMPOS DESDE PT1";Tf(*)
380 PRINT "TIEMPOS DESDE PT2";Tr(*)
390 IF Kj=1 THEN 450
400 INPUT "TIEMPOS CORRECTOS SI o NO";G$
410 IF G$="NO" THEN 290
420 IF G$="SI" THEN PRINTER IS 7,1
430 Kj=1
440 GOTO 370
450 MAT Fr=ZER
460 FOR I=1 TO Nxy
470 Xi=(I-1)*(Seg/2)
480 Np=Ng-(I-1)
490 Off(I)=Seg*(I-1)
500 Dp(I)=Des*(I-1)

```

```

510 Q(1)=Np
520 XTi(1)=Xi
530 Km=Off(1)/Seg
540 FOR J=1 TO Ng-Km
550 X(I,J)=Xi+Seg*(J-1)
560 Jp=X(1,J)/(Seg/2)+1
570 Fr(I,J)=(If(Km+J)-Ir(Ng-(J-1))+Ifin)/2
580 FL(I,Jp)=(If(Km+J)-Ir(Ng-(J-1))+Ifin)/2+Des*(Nxy-1)
590 NEXT J
600 NEXT I
610 FOR J=1 TO Ng
620 D1(J)=Fr(1,J)
630 D2(J)=Fr(2,J)
640 D3(J)=Fr(3,J)
650 D4(J)=Fr(4,J)
660 D5(J)=Fr(5,J)
670 D6(J)=Fr(6,J)
680 D7(J)=Fr(7,J)
690 NEXT J
700 PRINT " Err(%)= ERROR PORCENTUAL - Ec=ERROR CUADRATICO",LIN(1)
710 FOR Is=1 TO Nxy
720 Va=Q(Is)
730 FOR J=1 TO Va
740 IF Is=1 THEN Tr(J)=D1(J)
750 IF Is=2 THEN Tr(J)=D2(J)
760 IF Is=3 THEN Tr(J)=D3(J)
770 IF Is=4 THEN Tr(J)=D4(J)
780 IF Is=5 THEN Tr(J)=D5(J)
790 IF Is=6 THEN Tr(J)=D6(J)
800 IF Is=7 THEN Tr(J)=D7(J)
810 NEXT J
820 PRINT LIN(1)," ** OFFSET XY =";Off(Is)
830 FIXED 6
840 CALL Mmc(Tr(x),Va,Seg,Vz(x),Is,Xx(x),Fg(x))
850 NEXT Is
860 FOR I=1 TO Nxy
870 Xi=(I-1)*(Seg/2)
880 Np=Ng-(I-1)
890 Km=Off(1)/Seg
900 FOR J=1 TO Ng-Km
910 Z1=If(Km+J)+Ir(Ng-(J-1))
920 Z2=Tfin+Off(1)/Vz(I)
930 X(I,J)=Xi+Seg*(J-1)
940 Jp=X(1,J)/(Seg/2)+1
950 Tg(1,J)=(Z1-Z2)/2
960 Ts(1,Jp)=(Z1-Z2)/2+Des*(Nxy-1)
970 NEXT J
980 NEXT I
990 W1=Ng
1000 FIXED 4
1010 ! CALCULO DE PROFUNDIDADES
1020 FOR I=1 TO Nxy
1030 FOR J=1 TO Ng
1040 Zu(I,J)=Tg(1,J)*Vcs

```