



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

LOS METODOS ELECTRICOS EN LA EXPLORACION HIDROGEOLOGICA

- Método Eléctrico de Resistividades
- Métodos Electromagnéticos
- Método de Polarización Inducida

ABRIL, 1981.

TEMA 1.-

GENERALIDADES SOBRE LOS METODOS ELECTRICOS.

1.1 INTRODUCCION.-

Los métodos eléctricos utilizan la medición de ciertas magnitudes de campos eléctricos o electromagnéticos para investigar las estructuras, depósitos minerales o condiciones del subsuelo. Para ellos utilizan los efectos producidos en la superficie del terreno por la circulación de corrientes eléctricas en el subsuelo.

En estos métodos se determinan diferentes propiedades o constantes eléctricas de las rocas y minerales, como son: resistividad o su inversa conductividad, $\rho \times \sigma = 1$, variación de impedancia con la frecuencia, inducción electromagnética, cargabilidad o condiciones dieléctricas, - distribución de potenciales en el subsuelo, etc.

Es frecuente que las propiedades eléctricas de las rocas varíen en diferente grado que otras propiedades físicas y que puedan utilizarse los métodos eléctricos ventajosamente a otros métodos geofísicos y geológicos. También pueden utilizarse para suplementar o discriminar - resultados de otros métodos. Las "diferentes propiedades eléctricas" - pueden, en general, significar diferencias litológicas, diferencias de formaciones o de condiciones del subsuelo, pero también puede que no correspondan con "diferencias geológicas". El geólogo deberá verificar la interpretación correcta utilizando toda la información que pueda recoger en las exploraciones.

Un primer grupo de métodos eléctricos utiliza la corriente continua o cuasi-continua. Es por tanto necesario establecer contactos eléctricos entre los equipos que generan la corriente eléctrica y el terreno. El subsuelo puede ser el ámbito o asiento de ciertos fenómenos (polarización eléctrica, corrientes telúricas, corrientes parásitas industriales), que afectan los datos de las observaciones y contra los cuales es necesario protegerse. La distribución de la corriente es función únicamente de las resistividades (ρ) de los terrenos y accesible al cálculo en los casos más sencillos.

1.2. CLASIFICACION DE LOS METODOS ELECTRICOS.-

Existen numerosos métodos y sistemas de operación de los mismos. La elección del o de los métodos apropiados, en cada caso, es un factor muy personal, que dependerá de los conocimientos geológicos, experiencia y buen criterio del geofísico y deberán examinarse, inclusive con pruebas en sitio, las posibilidades y limitaciones de los métodos elegidos.

De acuerdo con la naturaleza del campo utilizando los métodos se pueden clasificar como sigue:

1.21 ESTATICOS O DE CAMPOS NATURALES O ARTIFICIALES ESTACIONARIOS.-

Son métodos conductivos y de aplicación galvánica que detectan las distorsiones o anomalías de un campo eléctrico, natural o artificial estático, o sea que no varía con el tiempo.

Son los siguientes:

- 1º) Potenciales naturales: autopotenciales o de polarización espontánea.
- 2º) Potenciales artificiales: líneas y curvas equipotenciales; relación de caídas de potencial, puesta a la masa de masas conductoras.
- 3º) Resistividades para corrientes continua.

1.22 DINAMICOS O DE CAMPOS NATURALES O ARTIFICIALES QUE VARIAN CON EL TIEMPO.

Son métodos de tipo inductivo, en los cuales intervienen las características eléctricas y magnéticas del subsuelo. Son los siguientes:

- 4º) Electromagnéticos de generador de campo fijo
- 5º) " " " " campo semi-fijo
- 6º) " " " " campo móvil
- 7º) Telúricos y magneto-telúricos

1.23 DE RELAJACION.-

En los cuales interviene el tiempo como un factor necesario para que el campo generado artificialmente, regrese a su estado normal anterior. Son los siguientes:

- 8°) Polarización inducida
 9°) Impulsos eléctricos de aplicación galvánica
 10°) " " " " inductiva.

De acuerdo con esto y empleando las denominaciones utilizadas en los servicios geofísicos, estos métodos pueden agruparse como sigue:

TABLA I.

(Bosschart, 1964, modificada)

Sinopsis de los métodos eléctricos para Prospecciones Mineras.-

NATURALEZA DEL CAMPO ELECTRICO

<u>ORIGEN DEL CAMPO</u>	<u>ESTATICO</u>	<u>DINAMICO</u>	<u>RELAJACION</u>
Natural	Autopotencial	Afmag	
Generador fijo	Equipotenciales	Cable largo	Polarización inducida.
	Puesta a la masa	Turam	
	Resistividades perfiles OM	Compensador	Dominio del tiempo.
		Bieles-Watson	
Generador semi-fijo.	S.E.T. R.C.P	Determinación de la inclinación del campo magnético.	Polarización inducida Método de frecuencia.
Generador móvil	Calicatas Eléctricas.	Dos-bobinas móviles. Cable largo con receptor fijo.	Input.

Aunque no tiene significación física, los métodos de acuerdo con el sistema operacional se pueden clasificar como sigue:

Sistemas de superficies.

Sistemas aerotransportados.

Sistemas en el subsuelo, que comprenden:

- a) En labores subterráneas.
 b) En huecos de perforaciones.

Sistemas en el agua.-

CONDICIONES DE UNA EXPLORACION CON METODOS ELECTRICOS.-

Las condiciones o factores de selección son los siguientes:

- 1.- Efectividad de la operación
- 2.- Efectividad técnica
- 3.- Efectividad resolutive
- 4.- Efectividad de detección.

TEMA 2.-

2.1. PROPAGACION DE LA CORRIENTE ELECTRICA EN EL SUBSUELO.
LEY DE OHM EN MEDIOS DE 3-DIMENSIONES.-

La corriente eléctrica continua puede circular por el subsuelo en dos formas diferentes, a saber:

1º) La materia del cuerpo conductor no interviene en el movimiento del fluido eléctrico, hay solo transporte de electricidad: Conductividad electrónica o metálica. Ejemplo: sulfuros metálicos, metales nativos, esquistos grafitosos, rocas carbonosas. Algunos de estos cuerpos, como los sulfuros metálicos, son muy conductores y su resistividad o resistencia de un metro cúbico es del orden de 0,01 ohmios.

2º) El cuerpo no presenta conductividad metálica sino conductividad iónica. Las rocas y suelos pueden conducir el fluido eléctrico por el agua que contienen o de una manera más precisa por los iones del agua de embibición. La conductividad será tanto más alta cuanto más agua contenga y más mineralizada esté.

La ley de Ohm regula el régimen de circulación de las corrientes continuas en circuitos eléctricos (fig. 2:1a). Esta ley establece que la relación entre la caída de potencial (V) un circuito y la corriente (I) que circula a través del mismo es constante y se define como resistencia eléctrica (R) que viene dada por la fórmula:

$$R = V / I \quad (1)$$

V: Voltios; I: amperios; R: ohmios

Para extender este concepto de resistencia eléctrica de elementos lineales a medios de tres dimensiones consideremos que una corriente eléctrica (I), circula a través de un cilindro o paralelepípedo homogéneo (fig. 2.1b) en la dirección de su eje. La resistencia (R) será directamente proporcional a la longitud (L) e inversamente proporcional al área (A) del mismo, o sea:

$$R = \rho \times \frac{L}{A} \quad (2)$$

La constante de proporcionalidad (ρ) será igual a la resistencia de un cubo de lado unidad (L=1; A=1; $\rho=R$) del material en cuestión. Se la -

denomina "resistividad" o "resistencia específica" y en el sistema MKS, la unidad utilizada es el ohmio-mt. cuadrado-mt. o abreviadamente ohmio-mt. Sus dimensiones son ML^3/TQ^2 .

Para extender este concepto a volúmenes diminutos consideremos la densidad de corriente (\vec{J}) en lugar de la corriente total que circula a través de un volumen finito, (fig. 2.1b) y el gradiente del potencial eléctrico (\vec{E}) en lugar de la caída de potencial a través del cuerpo. En un paralelepípedo de lados diminutos ($\Delta x, \Delta y, \Delta z$) situado en un punto P y orientado de forma que O_z esté en la dirección del vector de la densidad de corriente (\vec{J}), y en el supuesto de que no hay discontinuidades del campo eléctrico en P, tendremos para la resistencia (R) a través del cuerpo:

$$R = \frac{\vec{E} \cdot \Delta z}{\vec{J} \cdot \Delta x \cdot \Delta y} \quad (3)$$

Pero de acuerdo con la ecuación (2) $R = \frac{\rho \cdot \Delta z}{\Delta x \cdot \Delta y}$ y (3) obtenemos:

$$\rho = \frac{\vec{E}}{\vec{J}} \quad (4)$$

Como estos conceptos se pueden aplicar aún cuando el volumen del paralelepípedo se haga infinitesimal, podemos aplicarla a la resistividad en un punto P; esta será una magnitud física similar a la densidad.

En un material isótropo \vec{E} y \vec{J} estarán en la misma dirección, por tanto, la ley de Ohm en "forma diferencial" será:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (5a)$$

Por tanto, así como el ingeniero eléctrico opera con las ecuaciones (1) y (2), el físico y el ingeniero geofísico ocupados de los fenómenos eléctricos en el subsuelo trabajan en medios de tres dimensiones y operan con la ecuación (5a) o bien toma como constante eléctrica característica del material la "conductividad" (σ), inversa de la resistividad, utilizando la siguiente ecuación:

Las unidades utilizadas en la práctica (MKS) son:

$$J : \text{amperios}/\text{mt}^2$$

$$E : \text{voltios}/\text{mt}$$

$$\rho : \text{ohm-mt}$$

$$\sigma : (\text{Ohm-mt})^{-1} \text{ ó abo-mt}$$

En el sistema electrostático CGS, no hay un nombre especial para la unidad de resistividad o conductividad, pero dado que el sistema está constituido a base del centímetro, gramo y segundo, la resistividad tendrá las siguientes dimensiones:

$$\rho = \frac{\bar{E}}{\bar{J}} = \left(\frac{\text{CARGA}}{\text{cm}^2} \right) / \left(\frac{\text{CARGA}/\text{SEG}}{\text{cm}^2} \right) = \text{seg.}$$

Esta curiosa conclusión de que la resistividad en el sistema CGS tiene la dimensión del tiempo (seg) será utilizada posteriormente en el diseño de modelos de laboratorio.

El rasgo más significativo de la ley Ohm, — que es una ley empírica —, es que ^{es} una relación lineal excepto para densidades de corriente muy grandes. En los métodos eléctricos geofísicos, con excepción de las zonas contiguas a los electrodos de introducción del campo eléctrico en el subsuelo, las densidades de corriente son pequeñas, (menos de 1 amperio/mt. cuadrado) y por tanto, — salvo en la excepción citada, — puede admitirse la condición lineal de la resistividad en los métodos que utilizan corrientes continuas en el subsuelo.

La ecuación (5) que se refiere a medios isótropos podemos adaptar la a medios "alotrópicos" o anisótropos transversalmente, (anisotropía — solo en dos direcciones: i, k, lo cual es muy corriente en el subsuelo), en los cuales \bar{J} y \bar{E} no son necesariamente paralelos. La ecuación (5) será ahora:

$$E_k = \rho_{ik} J_i \quad \text{media anisotropía} \quad (6)$$

donde la resistividad (ρ_{ik}) aparece ahora no como una cantidad escalar sino como un tensor de segundo orden o diada. Los elementos más significativos de este tensor dependerán del carácter de la anisotropía. Si -

$\rho_{11} = \rho_{22} = \rho_{33} = \rho$ y todos los otros componentes se anulan, volvemos al caso de un medio isótropo.

La ecuación (6) representa la ley de Ohm en su forma diferencial para medios anisotrópicos. En el capítulo 4 se analiza la influencia de la anisotropía en la Geofísica Eléctrica.

La conductividad de tipo iónico es función de la porosidad de la roca, de su saturación y de la resistividad del electrolito contenido en sus poros y viene expresada en su forma más general por la fórmula:

$$\rho = k \frac{\rho_A}{F_s^h \cdot \Phi^m} \quad (7)$$

siendo ρ_A : resistividad de agua o electrolito en los poros.

F_s : factor de saturación

Φ : porosidad

k: constante empírica que vale de 0,6 a 1.

m: coeficiente que vale de 1,3 a 2,6. Depende de la geometría de los poros, grado y distribución de la cementación.

Para las rocas sedimentarias en que la fase sólida consiste de partículas no conductoras, como sucede en general en suelos y en las rocas porosas que se encuentran en exploraciones de agua y petróleo, Archie (1947), ha establecido el denominado factor de formación (F) que viene dado por la relación entre la resistividad verdadera de la formación (ρ) y la del agua contenida (ρ_A): $F = \rho / \rho_A$. La porosidad viene determinada por la conocida fórmula de Archie:

$$F = K \cdot \Phi^{-m} \quad (8)$$

donde los coeficientes k y m, tienen los valores antes indicados.

Las resistividades de suelos y de rocas son, en general, de tipo iónico. Para aguas subterráneas, petróleo, ingeniería civil y en general, tienen mucha más importancia que las de tipo metálico que son de interés en prospecciones mineras. En acuíferos de arenas y gravas limpias o sea que contengan arcillas o limo en cantidad despreciable, puede utilizarse

la fórmula (7) en forma aproximada simplificada para calcular la resistividad de la capa:

$$\rho = \rho_A / F_s \times \Phi$$

2.2.- DISTRIBUCION DEL POTENCIAL ELECTRICO EN UN TERRENO HOMOGENEO E ISOTROPO

Para el tronco de cono sombreado de la figura 2.2, la caída del potencial (dV) producida por el paso de la corriente I, vendrá expresada por la fórmula: $E = \rho J = \rho \frac{I}{ds}$ $dV = - \rho \frac{I}{ds} dr$

$$- dV = \rho \times I \times \frac{dr}{ds}$$

siendo ds la superficie elemental del tronco de cono transversal a r + dr, y ρ la resistividad o resistencia específica del medio.

Para la semi-esfera de radio r tendremos:

$$- dV = \rho \times I \times \frac{dr}{4 \pi r^2}$$

y por tanto el potencial a una distancia r del punto A de emisión de corriente viene dado por la expresión:

$$V(r) = \frac{\rho \times I}{2 \pi r} \quad (9)$$

El poder de emisión de A en el semi-espacio considerado es $I/2\pi$. Según Maxwell la distribución del potencial será la misma que la producida por la carga q obtenida sustituyendo $\rho I/2\pi$ por q/k . Si r' es la distancia al punto-electrodo de salida de corriente B, el potencial total será:

$$V = V(r) + V(r') = \frac{I \rho}{2 \pi} \left(\frac{1}{r} + \frac{1}{r'} \right) \quad (10)$$

A esta misma fórmula se llega por la resolución de la ecuación del potencial de Laplace para las condiciones límites en este caso.

La ecuación (10) nos permite calcular la distribución del potencial en el subsuelo y en la superficie del terreno, para diferentes disposiciones de A, B, M y N.

2.31.- MEDICION DE RESISTIVIDADES DEL SUBSUELO. FORMULA GENERAL DE UN CUADRIPOLO. UNIDADES.-

En el caso de un terreno o cuerpo no lineal, no es posible deter

minar directamente su resistividad midiendo en un mismo punto la intensidad y el voltaje del campo eléctrico por la deformación del campo eléctrico. No representaría un valor real de la resistividad del medio recorrido por la corriente.

Es necesario disponer de electrodos distintos para introducir la corriente (I), y medir la diferencia de potencial (ΔV) existente entre los dos electrodos de acuerdo con la distribución del campo eléctrico producido con las "condiciones eléctricas" del subsuelo o sea utilizar un cuadrípulo.

2.32. FORMULA GENERAL DE UN CUADRÍPOLO.-

Consideramos el dispositivo más general de un cuadrípulo, donde "A" y "B" (fig. 2-3) son dos electrodos introducidos en la superficie del terreno conectados a una fuente de energía tal, que circule una corriente "I" en el subsuelo entre "A" y "B". En un suelo homogéneo o isótropo los potenciales en los puntos "M" y "N" serán:

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{EM} \right) + \text{cte.}$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) + \text{cte.}$$

de donde:

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} - \frac{1}{EM} \right] \quad (11)$$

$$y \quad \rho = \frac{2\pi I}{\frac{AN - AM}{AN \times AM} + \frac{EM - EN}{EM \times EN}} \frac{\Delta V}{I} \quad (12)$$

Si consideramos que los factores que preceden a $\Delta V/I$ son función únicamente de las distancias entre electrodos e independientes de las condiciones del subsuelo podemos escribir:

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad (13)$$

siendo k una constante que depende únicamente de la disposición de los cuatro electrodos.

Al valor de resistividad que se obtiene cuando existen varias capas "eléctricamente distintas" en el subsuelo, se le denomina resistividad aparente (ρ_a) para distinguirla de la resistividad verdadera que se obtiene cuando solo hay una capa. En su forma más general será una función del tipo siguiente: $\rho_a = F(x_0, y_0, a, b, \theta)$.

Por tanto la resistividad aparente de un terreno se define como "resistividad de un suelo homogéneo e isótropo" que con el cuadrípolo - utilizado da entre los electrodos "M" y "N" una diferencia de potencial " ΔV " al introducir la corriente "I". Es por lo tanto un valor intermedio entre las resistividades de las diferentes capas del subsuelo.

Se observa que la resistividad aparente depende de:

- 1º) Características eléctricas del subsuelo
- 2º) Coeficiente "k" o sea de la disposición de los electrodos.

Podemos deducir las siguientes conclusiones de la fórmula (13):

1º) El valor de " ρ_a " no cambiará mientras la corriente recorra el mismo tipo de material en el subsuelo y por el contrario cuando el terreno que recorra la corriente cambie en forma muy marcada, (gran "contraste eléctrico") entre dos materiales del subsuelo, (ejemplo aluvión con arena y mica-esquistos grafitosos), se obtendrán valores muy diferentes de " ρ_a ".

2º) El dispositivo de electrodos deberá elegirse de acuerdo con el objeto de la exploración; si se efectúa un sondeo eléctrico de profundidad elevada y la distancia "MN" fuera pequeña en relación con la distancia "AB" el factor "k" sería muy alto y las variaciones de " ρ_a " serían mínimas, sin depender de las propiedades eléctricas de los terrenos profundos en forma muy marcada.

3º) Para un terreno y disposición de electrodos determinando " V " es proporcional a la corriente "I" introducida en el terreno; por lo tanto, para obtener lecturas apreciables y precisas de " ΔV " se debe disponer de una corriente "I" apreciable en el terreno o separar los electrodos M y N.

2.33. UNIDADES.-

Al poner valores unitarios en los parámetros R, S y L de la fórmula (3) se obtiene $\rho = 1$ y de esto se definen las diferentes unidades de resistividad que se utilizan en la práctica.

A continuación se dan sus equivalencias:

$$\begin{aligned} \text{ohmios-mt} &= \text{ohm-cm} \times 10^{-2} \\ \text{" pulg} &= \text{" - cm} \times 0,3937 = \text{ohm-mt} \times 39,37 \\ \text{" pie} &= \text{" - cm} \times 0,0328 = \text{" mt} \times 3,28 \\ \text{ohmios-cm} &= \text{" - cm} \times 10^{-3} \end{aligned}$$

Como unidades de conductividades ($G = 1/\rho = L/R.S$) se utilizan las inversas de las anteriores, siendo el más utilizado el mho/mt = 1/ohm-mt. (Se denomina "mo" o Siemens S = ohm⁻¹).

En las mediciones de campo se utilizan, en general, el milivoltio (ΔV), el miliamperio (I) y el metro (a), y la resistividad aparente se obtiene en ohmios metros cuadrado-metro o abreviadamente ohmios-metro.

2.4. FORMULAS DE CALCULO PARA DIFERENTES DISPOSICIONES DE ELECTRODOS.-

Se pueden utilizar muchas disposiciones de electrodos entre los cuales las más empleadas son las siguientes:

1. DISPOSICIONES SIMETRICAS:2.41. Schlumberger.- (fig. 2.41)

En esta modalidad la distancia entre los electrodos de potencial M y N es mínima respecto a la separación (2a), de los electrodos de corriente A y B, ($MN/AB = 0$). De este modo el dispositivo electrodico está de acuerdo con las consideraciones teóricas del campo eléctrico supuestas en la deducción teórica de las fórmulas. En la práctica es suficiente $MN = AB/5$.

Con la notación de la fig. 2.41, tendremos: $AM=EN= a-b$; $AN=EM=a+b$; $AM-AN= 2b$ y $EN-EM= 2b$ y de la fórmula (12) obtenemos:

$$\rho_a = \left(\frac{a^2 - b^2}{2b} \right) \cdot \eta = \frac{\Delta V}{I} \quad (14)$$

2.42. Wenner.- (fig. 2.42)

En esta modalidad las separaciones entre los cuatro electrodos son iguales entre sí: $AM=MI=NB=a$. Por tanto la fórmula (12) se convierte en la siguiente:

$$\rho_a = 2 \cdot \pi \cdot a \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (15)$$

2.43. Lee.- (fig. 2.43)

Es una variante de la anterior, colocando un quinto electrodo () en el centro de los electrodos de potencial M, N. Por tanto la resistividad vendrá determinada por las fórmulas:

$$\rho_a = 4 \pi a \frac{\Delta V_M}{I} \quad (16)$$

$$\rho_a = 4 \pi a \frac{\Delta V_N}{I}$$

Estos valores deben ser muy parecidos. Las discrepancias se deberán a errores operacionales o a que las capas no son horizontales, en este caso de los datos puede apreciarse el buznamiento del contacto entre formaciones:

DISPOSICIONES ASIMÉTRICAS:2.44. Asimétricos con AB finito (fig. 2.44)

En esta disposición los electrodos MN no están simétricamente colocados respecto a AB, sino que manteniendo los electrodos A y B fijos se desplazan en cada observación sobre la línea AB o en líneas paralelas.

Son dispositivos utilizados en lo que se denominan "Secciones de Resistividades" y "Bloques o Rectángulos de Resistividades". (Método de Gradientes).

La resistividad aparente viene determinada en cada observación por la posición relativa de los cuatro electrodos por la fórmula:

$$\rho_a = \frac{2 \cdot \pi \cdot AM \cdot AN \cdot EM \cdot EN}{AM \cdot AN (AM+MN) + MN \cdot EN (EN+MN)} \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (17)$$

En las "Secciones de Resistividades", A y B se mantienen fijos y se mueven los electrodos de potencial M y N a lo largo de la línea AB - con separación constante, dentro de su tercio central, con objeto de trabajar en la zona del campo eléctrico uniforme.

En los "Bloques de resistividad" se mantienen A y B fijos, y se mueven los electrodos M y N con separación constante, a lo largo de la línea AB y de otras líneas paralelas a la misma y a ambos lados de ella.

2.45 Asimétricas con AB infinito.

También se denominan Trielectródicas o Polares-dipolares.

En esta disposición se coloca uno de los electrodos de corriente (B) a una distancia grande de los electrodos de potencial (600-1.000mts), de modo que su efecto sobre estos sea prácticamente nulo. Por tanto, solo será necesario considerar el efecto del campo eléctrico creado por el otro electrodo de corriente.

Podemos considerar dos técnicas operatorias según que desplazemos únicamente los electrodos de potencial (M,N) o todo el conjunto AMN. En el primer caso tendremos dispositivos que nos dan información a profundidad creciente (Sondeos Eléctricos), y en el segundo caso información a profundidad constante (Calicatas Eléctricas). Según que utilicemos un dispositivo semi-Schlumberger o semi-Wenner tendremos diferentes disposiciones.

2.451 Semi-Schlumberger con electrodos de corriente fijos.- (Sondeos OM) (fig. 2.45).

Se efectúan manteniendo la distancia entre los electrodos de potencial (M,N) lo menor posible, de acuerdo con la sensibilidad del instrumento. Es un dispositivo Schlumberger clásico y la resistividad aparente viene dado por la fórmula:

$$\rho_a = 2\pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \frac{\Delta V}{I} = 2\pi \frac{\rho^2}{a} \frac{\Delta V}{I} \quad (18)$$

La información corresponde al punto de intersección de las dos líneas a 45° trazadas por el electrodo de corriente (A) y el punto medio de

los de los de potencial (M,N). Es por lo tanto, similar a un sondeo mecánico con inclinación de 45°.

2.452. Semi-Wenner con electrodos de corriente fijos.- (fig. 2.46)

Es similar al anterior pero se varía en cada observación la separación entre los electrodos de corriente de modo a tener $AM = MN$. La resistividad aparente se calcula por la fórmula:

$$\rho_a = 4\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (19)$$

2.453 Semi-Schlumberger con electrodo de corriente móvil (fig. 2.47)

Se denomina "Calicata Trielectrónica" y si se efectúan para cada posición de MN dos mediciones colocando el electrodo de corriente próximo a ambos lados de los de potencial tendremos una "Calicata Trielectrónica Combinada".

La resistividad aparente se calcula por la fórmula (18) arriba indicada.

2.454 Semi-Wenner con electrodo de corriente móvil.- (fig. 2.48)

En esta disposición se desplaza todo el conjunto AMN para una separación dada de $MN = a = AM$. La resistividad aparente se calcula por la fórmula (19).

2.46. Dipolares.-

En los dispositivos Dipolares o Dipolos-dipolos, el dipolo de creación del campo eléctrico artificial (A,B) y de medición del potencial (M,N) se colocan en forma independiente.

Pueden disponerse sobre una misma línea recta pero exteriores uno del otro: Dipolares Polares o Axiales (fig. 2.4a); bien en líneas paralelas: Dipolares Ecuatoriales (fig. 2.5a) o bien según un cierto ángulo (C) Dipolares Acinutales, Radiales o Perpendiculares (fig. 2.51).

Los dispositivos más utilizados son los Polares y los Ecuatoriales.

Todo el conjunto AB - MN se desplaza a lo largo de perfiles establecidos en el terreno con una o varias separaciones entre AB y MN.

La resistividad aparente en cada observación se calculará por la expresión general para un cuadrípulo (Fórmula 12)

2.5 SECCIONES GEOELÉCTRICAS.-2.51 SECCION GEOELÉCTRICA IDEAL.-

En la aplicación de las mediciones de resistividades para la exploración del subsuelo debemos analizar el modo en que las características eléctricas de los materiales influyen en las resistividades aparentes medidas en la superficie del terreno.

Debemos hacer distinción entre "sección geoelectrica" y "sección geológica". La "sección geoelectrica" se diferencia de la "sección geológica" en que los límites entre las capas se establecen por las diferencias de resistividades en lugar de las diferencias litológicas, de fósiles u otras que utilizan los geólogos para aislar las "formaciones" que les interesa.

Una "formación" y otra "unidad geológica" puede comprender varias rocas con diferentes texturas y puede también corresponder a varias unidades diferentes en la "sección geoelectrica". La situación inversa también es corriente: a una "capa geoelectrica" pueden corresponder rocas diferentes geológicamente.

Estas observaciones hacen resaltar la importancia de disponer simultáneamente de información geológica e información geoelectrica en algunos puntos del área que se desea investigar con métodos eléctricos.

Aunque, en general, se disponen de datos estadísticos sobre las resistividades de las diferentes rocas, es prácticamente indispensable efectuar "Sondeos Eléctricos Paramétricos" en sitios donde conozcamos por perforaciones, afloramientos, excavaciones, etc, las capas del subsuelo y determinar así las resistividades verdaderas de las capas. Los registros eléctricos de perforaciones son también sumamente útiles para este objeto.

En la figura 2.5, se muestra la "sección geoelectrica ideal" que se considera para el estudio de los SEV. Consiste en una columna de 1 m^2 de sección, idealmente separada del subsuelo y formada por n capas horizontales homogéneas e isotropas, de resistividad verdadera es ρ_i y espesores h_i (i es el número de orden de cada capa). Es espesor total de la columna es $H=h_1+h_2+h_3+\dots+h_n = \sum_{i=1}^{i=n} h_i$

2.52 PARAMETROS DE UNA SECCION GEOELÉCTRICA.-

Cada capa queda perfectamente definida por su resistividad (ρ_i) y su espesor (h_i).

Puesto que $l = 1 \text{ mt}$ y $A = 1 \text{ mt}^2$, de la fórmula (2) obtenemos la resistencia de cada capa: $R_i = h_i \rho_i$. Del mismo modo, la resistencia de cada capa o preferiblemente la conductancia de cada capa para la corriente eléctrica que la recorra horizontalmente será: $1/R_i = h_i / \rho_i$.

El conjunto no actúa igual para la corriente eléctrica que pasa por él verticalmente u horizontalmente. Es, por tanto, un medio anisótropo y la resistencia será máxima en el primer caso y mínima en el segundo caso.

Cuando la corriente circula verticalmente las resistencias de capa están en serie y se suman. Si la corriente circula según la estratificación, las capas actuarán como resistencias en paralelo y la resistencia total del conjunto de capas será menor.

Estos conceptos, nos llevan a definir dos parámetros eléctricos de la sección geoelectrica: "resistencia transversal unitaria": $T = \sum_{i=1}^n \rho_i h_i$ que tiene las dimensiones (R) (L^2), por lo cual las mediremos en ohmios-metro y "conductancia longitudinal unitaria": $S = \sum_{i=1}^n h_i / \rho_i$, que tiene las dimensiones de una conductancia, por lo cual las mediremos en mhos.

Las propiedades eléctricas de la "sección geoelectrica" están definidas por otros tres parámetros además de los T y S indicados, que son: "resistividad transversal media": $\rho_t = \frac{\sum (h_i \rho_i)}{\sum h_i} = T/H$; "resistividad longitudinal media": $\rho_l = \frac{\sum h_i}{\sum (h_i / \rho_i)} = H/S$ y "coeficiente de anisotropía": $k = \frac{\rho_t}{\rho_l}$

Los valores de ρ_t y ρ_l únicamente serán iguales si todas las capas tienen la misma resistividad. En general las resistividades serán diferentes y el conjunto de n capas isotropas se comportará como un medio anisótropo al paso de la corriente eléctrica. Este fenómeno se denomina "seudo anisotropía" (Maillet, 1947) y se aprovecha para la construcción e interpretación gráfica de las curvas de SEV (Temas 4 y 5).

Otro parámetro que se deduce de los anteriores es la "resistividad cuadrática media" $\rho_m = \sqrt{\rho_t \cdot \rho_l}$. Todas las resistividades las mediremos en ohmios-metro cuadrado-metro o abreviadamente ohmios-metro; el coeficiente de anisotropía es adimensional.

Para mayor detalle sobre los parámetros eléctricos y sus relaciones entre sí, véase la Norma 7.

2.53 ANISOTROPIAS.-

Los registros eléctricos de pozos son el medio más práctico para determinar los parámetros eléctricos que definen una sección geoelectrica. Otro procedimiento es efectuar mediciones eléctricas en diferentes direcciones sobre afloramientos o excavaciones (sondeos paramétricos).

En los registros eléctricos de pozos se efectúa una medición continua de resistividades desplazando un dispositivo electrodico a través de la sección geoelectrica. De acuerdo con los espesores de cada diferencia de eléctricamente pueden definirse dos tipos de anisotropías: "macro-anisotropía" (k_M) cuando en la sección hay capas individuales anisótropas de espesor suficiente para diferenciarlas en el registro eléctrico y "micro-anisotropía" (k_μ) cuando la sección está constituida por una serie de capas muy delgadas, para diferenciarlas en el registro eléctrico, que actúan como un medio anisótropo (geológicamente puede corresponder a arcillas con agua capilar, rocas con láminas de minerales, flysch, etc.).

La distinción entre estas anisotropías es vaga y, en general, no puede determinarse directamente, por lo cual es más apropiada utilizar el coeficiente de "anisotropía general o total" (k), que se aplica a toda la sección en conjunto. En el caso más general una sección geoelectrica estará constituida por capas de diferentes resistividades con microanisotropía. Si la micro-anisotropía de cada capa es la misma, tendremos para la anisotropía de toda la sección $k = k_M \times k_\mu$.

Los valores del coeficiente de anisotropía para 2-capas varían de acuerdo con las relaciones de los espesores (h_2/h_1) y de las resistividades de las capas.

De acuerdo con la definición, la fórmula para calcular este coeficiente es:

$$k = \left(\frac{\rho_L}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} = \frac{(TS)^{\frac{1}{2}}}{h} = \frac{((1+\nu_1) \mu_1) (1+\nu_1/\mu_1)^{\frac{1}{2}}}{1+\nu_1} \left\{ \begin{array}{l} \mu_1 \frac{\rho_1}{h_1} \mu_2 \frac{\rho_2}{h_2} \dots \mu_n \frac{\rho_n}{h_n} \\ \nu_1 = \frac{h_2}{h_1} \nu_2 = \frac{h_3}{h_1} \dots \nu_n = \frac{h_n}{h_1} \end{array} \right.$$

Se observa que para μ_1 constante, k es máximo para $h_2=h_1$ y que para ν_1 constante, k no cambia al substituir h_2/h_1 por h_1/h_2 .

En formaciones sedimentarias el coeficiente de anisotropía varía de 1 a 2,8 aunque, excepcionalmente, se han encontrado valores de 4 y 7.

2.5.1 EFECTO DE LA ANISOTROPIA EN EL CAMPO ELECTRICO.-

El efecto de la anisotropía en la distribución del campo eléctrico en la superficie del terreno se complica por el hecho de que, en general, las superficies equipotenciales no son normales a la dirección del flujo de corriente. En un medio anisótropo la fórmula general de la ley de Ohm es:

$$J_i = - \sigma_{ik} \frac{dV}{dx_k} \quad (i, k = 1, 2, 3, \dots, n) \quad (14)$$

a la cual aplicamos la condición de continuidad:

$$\sigma_{ik} \frac{d^2 V}{dx_i \cdot dx_k} = 0 \quad (15)$$

cuando el material es homogéneo.

Esta segunda ecuación es de interés práctico cuando el medio es isotropo transversalmente o sea cuando la resistividad es la misma en todas las direcciones horizontales (ρ_e) pero tiene un valor diferente para la corriente que circula verticalmente (ρ_t).

Este tipo de anisotropía se denomina "Aleotropía" y es frecuente en pizarras, lutitas, esquistos y otros materiales que muestran foliación o estratificación características. Se comprende que el proceso iónico de circulación de la corriente eléctrica sea más fácil a lo largo de los planos de estratificación que por otros caminos más difíciles a la migración de los fluidos. Por tanto la conductividad paralela a las capas será mayor que la conductividad perpendicular a las capas.

En medios aleotrópicos la ecuación anterior se reduce a la siguiente:

$$\sigma_e \left(\frac{d^2 V}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dV}{dr} \right) + \sigma_t \frac{d^2 V}{dz^2} = 0 \quad (16)$$

donde σ_e es la conductividad horizontal y σ_t la conductividad vertical.

Por el método de separación de variables encontramos que las funciones características de esta ecuación son:

$$e^{\pm k z} = J_0(k r t) \quad \text{y} \quad k = (\rho_e / \rho_t)^{1/2} = (\sigma_t / \sigma_e)^{1/2}$$

siendo k al coeficiente de anisotropía general. La solución de la ecuación (16) se hace por la superposición de estas funciones.

El potencial principal cerca de un electrodo será una función de tipo:

$$V(r,z) = \frac{K}{(r^2 + k^2 z^2)^{1/2}} \quad (17)$$

dado que satisface la ecuación en cuestión y también la condición límite para $z = 0$.

Para determinar K consideremos el flujo de corriente que sale a través de la superficie del semiesferoide minúsculo localizada en $z=0$ (figura 2.6). Se centro está en A y sus semi-ejes mayores y menores en el plano vertical son a y a/k , respectivamente. De acuerdo con la fórmula del potencial (17) esta superficie será una equipotencial.

Esto nos lleva a la conclusión de que los valores de la resistividad aparente de una sección geoelectrica ideal dependen básicamente de la resistividad cuadrática media del conjunto (ρ_m) y de la profundidad h . Así un conjunto de capas isotropas se puede substituir "eléctricamente" por una sola capa anisótropa con un coeficiente de "pseudo-anisotropía" $k = (\rho_t / \rho_e)^{1/2}$. Esta capa ficticia será equivalente a una capa isotropa de resistividad $\rho_m = (\rho_t \cdot \rho_e)^{1/2}$ y espesor h .

De esta manera podemos transformar una sección geoelectrica de varias capas en otra de una sola capa homogénea e isotropa.

Si descomponemos el gradiente del potencial en sus componentes radial y vertical de acuerdo con la ecuación (14), la componente normal al esferoide en Q será:

$$J_n = \frac{\sigma_e K}{a (\cos^2 \theta + k^2 \sin^2 \theta)}$$

dado que esta cantidad es uniforme sobre la estrecha faja alrededor de OZ cuya área es:

$$dS = \frac{2\pi a^2 \cos \theta d\theta}{\cos^2 \theta + k^2 \sin^2 \theta}$$

podemos calcular por la siguiente integral a la corriente total I :

$$I = \int_S J_n dS = -2\pi \sigma_e K \int_0^{\pi/2} \frac{\cos \theta d\theta}{(\cos^2 \theta + k^2 \sin^2 \theta)^{1/2}}$$

de donde obtenemos: $I = (2\pi \sigma_e K) / k$

De aquí $K = I \rho_m / 2\pi$ y la función del potencial será:

$$V(r,z) = \frac{I \rho_m}{2\pi (r^2 + k^2 z^2)^{1/2}}$$

Veamos que la solución general para un medio aleotrópico es:

$$V(r,z) = \frac{I \rho_m}{2\pi (r^2 + k^2 z^2)^{1/2}} + \int_0^\infty (A(k)e^{-ktz} + B(k)e^{ktz}) J_0(kr) k dk$$

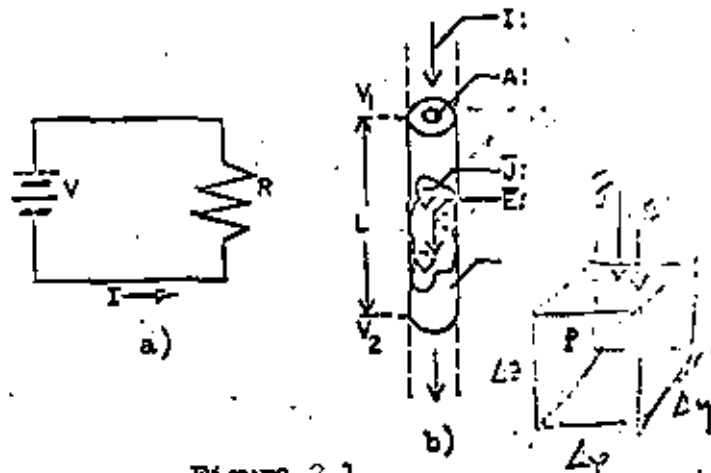


Figura 2.1

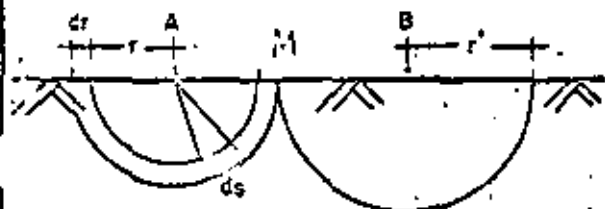


Figura 2.2

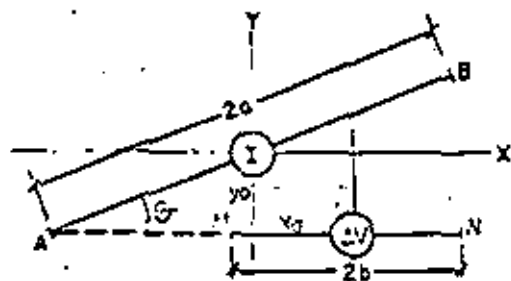


Figura 2.3

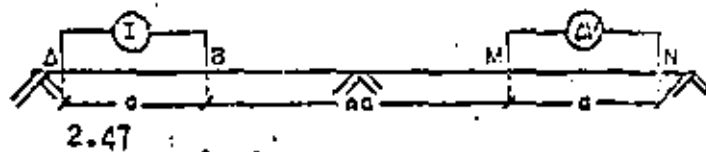
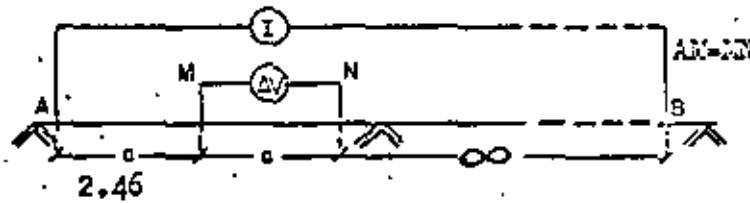
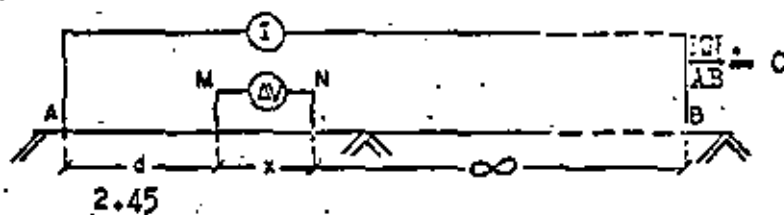
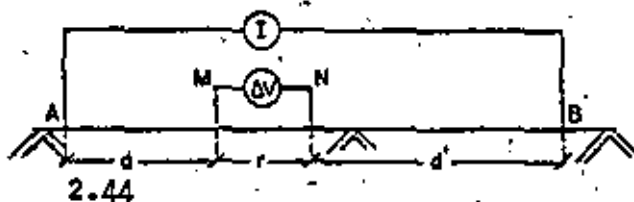
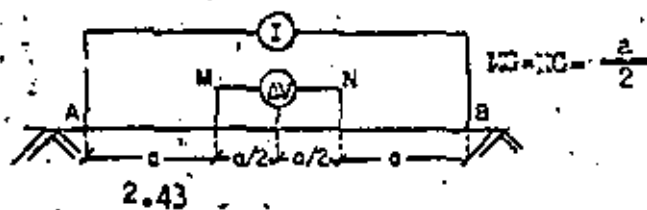
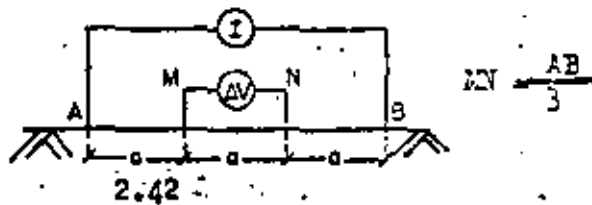
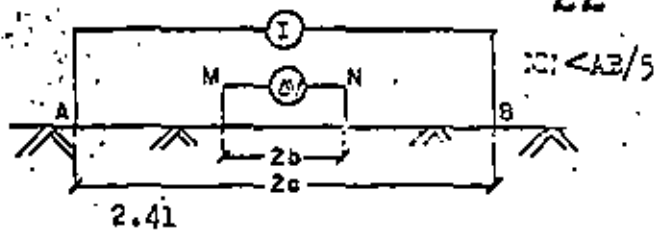


Figura 2.4

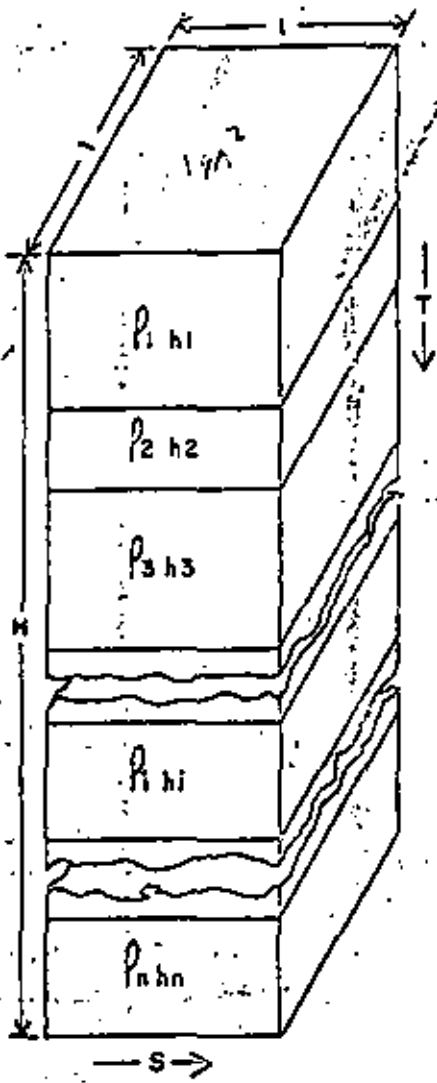


Figura 2.5

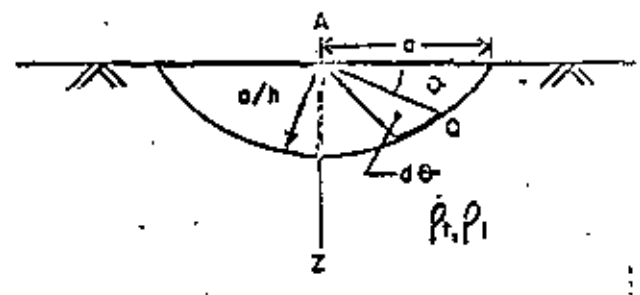


Figura 2.6

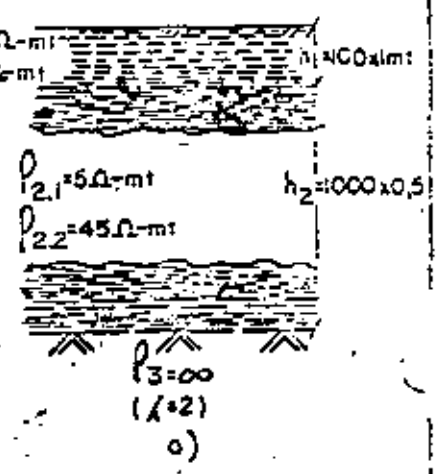
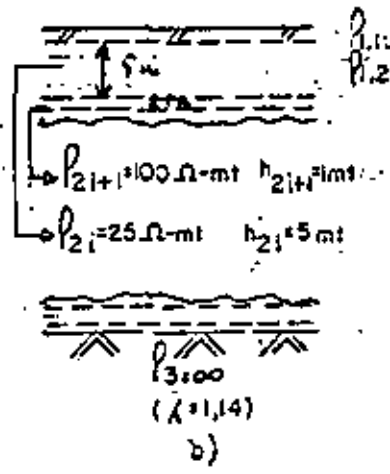
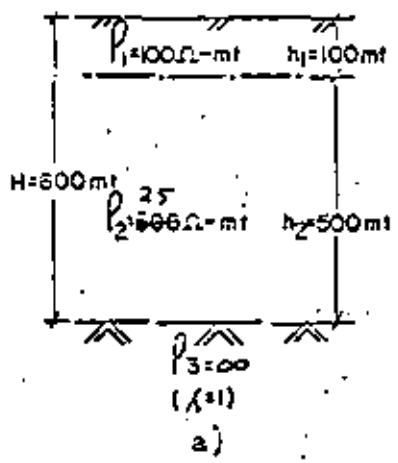


Figura 2.8

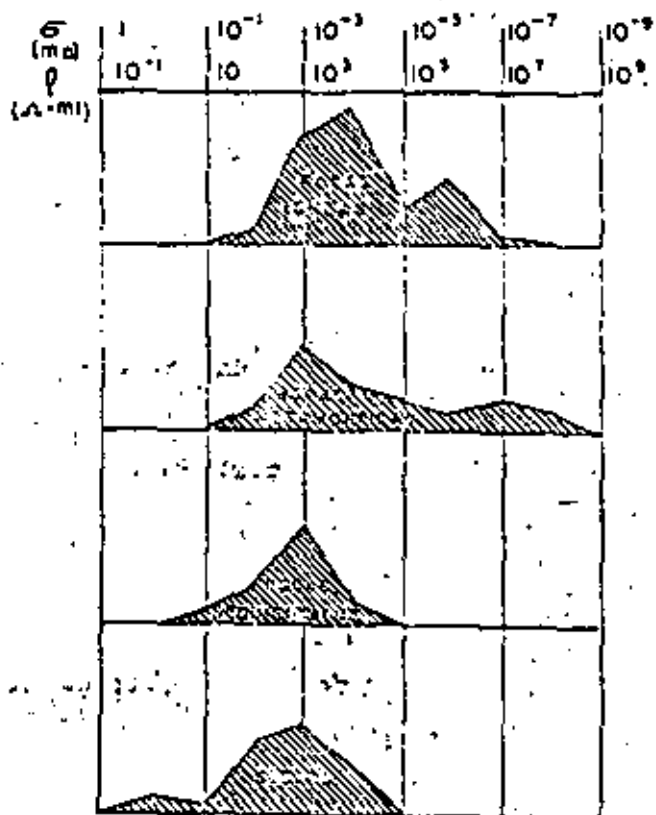


Fig. 2.9. - HISTOGRAMA DE RESISTIVIDADES

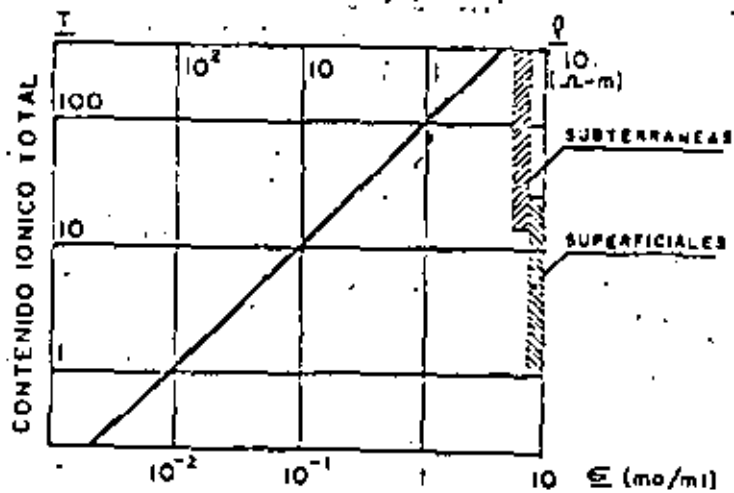


Fig. 2.10. - CONDUCTIVIDADE DE AGUAS NATURALES

TEMA 3.-SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES.-INTRODUCCIÓN.-

Con cualquiera de las disposiciones de electrodos descritas en el capítulo anterior para determinar las resistividades de los terrenos es posible efectuar investigaciones de las "condiciones geoelectricas" del subsuelo en sentido vertical: Sondeos Eléctricos Verticales.

Para efectuar un Sondeo Eléctrico Vertical en un punto determinado se irán expandiendo, (aumentando), progresivamente las separaciones entre los electrodos, de modo que aumente la penetración de corriente y por consiguiente la profundidad de investigación.

En los dispositivos simétricos, el centro del sistema se colocará en el punto que se desea investigar y la expansión se efectuará simétricamente respecto al mismo. En los dispositivos asimétricos el electrodo de corriente próximo a los de medición se colocará en el punto que se desea investigar y la expansión se efectuará desplazando únicamente los electrodos de medición del potencial (M,N).

3.1. DISPOSITIVOS SCHLUMBERGER, WENNER Y ASIMÉTRICOS.-

En el dispositivo Schlumberger (fig. 3.1) únicamente se mueven, teóricamente, los electrodos de corriente (A,B) en cada observación. La separación entre los electrodos de potencial dependerá de la sensibilidad del instrumento de equipo. Es condición necesaria que $l_{MN} < AB/5$.

En el dispositivo Wenner (fig. 3.2) se mueven también los electrodos de potencial (M,N) en cada cambio de posición de A y B.

En los dispositivos Asimétricos (fig. 3.3) se coloca uno de los electrodos de corriente (A) sobre el punto que se desea investigar y la expansión se produce al trasladar los electrodos de potencial (M,N) con un intervalo l_{MN} función del dispositivo adoptado, desde un punto próximo al electrodo de corriente.

Con cualquiera de estos dispositivos obtenemos una serie de valores para construir una gráfica de resistividades aparentes en función de la separación de electrodos: $\rho_a = F(a)$.

Debe recordarse que la profundidad de penetración de la corriente continua depende de la distancia entre los electrodos A, B y de las relaciones entre las resistividades eléctricas de los terrenos "eléctricamente diferentes" del subsuelo.

3.2 POTENCIALES Y RESISTIVIDADES APARENTES PARA 2-CAPAS HORIZONTALES E ISOTROPAS.

Si el subsuelo estuviera constituido por un terreno único, sería eléctricamente homogéneo e isotrópico y la corriente continua se propagaría igual en todas direcciones y las superficies equipotenciales (fig. 3.4), sería semi-esferas. La resistividad aparente obtenida sería igual a la resistividad verdadera del terreno y la curva $\rho_a = F(a)$ sería una línea recta (fig. 3.4).

Sin embargo, en general, la curva de la resistividad aparente dibujada con los datos de campo, nos da una curva más complicada, indicando que las resistividades del terreno varían con la profundidad.

Consideremos en primer término, un caso sencillo constituido por un medio semi-infinito de resistividad ρ_2 (fig. 3.5), por debajo de una capa de resistividad ρ_1 y espesor h . Para separaciones pequeñas de electrodos, únicamente influirá la primera capa en la circulación de la corriente los valores de la resistividad aparente coincidirán con los de la resistividad verdadera de la primera capa (ρ_1).

A partir de cierta separación de electrodos comenzará a influir la segunda capa y la resistividad aparente será intermedia entre ρ_1 y ρ_2 , de acuerdo con el porcentaje de corriente que circule por cada capa. Finalmente para una separación suficientemente grande de AB, prácticamente toda la corriente circulará por la segunda capa y la resistividad aparente será igual a la resistividad de la segunda capa.

Lo expresado se aprecia claramente en las gráficas de la fig. 3.5. Según que ρ_1 sea mayor que ρ_2 o menor que ρ_2 la curva será descendente o ascendente, respectivamente. La relación $\rho_2/\rho_1 = \mu$ y el espesor de la primera capa determinará la pendiente y forma de la curva.

3.22 TEORIA DE LAS IMAGENES ELECTRICAS.-

El cálculo de la fórmula de los potenciales y resistividades para una estructura geológica constituida por dos-capas, corresponde a un problema eléctrico de tres capas, considerando como tercera capa semi-infinita su

perpuesta, el aire de resistividad infinita (fig. 3.6).

La solución se facilita considerando independientemente los efectos del electrodo (A) de donde emana la corriente (+I) y del electrodo de salida (B) de donde sale la corriente (-I).

De acuerdo con la teoría de las imágenes eléctricas de Maxwell, el potencial en M, por efecto de la existencia de dos medios con diferentes resistividades en el subsuelo, sería el producido directamente por A más el reflejado en el plano de separación (P) de estos medios. El reflejado es igual al producido por A_1 , imagen de A respecto al plano P.

Si k es el factor de absorción por reflexión, del potencial en P, el potencial en M será:

$$V_M = \frac{\rho_1 I}{4\pi} \left(\frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_2} \right)$$

En un punto N, del medio 2, el potencial será el correspondiente al poder de emisión de A: $(I/2\pi)$, menos el potencial perdido en la reflexión o sea:

$$V_N = \frac{\rho_2 I}{4\pi} \frac{(1-k)}{r^3}$$

La continuidad del potencial requiere que en la superficie de contacto P, se tenga $V_M = V_N$ y como para un punto P será $r_1 = r_2 = r_3$, tendremos:

$$\frac{\rho_1 I}{4\pi} \left(\frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_1} \right) = \frac{\rho_2 I}{\pi} (1-k)$$

de donde obtenemos:

$$k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} = \frac{\mu - 1}{\mu + 1} \quad (1)$$

Expresión denominada: "coeficiente de reflexión eléctrica".

3.23 FORMULA GENERAL PARA EL CALCULO DE RESISTIVIDADES APARENTES.-

Para el problema eléctrico de tres capas (0, 1 y 2), el potencial en un punto (M) de la superficie del terreno producido por el electrodo (A) de emisión de corriente (+), será la suma de los potenciales debidos a las imágenes eléctricas de A en los semi-espacios, 1 y 0 o sea A_1, A_2, \dots y A'_1, A'_2, \dots etc, con cargas eléctricas: $(I/2\pi)$; $(I/2\pi) \times k$; $(I/2\pi) k^2$, etc, como se deduce fácilmente de consideraciones geométricas de la fig. 3.6. (El coeficiente de reflexión entre los medios 0 y 1 vale 1, dado que $\rho_0 = \infty$).

De esta forma se obtiene para el punto K la expresión del potencial producido por el electrodo A y sus imágenes eléctricas:

$$V_A^K = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left(\frac{1}{r} + \frac{2k}{(r^2 + (2h)^2)^{\frac{3}{2}}} + \dots + \frac{2k^n}{(r^2 + (2nh)^2)^{\frac{3}{2}}} + \dots \right) \\ = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left[\frac{1}{r} + \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{2k^n}{(r^2 + 4n^2 h^2)^{\frac{3}{2}}} \right] \quad (2)$$

De forma similar el electrodo (B) de salida de corriente (-I) nos dará un potencial:

$$V_B^M = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left(\frac{1}{d-r} + \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{2k^n}{(d-r)^2 + 4n^2 h^2} \right) \quad (3)$$

y el potencial en K producido por el efecto de ambos electrodos será:

$$V_{A,B}^M = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{d-r} + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{(r^2 + 4n^2 h^2)^{\frac{3}{2}}} - 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{((d-r)^2 + 4n^2 h^2)^{\frac{3}{2}}} \right) \quad (4)$$

De la misma forma obtendríamos el potencial en N por acción de A

$$V_{A,B}^N = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left(\frac{1}{r'} - \frac{1}{d-r'} + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{(r'^2 + (4n^2 h^2)^{\frac{3}{2}}} - 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{((d-r')^2 + 4n^2 h^2)^{\frac{3}{2}}} \right) \quad (5)$$

De (4) y (5) obtenemos $\Delta V = V_{A,B}^M - V_{A,B}^N$ y de la fórmula correspondiente a la disposición de electrodos utilizada la fórmula para calcular la resistividad aparente para diferentes valores de k y h. Con los valores obtenidos podemos dibujar las gráficas $\rho_a = F(a)$ respectivas.

Para el dispositivo Schlumberger (fig. 3.1) tendremos: $r=a-b$, $r'=a+b$ y $d=2a$. Sustituyendo estos valores en la fórmula general de un cuadrípulo (// 2.3) obtenemos:

$$\rho_a = \rho_1 \left(1 + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n \frac{a^3}{h^3}}{(a^2 + 4n^2 h^2)^{\frac{3}{2}}} \right) \quad (6)$$

Esta serie es rápidamente convergente excepto para $k=+1$ ($\rho_{2-\infty}$). Se han calculado y dibujado las curvas para diferentes relaciones de ρ_2/ρ_1 .

Para el dispositivo Wenner (fig. 3.2) tendremos $r=a$, $r'=2a$, y $d=3a$. Sustituyendo estos valores y el de ΔV en la fórmula general de un cuadrípulo, obtenemos:

$$\rho_a = \rho_1 \left(1 + 4 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\left(1 + \frac{4n^2 h^2}{a^2}\right)^{\frac{3}{2}}} - 4 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\left(4 + \frac{4n^2 h^2}{a^2}\right)^{\frac{3}{2}}} \right) \quad (7)$$

Las dos series del paréntesis son rápidamente convergentes y con base a los valores obtenidos para diferentes relaciones de ρ_2/ρ_1 y de a/n (penetración relativa), Mummel (1929) construyó la primera colección de curvas de uso práctico en escalas aritméticas.

Posteriormente se han calculado y dibujado en escalas logarítmicas diferentes colecciones de curvas. En la actualidad la única de aplicación práctica es la editada por Mooney-Wetzel (1956).

3.24 FORMULA PARA 3-CAPAS HORIZONTALES.-

Si en el subsuelo hay 3-capas horizontales, cada electrodo (A) de emisión de corriente (+I) dará origen a una doble serie indefinida de imágenes eléctricas: una real y múltiples imaginarias en puntos de cotas: $2p h_1 + 2q h_2$ siendo h_1, h_2 los espesores de las capas y p, q números enteros.

La fórmula del potencial da lugar a la suma de una serie doble con cálculos largos y pesados por lo cual es preferible resolver el problema analíticamente por la solución de Stefanescu que se presenta en el párrafo siguiente.

3.31 POTENCIALES Y RESISTIVIDADES PARA n-CAPAS HORIZONTALES E ISOTROPAS.-

No obstante el gran interés que tiene el método de las imágenes eléctricas, la aplicación de este método resulta difícil y se tropieza con enormes complicaciones de cálculo desde el momento en que tenemos más de dos capas.

En el caso más general, el subsuelo estará constituido por un cierto número de capas horizontales de diferentes resistividades (ρ_i) y espesores (h_i), pero con características eléctricas homogéneas e isotropas dentro de cada capa.

Por la presencia de estas capas la distribución del potencial eléctrico alrededor de un electrodo puntual A en la superficie del terreno no será ya según esferas. La corriente eléctrica se comportará como un fluido incompresible y por lo tanto excepto en los puntos donde existan fuentes de entrada de corriente o sumideros de salida de corriente, la función potencial (V) debe satisfacer la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 V = \frac{d^2 V}{dx^2} + \frac{d^2 V}{dy^2} + \frac{d^2 V}{dz^2} = 0 \quad (8)$$

Esta ecuación solo no determina la solución de un problema particular, porque expresa solo una de las condiciones que debe satisfacer el potencial V . Sin embargo, la introducción de las condiciones límites que se deben satisfacer en cada caso, nos permitirá determinar las soluciones que satisfagan la ecuación de Laplace y las condiciones límites.

Consideremos el caso general de varias capas homogéneas e isotrópicas de diferentes resistividades: $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_1, \dots, \rho_n$, y de espesores: h_1, h_2, \dots, h_n limitadas por planos horizontales (fig. 3.7).

La fuente (A) y el sumidero (B) de corriente, están colocados en el plano límite superior y el medio inferior es semi-infinito. Es el caso general que encontramos en la práctica, de n -capas horizontales sobre un substratum de espesor prácticamente infinito y electrodos puntuales para introducir la corriente en la superficie del terreno.

Por razones de simetría adoptamos un sistema de coordenadas cilíndricas con el origen en la fuente de corriente (A) y el eje vertical Z hacia abajo. La ecuación de Laplace toma la forma:

$$\nabla^2 V = \frac{d^2 V}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dV}{dr} + \frac{d^2 V}{dz^2} = 0 \quad (9)$$

Las funciones potenciales, además de ser integrales de la ecuación de Laplace deben satisfacer las siguientes condiciones límites:

$$\frac{dV}{dr} = 0 \text{ para } r \rightarrow \infty \qquad \frac{dV}{dz} = 0 \text{ para } z = 0$$

Además, en las superficies de separación de los dos medios de diferentes resistividades debe verificarse:

1) El potencial debe ser continuo a través de esta superficie. Esto establece que la cantidad de trabajo para llevar una carga eléctrica dada a un lado de la superficie de contacto debe ser igual al trabajo para llevar la misma carga al otro lado "ley del principio de conservación de la energía".

$$V_i = V_{i+1} \quad (10)$$

2) La componente normal del vector de la densidad de corriente (J) debe ser continuo. Este requiere que la tasa de acumulación de carga en la superficie de contacto debe ser cero: "ley de la conservación de la carga".

$$J_n = J_{n+1}$$

$$\frac{1}{\rho_1} \frac{dV_1}{dz} = \frac{1}{\rho_{i+1}} \frac{dV_{i+1}}{dz} \quad \text{para } z = h_i \quad (11)$$

Estas dos condiciones pueden también deducirse por razonamientos matemáticos dado que $\vec{E} = -\nabla V$ y $\nabla \times \vec{E} = 0$, y tendremos $\nabla \times \vec{E} = 0$. Si aplicamos el teorema de Stokes a la circulación de la corriente en un circuito cerrado minúsculo, en la superficie del contacto entre los medios 1 y 2, - tendremos:

$$\int_S \vec{n} \cdot \nabla \times \vec{E} \, ds = \oint \vec{E} \cdot d\vec{l} = 0$$

y como en el límite el ancho del circuito se hace infinitésimo tendremos:

$$\int_1 \vec{E} \cdot d\vec{l} = \int_2 \vec{E} \cdot d\vec{l}$$

de donde $V(1) = V(2)$ o sea que el potencial es continuo a través de la superficie de contacto.

3.32. INTEGRAL STEFANESCO.-

Stefanescu (1930), ha calculado la solución particular para un punto situado en la superficie del terreno y a una distancia r de la fuente de corriente:

$$V(r) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left[\frac{1}{r} + 2 \int_0^\infty A(\mu_1, \nu_1, t) J_0(rt) dt \right] \quad (12)$$

donde: I es la intensidad de la corriente; A una función de Kernel que depende de las relaciones entre las resistividades de las capas (μ_i), entre sus espesores (ν_i) y del parámetro de integración t ; $J_0(rt)$ es la función de Bessel de orden 0 y primera especie.

Por diferenciación de la función potencial, obtenemos la fórmula de la resistividad aparente para el dispositivo Schlumberger ($LN = 0$):

$$\rho_a = \frac{2\pi}{I} r^2 \frac{dV}{dr} = \rho_1 \left(1 + 2a \int_0^\infty A(\mu_1, \nu_1, t) J_1(at) dt \right)$$

llamando a " $r=AB/2$ " a.

La solución de Stefanescu al problema directo de los SEV ha sido utilizada por diferentes geofísicos para calcular las curvas teóricas de SEV. El procedimiento general es descomponer la integral en una suma de términos integrables y calcular estos por desarrollos en serie (Orellana, 1966).

Las curvas calculadas se han dibujado en escalas logarítmicas de módulo 62,5 mm y las colecciones publicadas son:

- 1) La calculada por la Compagnie Generale de Geophysique y publicada por la European Association of Exploration Geophysics (1963 La Haya).
- 2) La publicada por el Instituto Ruso de Investigaciones del Petróleo (1.941, Moscú).
- 3) La calculada por Flathe, de 5-capas para problemas hidrogeológicos, y publicada en Geophysical Prospecting (1.963 La Haya).

Para el dispositivo Wenner, la resistividad aparente viene expresada por la fórmula:

$$\rho_a = \rho_1 (1 + F(a) - F(2a))$$

donde a , es la separación entre los electrodos y:

$$F(a) = 2a \int_0^{\infty} \lambda (\mu_1, \nu_1; t) \cdot J_0(at) dt$$

Una colección de curvas teóricas para 2, 3, y 4-capas ha sido publicada por Mooney y Wetzel, (1956 Universidad de Minnesota) así como las tablas de potenciales. Estas tablas se pueden utilizar para la construcción de curvas no incluidas entre las publicadas y para calcular las resistividades aparentes para cualquier disposición de electrodos y diferentes relaciones de resistividades y espesores de las capas.

Este procedimiento de calcular las curvas teóricas de los Sondeos Eléctricos Verticales, mediante soluciones del campo potencial, que sigue la denominada "escuela armónica" se ha desarrollado ampliamente en los últimos diez años y ha desplazado el limitado procedimiento de las imágenes eléctricas aplicado anteriormente por Hummel, y sus continuadores de la "escuela de imágenes".

La correspondencia matemática entre los dos métodos se pueden establecer rápidamente, por aplicación de la ley de Weber

PROGRAMACION PARA COMPUTADORAS ELECTRONICAS.-

Actualmente se han desarrollado programas para utilizar Computadoras Electrónicas en el cálculo de las curvas de SEV en las condiciones que se presentan las capas del subsuelo. Como referencia veáanse las publicaciones de Mooney et al, 1966; Argelo, 1967 y otras en la Bibliografía anexa.

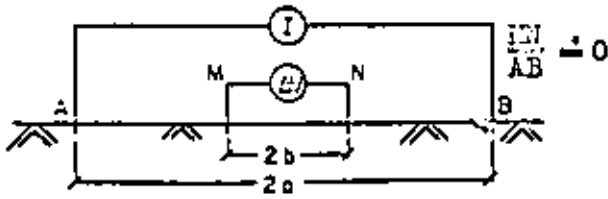


Figura 3.1

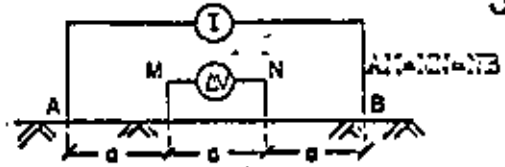


Figura 3.2

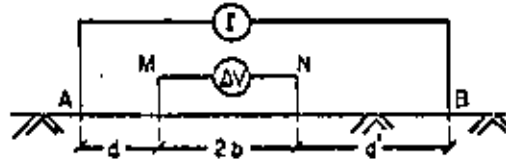


Figura 3.3

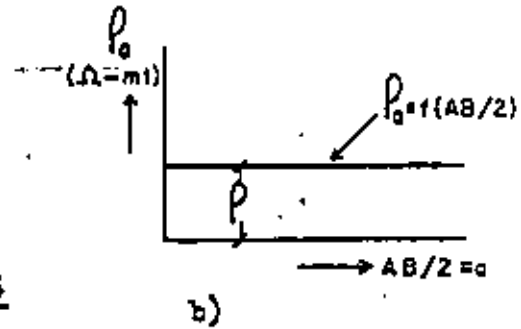
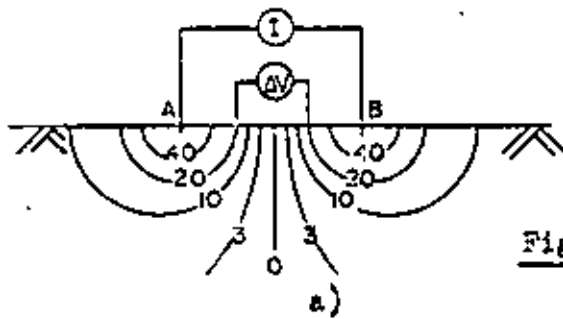


Figura 3.4

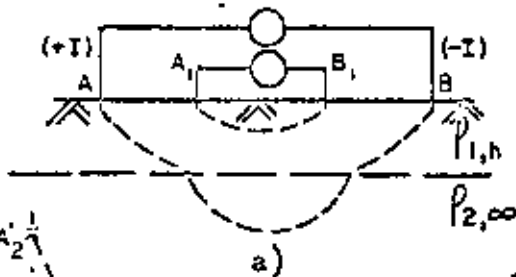


Figura 3.5

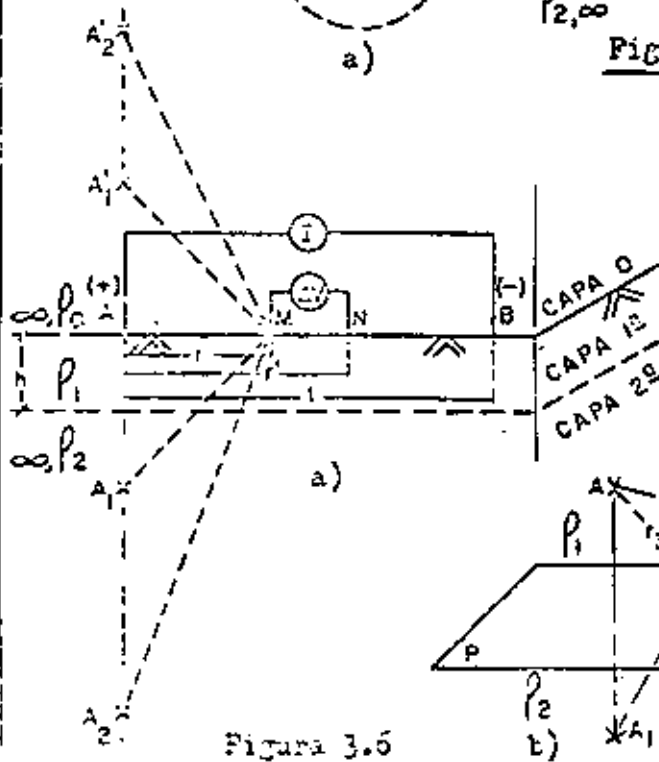
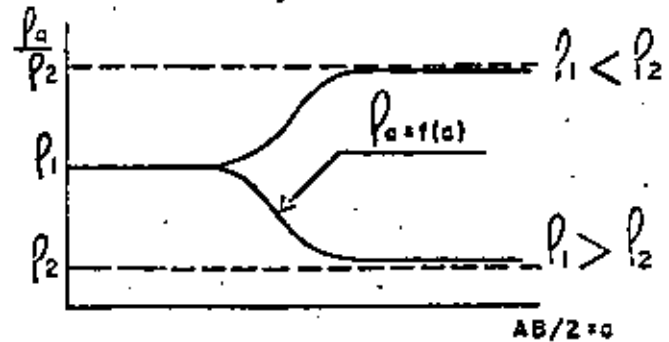


Figura 3.6

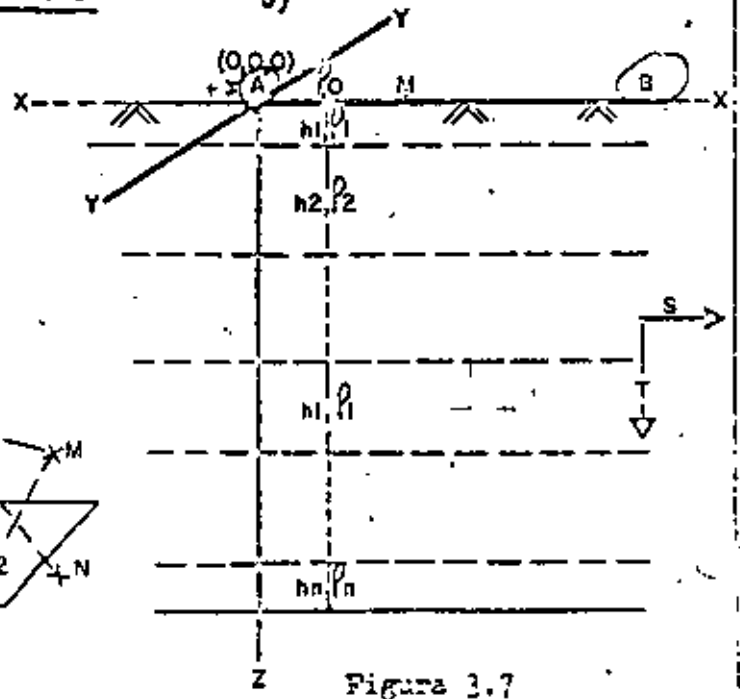


Figura 3.7

CURVAS DE SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES4.1 TIPOS DE CURVAS DE SEV PARA 2, 3 y 4-CAPAS HORIZONTALES.-

La prospección geofísica eléctrica por Sondeos Eléctricos Verticales con el dispositivo Schlumberger, se basa en el estudio de las variaciones la resistividad aparente (ρ_a) del subsuelo en función de la separación progresiva de los electrodos de corriente AB. (fig. 4.1).

El cambio de ρ_a con la distancia AB, está relacionado con las resistividades verdaderas y los espesores de las capas del subsuelo en el punto explorado. Por los cambios de ρ_a al aumentar la separación entre los electrodos AB en el punto de investigación se pueden determinar las resistividades verdaderas de las capas del subsuelo y las profundidades a las capas.

Para efectuar un Sondeo Eléctrico Vertical aumentamos progresivamente en cada observación la distancia entre los electrodos de emisión A y B y medimos para cada distancia la correspondiente resistividad aparente (ρ_a). La primera magnitud se toma con variable independiente y la segunda como función. En abscisas se llevan los valores de $AB/2 = a$, y en ordenadas los de ρ_a (fig. 4.1). Estos datos se dibujan, en general, en forma de curvas de curvaturas suaves en papel transparente con escalas logarítmicas del mismo módulo en que se han dibujado los Abacos y Láminas de curvas teóricas (62,5 mm por ciclo logarítmico).

Las curvas dibujadas en escalas logarítmicas no cambian de forma si las relaciones entre las resistividades de las capas (μ_1, μ_2 , etc), y entre los espesores de las mismas (V_1, V_2 , etc), permanecen constantes. - Unicamente se desplazan de acuerdo con los valores absolutos de las resistividades y espesores de las capas.

En efecto, la fórmula 3.7 que nos da la resistencia aparente para 2-capas es:

$$\rho_a = \rho_1 \left(1 + \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n \frac{a^3}{h^3}}{\left(\frac{a^2}{h^2} + 4n^2 h^2 \right)^{3/2}} \right) = \rho_1 \left[1 + F\left(\frac{a}{h}, z\right) \right] \quad (1)$$

Si $\mu_1 = \rho_2 / \rho_1$ es constante, también lo será: $k = (\mu - 1) / (\mu + 1)$ y transformando la fórmula anterior en su expresión logarítmica, tendremos:

$$\lg \rho_a = \lg \rho_1 + \lg F \left(\frac{a}{h} \right)$$

y por tanto, los cambios en ρ_1 solo producirían desplazamientos en sentido vertical (de magnitud $\lg \rho_1$) de una curva de forma dada por las relaciones μ_1 y a/h .

La expresión logarítmica de la fórmula 3.7 podemos transformarla como sigue:

$$\lg \rho_a = \lg \rho_1 + \lg F (\lg a - \lg h) = \lg \rho_1 + \lg F \left(\lg \frac{a}{h} \right)$$

o lo que es lo mismo:

$$\lg \frac{\rho_a}{\rho_1} = \lg F \left(\lg \frac{a}{h} \right)$$

Por tanto los cambios en h , si μ_1 es constante, producirán desplazamiento de la curva en sentido horizontal de magnitud h .

Esto se verifica no solo para el caso de 2-capas, sino también para cualquier número de capas.

El empleo de escalas logarítmicas nos dá un procedimiento gráfico inmediato de obtener los valores absolutos de las resistividades y espesores de las capas geoelectricas del subsuelo por superposición de la curva de campo sobre una teórica de la misma forma. Las coordenadas del punto $\rho = \rho_1$, $h=1$ del Abaco de curvas teóricas medidas en la hoja con la curva del SEV nos dan el desplazamiento de esta curva y por tanto ρ_1 y h_1 .

La fórmula 3.7 muestra que para valores mínimos de a ($a \rightarrow 0$), la curva inicial de la curva de un SEV tiende asintóticamente a la recta $\rho_a = \rho_1$ y que para valores suficientemente grandes de a ($a \rightarrow \infty$), se aproxima asintóticamente a la recta $\rho_a = \rho_n$, siendo ρ_n la resistividad verdadera de la última capa. Se exceptúa el caso en que $\rho_n = \infty$ o que $\rho_1 = 0$.

En efecto, los límites de la expresión 3.7 son: para $a = 0$

$$\lim_{a \rightarrow 0} \frac{\rho_a}{a} = \rho_1$$

Dividiendo por a^3 la expresión sumatoria de ρ_a , y tomando límites para $a \rightarrow \infty$, tendremos:

$$\rho_a = \rho_1 \left(1 + 2 \sum k^n \right) = \rho_1 \left[1 + 2 (k + k^2 + k^3 + \dots + k^n) \right] = \rho_1 \left(1 + \frac{2k}{1-k} \right) = \rho_2$$

Para $\rho_2 = \infty$ $\rho_1 = 0$, $k = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1) = 1$ y la progresión geométrica del paréntesis no tiene un límite finito. En escalas logarítmicas la expresión $\rho_a = F(a)$ es una línea recta a 45° con la dirección positiva - del eje de abscisas.

4.11 CURVAS PARA 1 y 2-CAPAS.-

Si el subsuelo es homogéneo (1-capa), se obtiene una recta horizontal, dado que $\rho_a = \text{constante} = \rho_1$.

En terrenos de 2-capas se obtienen dos tipos de curvas: ascendentes y descendente para $\rho_2 > \rho_1$ y $\rho_2 < \rho_1$ respectivamente (fig. 4.2).

4.12 CURVAS PARA 3-CAPAS.-

En terrenos de 3-capas se obtiene curvas de cuatro tipos (fig. 4.3) que se denominan tipos H, K, A y Q, convencionalmente, y que se indican en la - Tabla 1.

TABLA 1.

TIPOS DE CURVAS SEV PARA 3-CAPAS.-

<u>Relaciones entre las resistividades verdaderas de las capas.</u>	<u>Denominación</u>	<u>Forma</u>
$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$	H	"Mínimo"
$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$	Q	"Dos subidas"
$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$	A	"Dos bajadas"
$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$	K	"Máximo"

Para el tipo H: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$, la curva obtenida tiene la forma indicada en la fig. 4.3. La influencia de la capa intermedia de resistividad ρ_2 se manifiesta en un mínimo de resistividad aparente en la curva que solo llega a alcanzar el valor verdadero cuando el estrato es muy grueso.

Para el tipo K: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$, la curva obtenida tiene un máximo - debido a ρ_2 , siempre que la 2a capa tenga un espesor apreciable.

En el caso del tipo A : $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$, la curva obtenida sería escalonada si el estrato segundo es muy grueso, y si no lo es apenas se nota la - influencia de ρ_2 . Nunca presenta máximos ni mínimos de ρ_a .

Al tipo Q: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$, inverso del anterior, le ocurre como a él y su forma es la representada en la fig. 4.3. Nunca presenta máximos ni mínimos de ρ_a .

Consideremos la curva de un sondeo de 3-capas del tipo K. (fig. 4.3). Para distancias $AB/2 < h_1$ se obtiene la resistividad aparente de la primera capa. Al aumentar AB empieza a observarse el efecto de la segunda capa por una disminución de la resistividad aparente. Al continuar aumentando a y antes de que alcance el valor ρ_3 , se empieza a notar una subida de ρ_a por la influencia de la tercera capa; para valores de AB suficientemente grandes la resistividad aparente alcanza el valor ρ_3 . El valor de ρ_2 - solo aparece si el espesor de la segunda capa es muy grande; en general, esto no ocurre, y raras veces puede determinarse por la simple inspección de la curva el valor de ρ_2 .

Lo mismo ocurre, para curvas de tipo K.

En las curvas de tipos A y Q, la curva asciende o desciende gradualmente, respectivamente, y puede ocurrir que la segunda capa por tener una resistividad intermedia no se note claramente en la curva, que toma entonces el aspecto de una curva de dos capas.

Vemos, por tanto, que la presencia de la segunda capa solo se señala con seguridad cuando su resistividad es inferior o superior a la resistividad de las dos capas contiguas (curvas tipos H y K). En caso contrario puede "fundirse" con ellas. Cuanto mayor sea la resistividad de la última capa, tanto mayor será la distancia del eje de abscisas a la parte final, horizontal de la curva.

Si la resistividad de la tercera capa es suficientemente grande ($\rightarrow \infty$), respecto a las resistividades de las capas superiores, la curva nunca se hace horizontal y se aproxima asintóticamente a una recta que forma un ángulo de 45° con el eje de abscisas. Esta recta corta el eje de abscisas en un segmento igual a la Conductancia Longitudinal de la sección (S); suma de las Conductancias Longitudinales de todas las capas superpuestas a la de resistividad infinita. El valor de S viene dado por la fórmula: $S = H/\rho_0$ siendo H el espesor total de las capas suprayacentes a la capa y ρ_0 la resistividad longitudinal media. (párrafo 2.5).

Para que una capa influya en la forma de la curva de resistividad aparente es necesario que $AB/2$ sea mayor que la profundidad al techo de dicha capa (H_1). La cuantía en que $AB/2$ debe superar a esta profundidad varía de acuerdo con las relaciones de los parámetros, (resistividades y espesores) de las capas suprayacentes en la sección geoelectrica.

Si una capa es buena conductora, la corriente penetrará más fácil y profundamente y la penetración será mayor que $AB/2$. Si la capa es peor conductora que las capas suprayacentes ocurre lo contrario. Por esto los máximos y mínimos de las curvas no coinciden, en general, con las profundidades a las capas.

Si se efectúan mediciones de resistividades con diferentes separaciones de MI para una misma posición de los electrodos de corriente, (AB) se pueden obtener a veces, valores no coincidentes. Por esta causa, el desplazamiento de los electrodos de medición puede producir una discontinuidad en la curva. Se obtienen usualmente arcos de curva como los que aparece en la fig. 4.4. Para la interpretación, tales arcos han de unirse formando una sola curva, lo cual se hace trasladándolos paralelamente a sí mismos.

4.13. CURVAS PARA 4-CAPAS.-

En el caso de cuatro capas, surgen ocho posibles relaciones entre los valores de las resistividades de las capas entre sí, como se indican en la Tabla 2.

TABLA 2.
TIPOS DE CURVAS SEV DE 4-CAPAS.-

<u>Relaciones entre las resistividades verdaderas de las capas.</u>	<u>Denominación</u>
$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$	HA
$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$	FK
$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$	OH
$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$	OO
$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$	KH
$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$	KO
$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$	AA
$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$	AZ

Por lo tanto, en la práctica pueden encontrarse curvas SEV de 4-
capas de ocho tipos que se denominan con los símbolos HA, HK, QH, QQ, KH, KQ,
AA, AX (fig. 4.5).

En el caso de cinco capas se observan curvas SEV de 16 tipos, en
el de 6-capas de 32 tipos, etc.

En una exploración pueden encontrarse las más variadas curvas SEV
de acuerdo con el cambio de las resistividades del subsuelo, principalmente
en las capas superiores. Es poco común que en toda el área de una prospección
las curvas pertenezcan a un mismo tipo, lo más corriente es que las curvas de
los SEV cambien y pasen de un tipo a otro.

4.14 COLECCIONES DE CURVAS TEÓRICAS.-

La interpretación de las curvas de campo, se efectúa por compara-
ción con curvas teóricas.

Las curvas teóricas se han obtenido por cálculo con Computadoras
Electrónicas de las fórmulas descritas en el Tema 3 para una cierta distribu-
ción de resistividades y profundidades en el subsuelo. Las curvas se agrupan
en láminas, formando con ellas una colección de uso cómodo (Orallana y Mooney
1966).

Una capa queda determinado por los parámetros, espesor (h_i) y re-
sistividad (ρ_i), excepto la última capa que basta conocer su resistividad ya
que su espesor es infinito.

La forma de las curvas no depende de los valores absolutos de la
resistividades y espesores, sino de las relaciones entre estas, por lo cual
se toma como unidad la resistividad y el espesor de la capa superficial. Las
resistividades de las demás capas se expresan por la relación: $\mu_i = \rho_i / \rho_1$, a
la resistividad de la 1^a capa y los espesores de cada capa por su relación -
al espesor de la 1^a capa: $\nu_i = h_i / h_1$.

Utilizando esta notación, puede decirse que la forma de una curva
de 3-capas queda determinada por las magnitudes ρ_a , μ_1 , μ_2 , ν_1 . La pri-
mera es la variable independiente y las otras tres son los parámetros de la
curva.

Actualmente están calculadas y dibujadas curvas para valores de:

$$\mu = \begin{cases} 0,025 & 0,015 & 0,07 & 0,1 & 0,15 & 0,2 & 0,3 & 0,4 & 0,5 \\ 0,65 & 0,8 & 1,25 & 1,5 & 2 & 2,5 & 3,5 & 5 & 7 & 10 & 12 & 20 & 40 \end{cases}$$

y

$$\nu = 0,1 \quad 0,2 \quad 0,3 \quad 0,5 \quad 0,7 \quad 1 \quad 2 \quad 3 \quad 5 \quad 10 \quad 15 \quad 25$$

El número total de curvas en la colección más moderna (Orellana-Mooney, 1.966), consta de 25 casos de 2-capas, 912 de 3-capas y 480 de 4-capas agrupadas en Láminas. En cada Lámina permanecen constantes dos parámetros (μ_1, μ_2) que se indican en el encabezamiento de la lámina y varían los parámetros ν_1 y ν_2 que se indican en cada curva dentro de un pequeño círculo.

Otras colecciones como la de la Compagnie Generale Geophysique (1963) son menos completas y los parámetros de las capas son valores poco cómodos.

4.2 PRINCIPIOS BASICOS EN LOS SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES.-

Los parámetros de la sección geoeléctrica: conductancia longitudinal (S) y resistencia transversal (T), así como las diferentes resistividades definidas en el párrafo 2.5, juegan un papel fundamental en la teoría e interpretación de los SEV.

Por el significado físico de estas magnitudes, en toda sección geoeléctrica los parámetros S y T, denominados por Maillet (1947) "parámetros de Dar Zarrouk", son aditivos conforme se van añadiendo capas en profundidad.

4.21 Ecuaciones Fundamentales de la Geofísica Eléctrica.-

Las ecuaciones fundamentales de la geofísica eléctrica establecen relaciones entre:

1º) La ley de distribución de las conductividades eléctricas en términos de niveles geológicos. Ley que está representada por la curva del Registro Eléctrico de Resistividades en huecos de perforaciones: $\rho = \rho(H)$

2º) La ley de variación de resistividades aparentes en términos de las magnitudes del dispositivo de mediciones superficiales de resistividades. Ley caracterizada por la curva de un Sondeo Eléctrico Vertical: $\rho_a = F(AE/2)$.

3º) Ley de distribución del potencial eléctrico en la superficie del terreno, en términos de la conducta del subsuelo al paso de la corriente eléctrica. Ley caracterizada por la denominada "curva de Dar Zarrouk". - - -
 $\rho = f(LH)$.

Estas tres curvas se muestran en la figura 4.6.

En una capa homogénea e isotrópica de espesor h_i y resistividad ρ_i , la conductancia longitudinal S_i y la resistencia transversal T_i de esta capa vienen dadas por las relaciones:

$$\text{de donde: } S_i = \frac{h_i}{\rho_i} \quad \text{y} \quad T_i = h_i \times \rho_i \quad (1)$$

$$h_i = (S_i \times T_i)^{\frac{1}{2}} \quad \text{y} \quad \rho_i = \left(\frac{T_i}{S_i}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

Por tanto, conociendo los valores S_i y T_i de una capa, podemos determinar su espesor y resistividad.

Si consideramos h_i y ρ_i como variables, las ecuaciones (1) en un sistema rectangular de coordenadas con escalas aritmética, son las ecuaciones de una recta que atraviesa el origen de coordenadas y de una hipérbola, respectivamente.

En escalas logarítmicas, la primera ecuación: $\log h = \lg \rho_i = \lg S_i$, representa la ecuación de una recta que forma un ángulo de 45° con la dirección positiva del eje de abscisas y que lo corta en un segmento, igual a " $\lg S_i$ ". La segunda: $\lg h_i + \lg \rho_i = \lg T_i$, es la ecuación de una recta a 45° con la dirección negativa del eje de abscisas y que lo corta en un segmento igual a " $\lg T_i$ ".

Las coordenadas (X_i, Y_i) , del punto de intersección de estas rectas nos determinarán el espesor y la resistividad de la capa para un S y T dados. (fig. 4.7). Por tanto, gráficamente, usando un papel de escalas logarítmicas y los valores de S_i y T_i podemos hallar fácilmente los parámetros (h_i, ρ_i) , de la capa. Bastará solamente llevar sobre el eje de las abscisas segmentos iguales a S_i y T_i y trazar desde sus extremos dos rectas con ángulos de 45° con las direcciones positiva y negativa del eje de abscisas. Las coordenadas del punto de intersección de estas rectas serán los valores h_i y ρ_i buscados.

En el caso de un "corte geoséctrico de n-capas" (fig. 2.5) tendremos:

$$S = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{h_i}{\rho_i} \quad \text{y} \quad T = \sum_{i=1}^{i=n} h_i \rho_i \quad (3)$$

Las coordenadas del punto de intersección de las rectas construidas con los valores de S y T determinan el espesor H_E y la resistividad ρ_E de la "capa

equivalente" eléctricamente al conjunto de n-capas dado:

$$H_E = \sum_{i=1}^{i=n} (S_i T_i)^{\frac{1}{2}} \quad \text{y} \quad \rho_E = \sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{T_i}{S_i} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

El espesor H_e como es fácil de ver, será mayor que el espesor total $H = \sum_{i=1}^{i=n} h_i$ de todas las capas.

La curva obtenida uniendo estos puntos es la que se denomina "curva de Dar Zarrouk" (DZ) (fig. 4.6).

4.22 PROPIEDADES Y APLICACIONES DE LA CURVA DZ.-

La curva DZ para un sección geoelectrica de n-capas viene expresada por la ecuación general:

$$\rho_m = f(\lambda H) \quad (5)$$

siendo:

ρ_m : resistividad cuadrática media = $(T/S)^{\frac{1}{2}}$

λ : coeficiente de anisotropía = $(T/S)^{\frac{1}{2}}$

H : profundidad al techo de la capa-n = $\sum_{i=1}^{i=n} h_i$

Si agregamos una capa más a la sección geoelectrica los valores de T y S vendrán dados por las expresiones:

$$T = T_n + (H - H_n) \quad \text{y} \quad S = S_n + (H - H_n)/\rho \quad (6)$$

siendo ρ y $H - H_n$ la resistividad y espesor de la capa agregada.

De la figura 4.7 y con arreglo a los parámetros establecidos en el párrafo 2.5 deducimos las coordenadas del punto DZ:

$$X_{DZ} = \log (ST)^{\frac{1}{2}} \quad \text{y} \quad Y_{DZ} = \lg (T/S)^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

Derivando las expresiones (6) y (7) respecto a la variable independiente H, se llega a la expresión:

$$\frac{dY}{dX} = \frac{\rho^2 - \rho_m}{\rho^2 + \rho_m} \quad (8)$$

que resulta nos da la "ecuación general de la curva DZ".

$$K_e = \frac{e^Y}{e^{2Y} - \rho^2} \quad \text{y} \quad \lg \lambda (H) = \frac{\lg \rho_m}{\lg(\rho_m^2 - \rho^2)} \quad (9)$$

K_e es la constante de integración.

Esta ecuación representa la distribución de potenciales en la superficie del terreno en función de las "capas eléctricas diferentes en el sub-suelo".

La curva representativa de esta ecuación dibujada en escalas logarítmicas es la que se muestra en la fig. 4.6. Esta curva se caracteriza por que es discontinua y está constituida por rectas a 45° con el eje de abscisas y trozos de dos curvas α y β de concavidades opuestas.

En la ecuación (8) vemos que para tres condiciones la gráfica DZ - es una recta: para $\rho = \rho_0$ ($tg = 0$), que es horizontal; para $\rho = 0$ ($tg = -1$) que es una recta a 45° con la dirección negativa del eje de abscisas (recta T = constante), y para $\rho = \infty$ ($tg = 1$), que es una recta a 45° con la dirección positiva del eje de abscisas (recta S = constante).

Asimismo, si $\rho > \rho_m$ la tangente será positiva y la curva tendrá su concavidad hacia abajo (curva α). Si $\rho < \rho_m$ la curva tendrá su concavidad hacia arriba (curva β). Para $H = \infty$ se verifica $\rho_m = \rho_0$, o sea que al aumentar indefinidamente la separación eléctrica la curva se hace asintótica a la línea horizontal ρ , resistividad de la última capa.

Debido a estas propiedades, la curva DZ para una sección geoelectrica dada se construye fácil y rápidamente. Dado que la curva de resistividad aparente obtenida en los SEV es una forma suavizada de la curva DZ, podemos utilizar esta curva para estimar previamente que tipo de curva nos daría un SEV en una zona que deseamos explorar.

De este modo podemos conocer si es detectable una capa determinada y la separación mínima necesaria entre electrodos para investigar una capa profunda de parámetros (H_i, h_i, ρ_i) estimados.

En la figura 4.6 se da un ejemplo de construcción de la curva DZ - para una sección geoelectrica de 4-capas. Las resistividades y espesores de las capas son: 100 - 5 - 50 - 8 ohmios-metro y 1 - 2 - 5 - ∞ mts., respectivamente.

Para la 1ª capa $\rho_m = (h_1 \rho_1)^2 = 10$ ohmios-metro, la gráfica será una línea horizontal; utilizamos la misma de la greca de la gráfica $\rho = \varphi(H)$ y determinamos el punto $h_1 = 1$. Como $\rho_2 < \rho_m$ y para $H = \infty$ se tiene $\rho_m = \rho_2$ utilizamos la curva β desplazándola sobre el punto DZ_1 paralela a -

la retícula del papel hasta que se haga asintótica a $\rho_2 = 2$ y copiamos parte de la curva β .

Para determinar el punto DZ_2 trazamos la recta a 45° con el eje de abscisas por el punto de abscisa $S_2 = 1 + h_2 / \rho_2 = 2$ ohmios-metro. El punto DZ_2 y el segmento de curva correspondiente lo determinamos por la curva B desplazándola sobre DZ_2 hasta que sea asintota a $\rho_4 = 8$ ohmios-metro.

En este ejemplo se observa que con un SEV podemos detectar todas las capas y que la separación mínima $AB/2 = a$ para determinar la última capa a 10 mts. de profundidad, es de 60 a 100 metros.

4.3. TRIANGULO DE ANISOTROPIA.- PUNTOS AUXILIARES.-

En la figura 4.7 además del punto DZ determinado por la intersección de las rectas S y T , se han llevado el coeficiente de anisotropía y la vertical HJ de abscisa la profundidad a la capa, respectivamente.

De este modo tenemos dibujado un triángulo rectángulo isósceles $J-DZ-H$ de altura h . De acuerdo con las definiciones de los parámetros eléctricos (párrafo 2.5) teniendo en cuenta las relaciones geométricas de la figura deducimos las siguientes magnitudes:

$$\rho_t = h \rho_m = JH; \quad \rho_e = \rho_m / h = H$$

Las coordenadas de los vértices del triángulo son: "H" denominado "punto Hummel": $H - \rho_e$; "DZ", denominado "punto de anisotropía": $h - H$; ρ_m y J : $H - \rho_t$. Los significados de otros elementos del dibujo se especifican en la Norma 10. Estos se utilizan en la construcción e interpretación gráfica de curvas de SEV por el método de puntos auxiliares que se explican en los párrafos 4.4 y 5.7.

4.1.- CONSIDERACIONES.

El examen de las curvas de SEV para 3-capas muestra que para ciertas relaciones entre los parámetros de las capas (ρ_1, h_1), cambios en la resistividad (ρ_2) y en el espesor (h_2) de la 2a capa, no influyen en forma apreciable, en la gráfica del SEV.

En efecto, la precisión de las mediciones en el campo de la resistividad aparente (ρ_a), es del orden del 5%, aún en condiciones ideales debido a las variaciones de resistividades en las capas superficiales. Si los valores de la resistividad aparente en los SEV, para diferentes valores de los parámetros de la 2a capa, no se diferencian entre sí en más de un 5% no será posible diferenciar con exactitud las características de la 2a capa en la interpretación de la curva del SEV.

Así diremos, que hay "Equivalencia Eléctrica" cuando diferentes valores de los parámetros (ρ_2, h_2), de la 2a capa nos dan curvas que se diferencian en menos de un 5%.

Como demostró Mailliet (1947), y se aprecia en las curvas de los SEV, cuando la capa intermedia tiene un espesor pequeño la forma de la curva puede no variar si h_2/h_1 y ρ_2/ρ_1 varían conjuntamente dentro de ciertos límites, según una ley función del tipo de curva. La distribución del potencial en la superficie del terreno, de la cual depende los valores de ρ_a , será la misma en todos los casos.

Para curvas tipo H ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$) y A ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$) esto sucede si $h_2/\rho_2 = S_2$ se mantiene constante.

Igualmente, para curvas tipo K ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$) y Q ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$), dentro de ciertos límites función de μ_1 y ν_1 , la forma de la curva no cambia en forma apreciable, si h_2 y ρ_2 varían pero $\rho_2 \times h_2 = T_2$ se mantiene constante.

Esta propiedad puede dar lugar a diferentes interpretaciones o ambigüedades en los valores de ρ_2 y h_2 pero no de T_2 ó S_2 . Se dice que las curvas H y A tienen "Equivalencia en S" (conductancia longitudinal unitaria de la 2a capa) y que las curvas K y Q tienen "Equivalencia en T" (resistencia transversal unitaria de la 2a capa).

Las líneas horizontales indican la relación $\mu_1 = \rho_2/\rho_1$ de las curvas teóricas de 3-capas (dispositivos Schlumberger). Para cada línea se han dibujado dos curvas (por arriba y por abajo), que limitan la región en que hay equivalencia, para valores dados de μ_1 y ν_1 , con S_2 ó T_2 constantes según se trate de curvas tipos H y Q ó K y A, respectivamente.

4.3.- RESOLUCIÓN DE EQUIVALENCIA PARA LOS DIFERENTES TIPOS DE CURVAS.-

El empleo de estos Nomogramas es muy simple. Se localiza el punto P de coordenadas μ_1 y ν_1 dados, y por él se traza una recta a 45° con el sentido positivo (curvas H y Q), o negativo (curvas K y A) del eje de abscisas, respectivamente. Estas rectas se llevan hasta las curvas límites correspondientes y los valores de μ_1 y ν_1 en la intersección nos darán los valores extremos de μ_1 y ν_1 que dan equivalencia eléctrica.

EJEMPLOS:

Supongamos que en la interpretación de una curva tipo H se ha obtenido:

$$\mu_1 = \rho_2/\rho_1 = 0,05 \quad \text{y} \quad \nu_1 = h_2/h_1 = 2$$

Estos dos valores nos definen el punto P. El lugar geométrico de todos los pares de valores de μ_1 y ν_1 que den el mismo valor de S_2 es la recta P_D - P_A a 45° con la dirección positiva del eje de abscisas. Por tanto los valores extremos de μ_1 y ν_1 que pueden dar curvas de SEV con variación de menos de un 5% serán las coordenadas de P_A y P_D , o sea:

$$0,07 < \rho_2/\rho_1 < 0,021 \quad \text{y} \quad 0,8 < h_2/h_1 < 2,6$$

Se observa, que en los casos de equivalencia, el espesor o la resistividad y el espesor de la 2a capa pueden cambiar hasta en un 100% aunque las resistividades medidas varíen solo en un 5%.

Al ser menor el espesor de la 2a capa aumenta el posible error por la equivalencia eléctrica; para el punto P' ($\rho_2/\rho_1 = 0,1$; $h_2/h_1 = 0,7$), la línea de S_2 constante no corta la curva descendente. Los valores límites de los parámetros de la 2a capa serán:

$$0 < \rho_2/\rho_1 < 0,16 \quad \text{y} \quad 0 < h_2/h_1 < 1,2$$

En la interpretación y construcción de curvas de SEV tienen gran interés conocer los límites de los valores de μ_1 y ν_1 en que se producen equivalencias. Como se dijo antes, la equivalencia se produce para valores pequeños de la relación $\nu_1 = \frac{h_2}{h_1}$. Esta relación es independiente de μ_1 y μ_2 .

4. 2.- NOMOGRAMAS PARA DETERMINAR LAS EQUIVALENCIAS.-

Por el análisis de las curvas teóricas, se pueden construir Nomogramas que nos indiquen los valores mínimos de h_2/h_1 en que para valores dados de ρ_2/ρ_1 y ρ_3/ρ_1 , por debajo de los cuales se produce equivalencia eléctrica. Deberán cumplirse las condiciones $S_2 = \text{etc.}$ en las curvas tipos H y A y $T_2 = \text{etc.}$ en las curvas tipos K y Q. (Estos Nomogramas se presentan en la Hoja 3 de la Norma 15 anexa.)

Dado que a cada valor de ρ_2/ρ_1 corresponde un valor límite de h_2/h_1 , por debajo del cual se produce equivalencia, también podemos utilizar los valores máximos de T_2/T_1 o mínimos de S_2/S_1 para determinar si hay o no equivalencia. En los Nomogramas 15.1 a 15.4 se han señalado ambas relaciones en los ejes de abscisas superior e inferior, respectivamente.

Para el uso de los Nomogramas utilizaremos las líneas de S ó T - constantes (a 45° con el eje de abscisas) si analizamos la relación de espesores de las capas, y las líneas de h_2/h_1 constante (verticales), si analizamos las relaciones de las conductancias longitudinales o de las resistencias transversales de las capas.

También se pueden construir Nomogramas que nos indiquen entre que valores pueden variar los parámetros de la 2a capa (ρ_2, h_2), para diferentes valores de μ_1, μ_2 y ν_1 cuando se presenta equivalencia eléctrica.

Para ello utilizando las curvas teóricas, calcularemos los valores límites de ρ_2 y h_2 que nos den curvas que se diferencien en 5% de la curva teórica respectiva.

(En la Hoja 4 de la Norma 15 se presentan estos Nomogramas para los diferentes tipos de curvas.)

En este ejemplo solo puede darse el valor de S_2 en la interpretación. Para la interpretación completa es necesario conocer ρ_2 de afloramientos, muestras de sondos mecánicos o de otros SEV donde no haya equivalencia.

(Otros ejemplos de aplicación de los Nomogramas para curvas tipos Q, K y A, pueden verse en la Hoja 4 de la Norma 15.)

Se observa que la zona en que puede existir equivalencia para curvas de parámetros similares es menor en las curvas tipo Q que en las curvas tipos H, K y A.

4.4.- APLICACION DE LA EQUIVALENCIA ELECTERICA PARA LA INTERPRETACION Y CONSTRUCCION DE CURVAS.-

La equivalencia eléctrica es de gran aplicación práctica en la interpretación y construcción de curvas de SEV. En efecto, permite substituir la curva dada por otra equivalente en T o en S que tenga valores de μ_1 ó V_1 que se encuentren en las colecciones de curvas teóricas disponibles.

Para esto, una vez comprobado que estamos dentro de las condiciones de equivalencia para la curva dada, podemos cambiar μ_1 (o V_1) hasta un valor próximo que se encuentre en el catálogo: μ'_1 (o V'_1) y tomar este último valor para interpretar o construir la curva y determinar posteriormente los valores reales.

EJEMPLO:

Construcción de una curva tipo H con $\mu_1 = 1/30$, $V_1 = 4$ y $\rho_3 = \infty$. La curva más aproximada de la colección Orellana-Mooney será $\mu = 1/40 = 0,025$. En el Nomograma para curvas tipo H de la Norma 15, Hoja 4, vemos que la equivalencia se extiende sobre 0,025. Determinamos el valor de V'_1 para $\mu'_1 = 0,025$ por las relaciones:

$$S_2 = h_2 / \rho_2 = V_1 / \mu_1 = 4 \times 30 = 120 = V'_1 / \mu'_1 \text{ y } V'_1 = 120 \times 0,025 = 3$$

Por lo tanto tomaremos la curva teórica 1: 0,025: ∞ # 1:3 (Lámina E-25) que nos dará la curva deseada con precisión del 5%.

En igual forma se procede para curvas de tipos K y Q que tienen equivalencia en T.

4.5 PRINCIPIO DE SUPRESION ELECTRICA.-

En el examen de las curvas de SEV para 3-capas, se observa también que para ciertas relaciones entre los parámetros de las capas (ρ_1, h_1), capas aún de cierta potencia no reflejan su existencia en la curva del SEV. La forma de la curva es la misma exista o no la capa.

Esto ocurre con frecuencia para capas que se encuentran entre una capa mucho más resistiva y otra mucho más conductora que la capa considerada. Sin embargo también se produce este fenómeno de "Supresión Eléctrica" para capas delgadas en otras condiciones de la sección geoelectrónica.

Las curvas en que más se presentan casos de Supresión Eléctrica, son las del tipo Q, las siguen las del tipo A y con menos frecuencia se presenta en las curvas de tipos K y H.

En las Normas 17 a 20 se dan Abacos para conocer entre que límites de los parámetros de las capas, para SEV de 3-capas de los diferentes tipos de curvas, se produce "Supresión Eléctrica" de la capa intermedia. En las mismas Normas se dan los errores que se cometen al interpretar la curva como si fuera de 2-capas por no poder diferenciar la capa intermedia.

Las ambigüedades o indeterminaciones producidas por la existencia de "Equivalencias Eléctricas" o "Supresiones de una capa" se pueden eliminar por la determinación en los registros eléctricos de sondas, muestras de perforación, afloramientos de roca, etc., uno de los dos parámetros: resistividad o espesor que definen la capa correspondiente.

CONSTRUCCION GRAFICA DE CURVAS DE SEV PARA 3-CAPAS.
PUNTOS Y CURVAS AUXILIARES TIPOS H, A, K, Q.-

4.6

4.61.- INTRODUCCION.-

Las familias de curvas teóricas para 2 y 3 capas son el medio principal para la interpretación cuantitativa de los datos de los SEV. Sin embargo, la cantidad de curvas teóricas disponibles no es suficiente para resolver todos los posibles casos de SEV que encontramos en la práctica.

Esto nos obliga a emplear métodos gráficos que nos permiten fácil, rápidamente y con suficiente precisión para la práctica, construir e interpretar las curvas de un SEV cualquiera. Las curvas obtenidas, no pueden evidentemente substituir a las curvas teóricas, calculadas con computadoras electrónicas, pero son de aplicación práctica con suficiente exactitud.

En una capa isótropa de espesor h y resistividad ρ , la conductancia longitudinal S y la resistencia transversal T de esta capa, vienen dados por las relaciones:

$$S = \frac{h}{\rho} \quad T = h \cdot \rho$$

de donde:

$$h = (ST)^{\frac{1}{2}} \quad \rho = \left(\frac{T}{S}\right)^{\frac{1}{2}}$$

Por tanto conociendo los valores S y T de una capa, podemos determinar su espesor y resistividad.

Si consideramos $\frac{h}{\rho}$ y ρ como variables, las ecuaciones:

$$\frac{h}{\rho} = S \quad \text{y} \quad h \cdot \rho = T \quad (10)$$

en un sistema rectangular de coordenadas con escalas aritméticas son las ecuaciones de una recta que atraviesa el origen de coordenadas y de una hipérbola.

En un sistema de coordenadas con escalas logarítmicas, la primera ecuación $\log h - \lg \rho = \lg S$, representa la ecuación de una recta a

45° con la dirección positiva del eje de abscisas y que corta un segmento, igual a $\log. S$ sobre el eje de abscisas.

La segunda ecuación: $\lg h + \lg \rho = \lg T$, es la ecuación de una recta a 45° con la dirección negativa del eje de abscisas y que corta un segmento igual a $\log. T$ en el eje de abscisas.

Estas rectas son los lugares geométricos de los puntos cuyas coordenadas determinan el espesor y la resistividad de capas con valores iguales de S ó T . Las coordenadas de los puntos de intersección, determinarán el espesor y la resistividad de la capa con un S y T dados.

Por tanto podemos gráficamente, usando un papel de escalas logarítmicas, y los valores de S y T hallar fácilmente los parámetros (h y ρ) de una capa. Basta solamente llevar sobre el eje de las abscisas segmentos iguales a S y T , y trazar desde sus extremos dos rectas a 45° con las direcciones positiva y negativa del eje de abscisas. Las coordenadas del punto de intersección de estas rectas son los valores h y ρ buscados.

Examinemos ahora un conjunto de n capas. En este caso S y T son:

$$S = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{h_i}{\rho_i} \quad T = \sum_{i=1}^{i=n} h_i \rho_i \quad (11)$$

El punto de intersección de las rectas construidas con los valores de S y T determinarán el espesor h_E y la resistividad ρ_E de la "Capa Equivalente" al conjunto de capas dado:

$$h_E = ST = \left(\sum_{i=1}^{i=n} \frac{h_i}{\rho_i} \right)^{-1} \left(\sum_{i=1}^{i=n} h_i \rho_i \right) \quad (12)$$

El espesor h_E , como es fácil de ver, será mayor que el espesor total $\sum_{i=1}^{i=n} h_i$ de las capas.

El problema de la determinación de los parámetros de la capa equivalente a dos o más capas dadas, tiene gran importancia en la construcción de curvas de SEV. La anisotropía de la formación geológica tiene gran influencia hace necesario considerar diferentes

parámetros de la capa equivalente para la construcción de las curvas de 3-capas, según las características de la sección geocéntrica.

Observando la forma general de las curvas de SEV de 3-capas, vemos que la rama izquierda de la curva (que corresponde a valores mínimos de AB), tiende a coincidir con la curva teórica de 2-capas correspondiente al parámetro $\mu_1 = h_1/\rho_1$, siendo ρ_1 y ρ_2 las resistividades de la 1ª y 2ª capa, respectivamente.

De igual forma podemos deducir que para grandes separaciones de los electrodos AB, la rama derecha de la curva de un SEV de 3-capas, tiende a coincidir con la curva teórica de 2-capas, determinada por el parámetro $\mu_2 = h_3/\rho_E$ donde ρ_E es la resistividad de la capa equivalente a las dos superiores.

El problema básico para la construcción gráfica de las curvas de SEV es la determinación de los parámetros de la capa equivalente a las dos capas superiores. Estos parámetros fueron obtenidos empíricamente por medio del estudio de las curvas teóricas de SEV y se han construido Abacos para cada tipo de curva con objeto de facilitar su utilización.

Examinemos por separado cada uno de estos Abacos.

4.62 CURVA TIPO H MÍNIMO. - ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$)

Si para estas condiciones la capa inferior es aislante, o sea $\rho_3 = \infty$, Hummel (1932), demostró que el campo eléctrico no se perturba al substituir las dos capas superiores por una de espesor suma y resistividad igual a la resistividad longitudinal media de estas capas:

$$\rho_E = \frac{h_1 + h_2}{S_1 + S_2} \quad \# \quad h_E = h_1 + h_2$$

Estos parámetros son las coordenadas del punto de intersección de las rectas representadas por las ecuaciones:

$$X = h_1 + h_2 \quad \text{y} \quad X/Y = S_1 + S_2 = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2}$$

la primera es paralela al eje de ordenadas ($AB/2 = 1$), y la segunda forma un ángulo de 45° con la dirección positiva del eje de abscisas ($\rho = 1$) y la corta en el punto $S_1 + S_2$.

El punto de intersección de estas rectas se denomina "Punto Hummel" y se designa con la letra H. (fig. 4.7)

Sus coordenadas se denominan con los símbolos X_H , Y_H y son:

$$X_H = h_1 + h_2 \quad \# \quad \rho_2 = Y_H = \frac{h_1 + h_2}{S_1 + S_2} \quad (13)$$

El análisis de las curvas teóricas de 3-capas para $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ muestra que las coordenadas del punto H son los parámetros de la capa equivalente, no solo para $\rho_3 = \infty$, sino también, con suficiente aproximación para fines prácticos, para cualquier valor de $\rho_3 > \rho_2$. De esto se deduce un procedimiento sencillo para construir las curvas SEV de 3-capas.

En un papel logarítmico transparente de módulo igual a la colección de curvas teóricas (62,5 mm), se señala el punto de coordenadas h_1, ρ_1 . Se hace coincidir este punto con el origen de coordenadas del Abaco de curvas teóricas de 2-capas manteniendo sus ejes de coordenadas paralelos, y se dibuja la curva que corresponde a la relación $\mu_1 = \rho_2 / \rho_1$.

Gráficamente o por las fórmulas (13) se determinan las coordenadas del punto H (X_H ó Y_H) que nos dan el espesor y la resistividad de la capa equivalente. Así, el SEV de 3-capas se reduce ahora a uno de 2 capas. Haciendo coincidir el punto H señalado en el papel, con el origen de coordenadas del Abaco de curvas teóricas de 2-capas, dibujamos la curva que corresponde a la relación $\mu_2 = \rho_3 / \rho_2$, que nos da la rama derecha del SEV de 3-capas. Ahora queda solamente unir en forma suavizada las ramas derecha e izquierda de estas curvas teóricas.

Para dibujar con más precisión la unión de la rama izquierda con la derecha de la curva se pueden usar la colección de curvas teóricas de 3-capas. Se eligen las curvas que corresponden a los $\mu_1 = \rho_2 / \rho_1$ y ρ_3 del terreno investigado. Uniendo el punto h_1, ρ_1 , con el origen de coordenadas de estos Abacos, por medio de interpolación se traza en forma más exacta la parte media de la curva que corresponde a la relación $\mu_1 = h_2 / h_1$.

Así, por medio del uso reiterado del Abaco de 2-capas y de la colección de curvas de 3-capas obtenemos curvas de SEV de 3-capas.

Para facilitar la determinación de la posición del punto H según las fórmulas (13) se ha construido un Abaco auxiliar con el mismo módulo logarítmico. Este Abaco se denomina Abaco H, y se han dibujado curvas para diferentes valores de $\mu_1 = \rho_2 / \rho_1 (< 1)$ y $\nu_1 = h_2 / h_1$.

En los ejes de abscisas y ordenadas se llevan los valores:

$$X_H = 1 + \nu_1 \quad \text{y} \quad Y_H = \frac{1 + \nu_1}{1 + \nu_1 / \mu_1}$$

Las curvas del Abaco son el lugar geométrico de los puntos H para μ_1 y ν_1 dados.

El uso del Abaco H es muy sencillo. En el punto de coordenadas h_1 y ρ_1 del papel transparente del SEV, se sitúa el origen de coordenadas del Abaco y se traslada de él al papel del punto H, cuya situación se determina por medio de los valores μ_1 y ν_1 .

4.6) CURVA TIPO A: DOS SUBIDAS. - ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$)

La comparación de las curvas de campo con las curvas teóricas, muestra que para este caso la mayor aproximación a las curvas teóricas se obtiene cuando los parámetros de la capa equivalente a las dos superiores se determinan por medio de los valores S y T.

Los parámetros de la capa equivalente son las coordenadas del punto de intersección de dos rectas representadas por las ecuaciones:

$$X_1 = S_1 + S_2; \quad Y = T_1 + T_2$$

de donde:

$$S_1 = \frac{h_1}{\rho_1}; \quad S_2 = \frac{h_2}{\rho_2}; \quad T_1 = h_1 \rho_1^{-1}; \quad T_2 = h_2 \rho_2^{-1}.$$

Las coordenadas del punto A (X_A e Y_A) son:

$$X_A = ((S_1 + S_2) \times (T_1 + T_2))^{\frac{1}{2}} = \sqrt{(h_1 + h_2)} \quad \text{y} \quad Y_A = \frac{(T_1 + T_2)^{\frac{1}{2}}}{(S_1 + S_2)^{\frac{1}{2}}} \quad (14)$$

El punto determinado por estas coordenadas se denomina "Punto de Anisotropía".

Es fácil demostrar que el espesor x_A de la capa equivalente a las dos superiores es mayor en λ veces a la suma de los espesores de las capas, o sea: $x_A = \lambda (h_1 + h_2)$, siendo λ el coeficiente de anisotropía de las capas.

De (14) se deduce la expresión del coeficiente de anisotropía:

$$\lambda = \left(\frac{\rho_c}{\rho_L} \right)^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{\frac{h_1 + h_2}{S_1 + S_2}} \left((S_1 + S_2) (T_1 + T_2) \right)^{\frac{1}{2}}$$

La resistividad (ρ_A) de la capa equivalente es igual a la resistividad cuadrática media ρ_m de la primera y segunda capa, en efecto:

$$\rho_m = (\rho_L \cdot \rho_c)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{h_1 + h_2}{S_1 + S_2} \frac{T_1 + T_2}{h_1 + h_2} \right)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{T_1 + T_2}{S_1 + S_2} \right)^{\frac{1}{2}} \rho_A = \lambda \cdot \rho_L$$

El espesor de la capa equivalente no es igual a la suma de espesores de la primera y segunda capas, como en el caso del sondaje tipo H, sino que es λ veces mayor. La resistividad de esta capa equivalente es ρ_m , o sea, también λ veces mayor que la resistividad longitudinal media ρ_L del conjunto de la primera y segunda capas.

La construcción de curvas del tipo A, para unos parámetros dados de las capas, se efectúa igual que para las curva tipo H. En lugar del punto H, se necesita determinar la situación del punto A por las fórmulas (14) o gráficamente por el punto de intersección de las rectas correspondientes.

Para determinar con facilidad el punto A se ha construido un Abaco auxiliar para diferentes valores de $\mu_1 = \rho_2/\rho_1$ (> 1) y $\nu_1 = h_2/h_1$. En los ejes de abscisas y ordenadas se llevan los valores que se indican a continuación:

$$x_A = \left(\left(1 + \frac{\nu_1}{\mu_1} \right) (1 + \nu_1 \mu_1) \right)^{\frac{1}{2}} \text{ y } y_A = \frac{(1 + \mu_1 \nu_1)^{\frac{1}{2}}}{(1 + \nu_1/\mu_1)^{\frac{1}{2}}}$$

Cada una de estas curvas representa el lugar geométrico del punto A para valores constantes de μ_1 y variables de ν_1 ó al contrario, para valores constantes de ν_1 y variables de μ_1 . El punto A se determina en el Abaco en forma similar al punto H en el Abaco auxiliar H.

El Abaco A, se diferencia algo del H. Para facilitar su uso, cada curva $\mu_1 =$ constante del Abaco, tiene su propio origen de coordenadas. - Esto se ha conseguido desplazando el origen de las ordenadas del Abaco hacia abajo, sobre el eje de ordenadas, en μ_1 cada vez.

4.64 CURVA TIPO K: MAXIMO. ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$)

El estudio de las curvas teóricas muestra que la capa equivalente a las dos primeras, tiene un espesor mayor que en el caso A.

Si para el tipo A el espesor de la capa equivalente era $\lambda (h_1 + h_2)$ para el tipo K será $\lambda \Sigma (h_1 + h_2)$. Σ es mayor que 1 y su valor depende del coeficiente de anisotropía λ . Para determinar el valor de Σ se utiliza un diagrama obtenido empíricamente o una Tabla de equivalencia $\Sigma - \lambda$.

La resistividad de la capa equivalente, para curvas tipo K es ρ_m igual que para curvas tipo A.

Los parámetros de la capa equivalente a la primera y segunda capa determinan por medio de las coordenadas del punto K:

$$X_K = ((S_1 + S_2) (T_1 + T_2))^{\frac{1}{2}} \text{ y } Y_K = \frac{(T_1 + T_2)^{\frac{1}{2}}}{(S_1 + S_2)} \quad (15)$$

El punto K está desplazado hacia la derecha respecto al punto A en la medida Σ y se denomina "Punto Desplazado de Anisotropía".

Para determinar gráficamente la posición del punto K se necesita primero construir el punto A y después desplazarlo sin cambiar la ordenada hacia la derecha la medida Σ .

Para determinar Σ se necesita conocer el valor de λ , que se obtiene gráficamente del triángulo de anisotropía (fig. 4.7). El vértice derecho de este triángulo es el punto A, el punto H está en el vértice inferior. Es fácil observar que la altura OA del triángulo, (medida en sentido horizontal) es el coeficiente de anisotropía λ . Después de calcular λ se determina Σ por medio de la Tabla citada.

Para tener la posición del punto K bastará desplazar el punto A hacia la derecha en la medida Σ .

En la práctica el punto K se determina fácilmente por medio de un abaco auxiliar construido según las fórmulas (15) para diferentes valores de $\mu_1 = \rho_2/\rho_1$ y $\nu_1 = h_2/h_1$.

En el eje de abscisas y ordenadas llevan los valores:

$$X_K = \left[(1 + \mu_1 \nu_1) (1 + \nu_1 / \mu_1) \right]^{1/2} \quad Y_K = E \left[(1 + \mu_1 \nu_1) / (1 + \nu_1 / \mu_1) \right]^{1/2}$$

Igual que en los Abacos auxiliares A y H cada una de las curvas es el lugar geométrico del punto K para μ_1 y ν_1 dados.

El abaco K se ha construido del mismo modo que el A, o sea, que cada curva para $\mu_1 = \text{constante}$, tiene su origen de coordenadas desplazado sobre el eje de ordenadas para mayor comodidad de uso, en el valor de μ_1 , respectivo.

La construcción de curvas tipo K, no se diferencia en principio de la construcción de las curvas de tipos H y A.

4.65 CURVA TIPO Q: DOS CAJAS.- ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$)

Del análisis de las curvas teóricas se ha establecido empíricamente que el espesor de la capa equivalente a las dos superiores es menor - que su suma ($h_1 + h_2$) en una cierta cantidad γ veces, y que la resistividad equivalente es menor, en la misma relación que la resistividad longitudinal media de las dos capas.

Expresando el espesor y la resistividad de la capa equivalente por las coordenadas del punto Q tendremos:

$$X_Q = \frac{h_1 + h_2}{\gamma} \quad \text{y} \quad Y_Q = \frac{1}{\gamma} \times \frac{h_1 + h_2}{S_1 + S_2}$$

Estas expresiones nos dan las coordenadas del punto H divididas por γ . De esto se deduce un procedimiento gráfico muy sencillo para determinar el punto Q.

Se obtiene el punto H y lo desplazamos a lo largo de la línea S hacia valores menores de $AB/2$ en segmentos iguales a γ , llevado sobre los ejes de coordenadas (fig.47)

Para la determinación del coeficiente η en función de μ_1 y ν_1 se utiliza un diagrama obtenido empíricamente o una Tabla de equivalencia $\eta - \mu_1, \nu_1$.

Igual que en los casos anteriores, la construcción de las curvas de tipo Q, se efectúa mediante un Abaco auxiliar. Este Abaco contiene las curvas que representan el lugar geométrico de los puntos Q para μ_1 constante y ν_1 variable y para ν_1 constante y μ_1 variable.

Se han llevado los valores: $\frac{x_Q}{\mu_1} = \frac{1}{\eta} (1 + \nu_1)$ y

$$\frac{y_Q}{\mu_1} = \frac{1}{\eta} \left(\frac{1 + \nu_1}{1 + \frac{\nu_1}{\mu_1}} \right)$$

en los ejes de coordenadas.

Es necesario señalar que para curvas tipo Q los errores en la construcción de las curvas pueden ser de 10% y algunas veces más, como se comprueba por la comparación de curvas teóricas con curvas construidas gráficamente.

4.7.- CURVAS DE SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES CUANDO EL PLANO DE SEPARACION ENTRE LAS CAPAS ES INCLINADO.-

Las fórmulas deducidas en el Tema 3 para calcular la distribución de potenciales eléctricos en la superficie para una "sección geoelectrica ideal", no se pueden aplicar cuando el ángulo de separación entre las capas del subsuelo es mayor de 22°.

El problema de la distribución de potenciales en el caso de capas no horizontales es muy complicado para resolverlo matemáticamente cuando existen más de dos capas.

Consideremos un electrodo puntual en un punto A (fig. 4.5), que suministra una corriente de intensidad I y adoptemos un sistema de coordenadas cilíndricas, tan que el eje de las Z siga la línea de entrada de la corriente y A quede en el plano $z = 0$. El contacto está definido por el plano $\theta = \alpha$ y los dos medios ocupan las regiones $0 < \theta < \alpha$ y $\alpha < \theta < \pi$.

Para determinar el potencial en la superficie del terreno (V) tendremos que determinar la solución del operador $\nabla^2 V = 0$ que satisfaga las condiciones límites para $\theta = 0$ y $\theta = \pi$.

La ecuación de Laplace tomará la forma:

$$\Delta^2 V = \frac{d^2 V}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dV}{dr} + \frac{1}{r^2} \times \frac{d^2 V}{d\theta^2} + \frac{d^2 V}{dz^2} = 0$$

y la resolveremos como siempre por el método de separación de variables.

De esta forma se llega a unas integrales que pueden reducirse a una serie de términos con las funciones de Legendre de segunda especie. Estas series han sido calculadas numéricamente para un limitado número de casos. Es de interés analizar la forma de las curvas de resistividades aparentes obtenidas en estos casos.

Para el dispositivo Schlumberger (fig. 4.10) se deduce analíticamente la fórmula de la resistividad aparente:

$$\rho_a = \frac{\rho_m}{((1 + (k^2 - 1) \sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \alpha))^{\frac{1}{2}}}$$

siendo: ρ_m = resistividad cuadrática media ($(\rho_l \cdot \rho_t)^{\frac{1}{2}}$); k = coeficiente de anisotropía (ρ_l / ρ_t); φ = ángulo entre el rumbo del plano de contacto y el del SEV y α = ángulo de buzamiento del plano de contacto.

Para $\varphi = 0^\circ$, o sea que la disposición del SEV es paralela al rumbo del plano de contacto; $\rho_a = \rho_m$.

Si está situado perpendicularmente al rumbo ($\varphi = 90^\circ$) tendremos $\rho_a = \rho_m / (1 + (k^2 - 1) \sin^2 \alpha)^{\frac{1}{2}}$; como el denominador es mayor que 1 (excepto para $\alpha = 0$, capas horizontales) siempre $\rho_a > \rho_m$. Para capas verticales, ($\alpha = 90^\circ$) tendremos $\rho_a = \rho_m / k = \rho_t$ (resistencia transversal).

Existen colecciones de Abacos de curvas de 2-capas, para ángulos de 22° a 90° y diferentes relaciones de resistividades. En estos abacos han llevado como ordenada las relaciones a/h_1 ó a/d . La línea de medición se debería colocar paralelamente al rumbo de las capas para facilitar la interpretación.

En la práctica para interpretar curvas de 2-capas cuando el plano de contacto es inclinado, se deberá conocer o estimar previamente uno de los dos parámetros μ o α . Utilizando Abacos teóricos de los obtenidos con modelos de laboratorio se pueden determinar entonces los otros parámetros de las capas. Cuando no se conozca ninguno de estos parámetros se asume un cierto buzamiento al plano de contacto, por la información geológica disponible, y se ajusta mediante tanteos sucesivos la sección geoelectrica obtenida en varios SEV hasta obtener un ángulo de buzamiento similar al asumido.

Para el dispositivo Wenner, cuando se llevan como abscisas las relaciones entre la separación electrodica y la distancia mínima del SEV al plano de contacto (a/h_1) (fig. 4.10) las curvas son prácticamente iguales a las curvas de capas horizontales. El único cambio que produce la inclinación es reducir el contraste de resistividades respecto al caso de dos capas horizontales. Por lo tanto, la presencia de planos inclinados es, en general, difícil de determinar si no se conoce las resistividades de las capas y puede dar origen a ciertas ambigüedad en la interpretación.

Conclusiones:

Al interpretar como estratificación horizontal las curvas de 2-capas inclinadas se cometen los siguientes errores:

1º) Reducción de la relación $\mu = \rho_2/\rho_1$ respecto al valor verdadero. El error aumenta con μ y con α .

2º) Reducción de la profundidad real. Aumenta con μ y α . Para $\rho_2/\rho_1 = \infty$ y $\alpha = 22^\circ$, el error es de un 20%; para $\alpha = 45^\circ$ el error es de 40%. Si la profundidad se lleva perpendicularmente al plano de contacto decrece la magnitud del error.

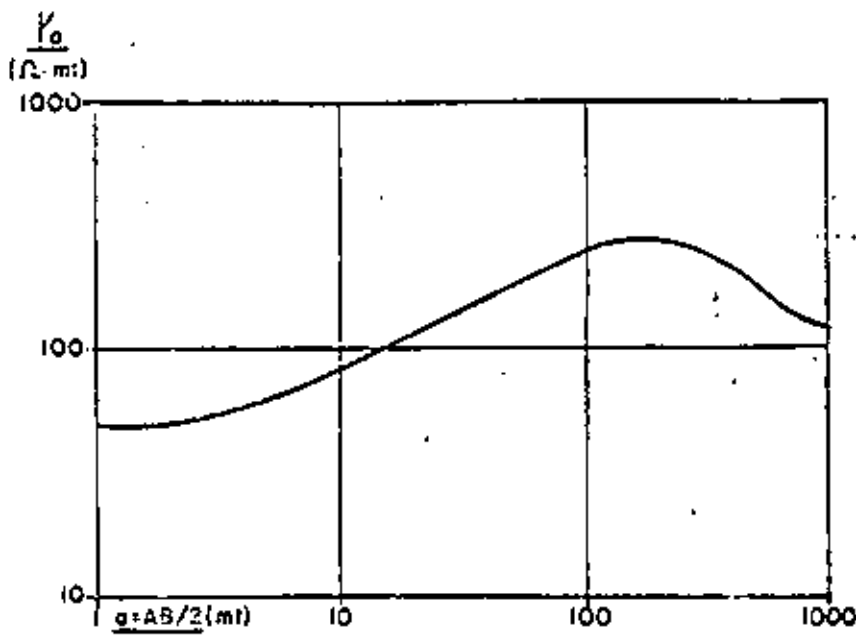


Figura 4.1

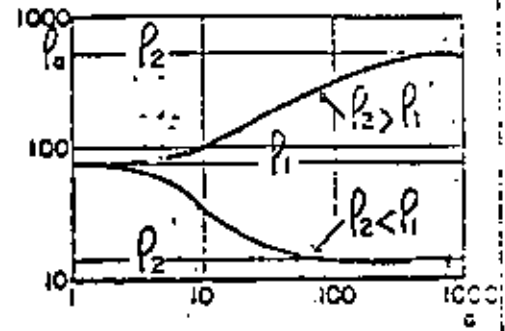


Figura 4.2

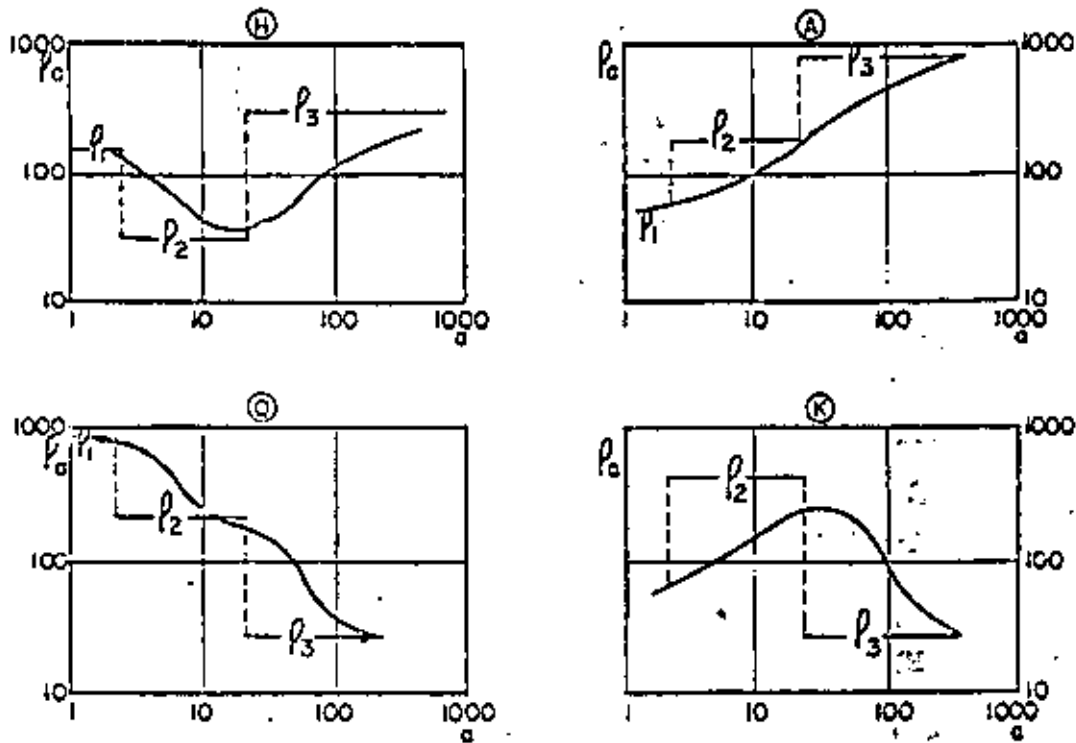


Figura 4.3

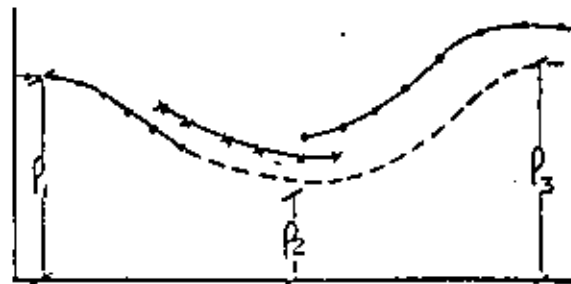
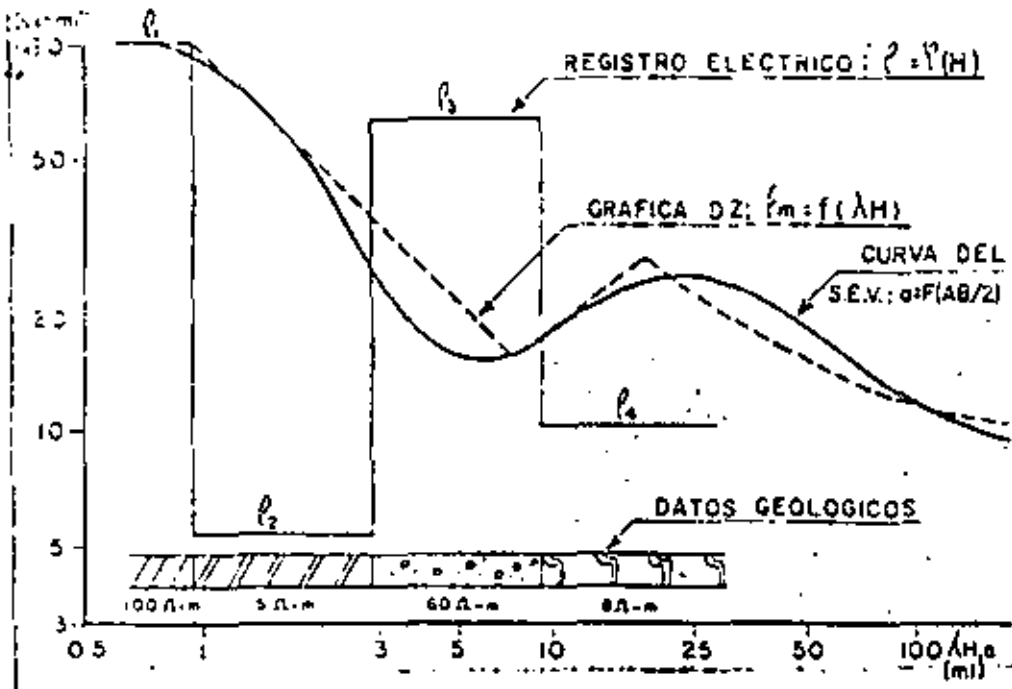


Figura 4.4



GRAFICAS DE RESISTIVIDADES ELECTRICAS

FIGURA 4.6

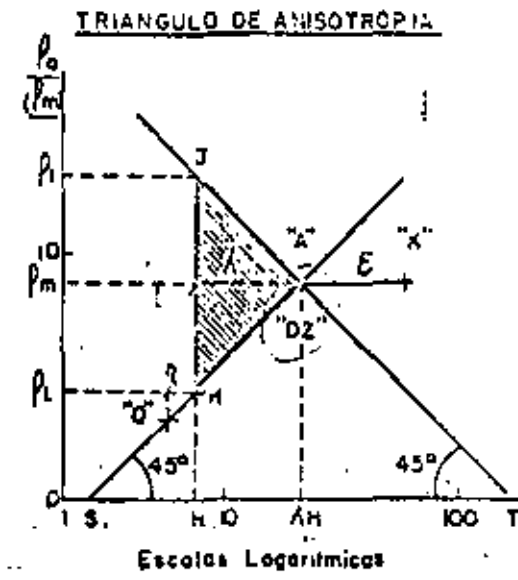
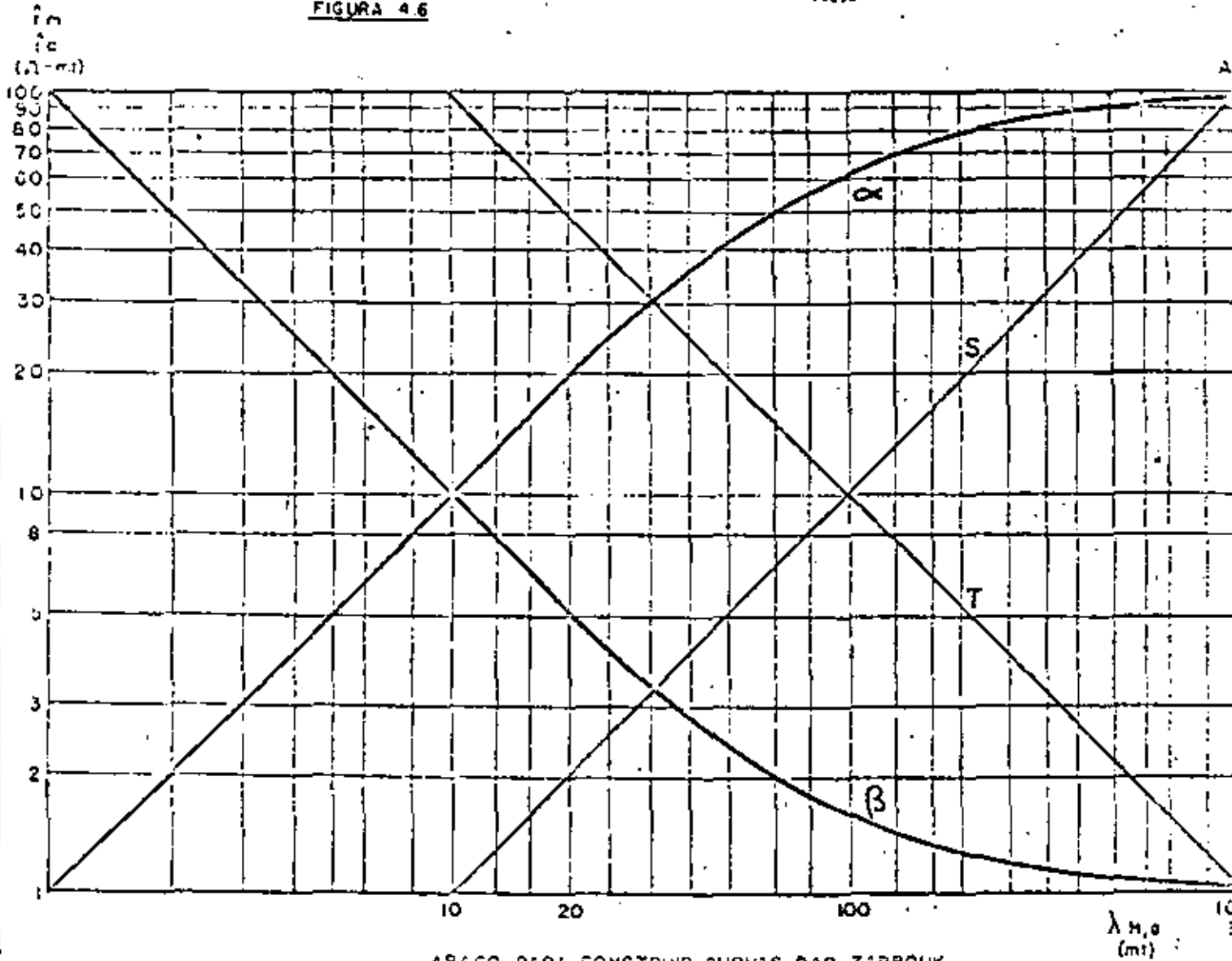


FIGURA 4.7



ABACO PARA CONSTRUIR CURVAS DAR-ZARROUK

FIGURA 4.8

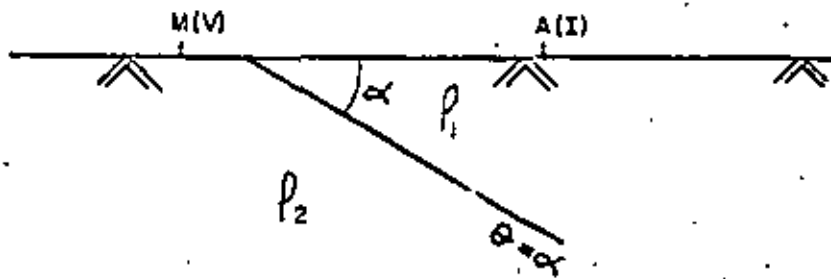


Figura 4.9

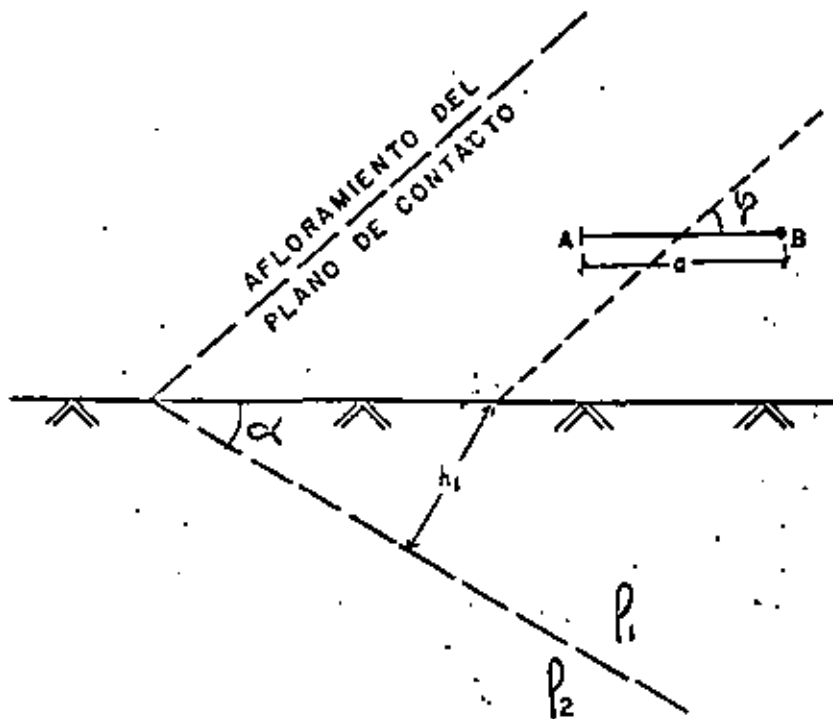


Figura 4.10

TEMA 5.-TRABAJO DE CAMPO E INTERPRETACION5.1. EQUIPOS DE MEDICION DE RESISTIVIDADES ELECTRICAS.-

Los equipos para la medición de resistividades eléctricas constan esencialmente de los siguientes elementos:

1) Una línea "AB" de emisión en la cual hay un generador de corriente y un amperímetro de medida (I) en serie con el cable aislado que une el generador a los dos electrodos de corriente o "tomos-de-corriente" AB clavadas en el terreno. (Fig. 5.1).

2) Una línea de recepción o de medida "MN" en la cual está colocado un aparato de medición, unido por un cable aislado a los dos electrodos de potencial M N.

El generador de corriente eléctrica pueda utilizar:

1.1.- Corriente continua producida por baterías secas, acumuladores, dinamos, o convertidor de alterna en continua.

1.2.- Corriente alterna de baja frecuencia (0,3 a 25 ciclos por segundo), producida por un alternador, convertidor, u oscilador electrónico.

1.3.- Corriente alternada de baja frecuencia, o sea una corriente de onda cuadrada que cambia 1 a 20 veces por segundo invirtiendo el sentido de la corriente que circula por el terreno. Así se eliminan las corrientes telúricas, las corrientes parásitas y los fenómenos de polarización de los electrodos. Son clásicos los aparatos Cish-Rooney y Megger.

Los instrumentos de medida utilizados son de varios tipos:

2.1 Equipos de corriente continua.-

Constan de un miliamperímetro de varias escalas (mediante intercalación de resistencias), para la medición de la corriente "I" en el circuito de emisión AB y de un puente potenciométrico Wheatstone para medir el potencial entre los electrodos de potencial M.N. (fig. 5.2).

Con el sistema del puente-potenciómetro se hacen dos observaciones: una para compensar los potenciales naturales cerrando el circuito MN con el circuito AB abierto, y otra propiamente de medida con los circuitos AB y MN cerrados.

En la actualidad se usan también voltímetros a válvula de alta sensibilidad (0,2 milivoltios) y gran resistencia de entrada (1 a 100 megohmios).

2.2. Equipos de corriente alterna.-

Constan un amperímetro de varias escalas para la medición de la corriente "I" en el circuito de emisión AB y de un voltímetro a válvula de sensibilidad del orden del microvoltio para la medición de potenciales.

Para frecuencias más altas puede utilizarse un sistema potenciométrico que equilibre un cierto potencial alterno utilizando un teléfono - como control del balance a cero en lugar del galvanómetro de los aparatos de continua.

2.3. Equipos de corriente alternada.-

Existen equipos con conmutadores mecánicos y electrónicos.

En el aparato Gish-Rooney de corriente alternada en serie con los circuitos AB y MN están dispuestos dos inversores-conmutadores sobre un eje movido a mano o por un motor eléctrico. De esta manera circula corriente alternada entre los electrodos A, B, M y N y corriente continua en los aparatos de medida de I (amperímetro) y V (potenciómetro).

En el aparato Megger la corriente se produce por un magneto movido a mano por una manivela y el galvanómetro de medida lleva dos bobinas antagónicas: una alimentada por la corriente I del circuito de emisión AB y la otra atravesada por la corriente del circuito de potencial MN. El aparato está graduado directamente en el valor: V/I en ohmios.

2.4. Equipos registradores.-

Mediante amplificadores electrónicos y circuito de potenciómetros puentes registran los voltajes en una banda de papel continua. Son los utilizados en sondos de AB; varios kilómetros.

3.- Elementos auxiliares.-

Elementos auxiliares de los equipos son los electrodos, los cables de conexión y los carretes para el transporte de los cables.

Los electrodos A y B para la emisión de corriente son barras de hierro, acero o bronce de 1 a 2 cms. de diámetro y 50 a 80 cms. de longitud. En los equipos de corriente alterna y alternada los electrodos de potencial M y N son de bronce o acero inoxidable similares a los de emisión. En los equipos de corriente continua es recomendable utilizar electrodos impolarizables constituidos por una barra de cobre sumergida en una solución de sulfato de cobre.

Los cables de conexión son cables de cobre aislados de sección conductora $0,5 \text{ mm}^2$, aproximadamente, y están enrollados en carretes livianos provistos de contactos adecuados para su empleo en el campo.

5.2. TRABAJO DE CAMPO.-

En la disposición de electrodos Schlumberger la distancia MN entre los electrodos de potencial es muy pequeña en relación con la longitud de la línea de emisión AB. La longitud de AB se aumenta en cada observación mientras que la de MN se aumenta discretionalmente cuando los valores del potencial entre M y N son demasiados pequeños para apreciarlos con los aparatos de medida. Para las medidas es conveniente disponer de cuerdas de medición con las distancias señaladas como se indica en la Norma 2.

En la disposición Wenner la línea de potencial AB tiene una longitud igual a $1/3$ de la línea de emisión de corriente MN por lo cual para longitudes de la línea de emisión AB relativamente cortas (500 a 1.000 metros) la distancia MN y el potencial natural con apreciabilidades necesario disponer de dispositivos adecuados para eliminar las corrientes telúricas y parásitas. Con este objeto se utilizan los aparatos Gish-Rooney, Megger y los equipos de corrientes alterna de baja frecuencia.

La disposición Lee es la Wenner con un quinto electrodo (G) central. Se efectúan tres lecturas de potencial en cada observación lo cual

permite comprobar errores en las lecturas y apreciar también, cambios laterales del material en el subsuelo o la inclinación del plano del contacto entre capas.

5.3. DIBUJO DE LAS CURVAS DE SEV.-

Los valores de las resistividades aparentes se calculan a partir de las mediciones de a , I y V obtenidas en el campo al efectuar los SEV mediante las fórmulas indicadas en el párrafo 2.4 (Normas 4 y 5). Existen Nomogramas para obtener directamente las curvas sin necesidad de calcular los valores de ρ_a (Norma 6)

Las curvas se dibujan en hojas transparentes con coordenadas rectangulares llevando las separaciones de electrodos (a) como abscisas y las resistividades aparentes (ρ_a) como ordenadas.

Se utilizan escalas aritméticas o logarítmicas, según el método de interpretación que se utilice.

Las escalas aritméticas se utilizan, en general, para interpretaciones cuantitativas empíricas y en el método de Tagg.

Las escalas logarítmicas se utilizan en la interpretación por superposición sobre curvas teóricas y en el método de puntos auxiliares. Como se explicó en el Tema 4, cuando se emplean escalas logarítmicas la forma de la curva del SEV depende únicamente de las relaciones entre los parámetros de las capas (h_i/h_1 y ρ_i/ρ_1) y no de sus valores absolutos, ni de la unidad de resistividad ni de las escalas utilizadas.

Por tanto el intérprete puede desarrollar un sentido intuitivo sobre el significado de la forma de la curva.

5.4. INTERPRETACION CUALITATIVA.-

La interpretación de las curvas de los SEV, tiene por objetivo final determinar una "sección geoelectrica" del subsuelo y correlacionarlo con la geología del subsuelo. Por lo tanto, debemos identificar las capas de la sección geoelectrica con formaciones estratigráficas y determinar las profundidades y condiciones de las formaciones.

La interpretación de los sondeos eléctricos no se debe efectuar únicamente al terminar el trabajo de campo, sino durante su ejecución. Puede dividirse esquemáticamente en 3 fases distintas, a saber:

- 1.- Estudio del SEV.
- 2.- Interpretación cualitativa de las curvas de SEV.
- 3.- Interpretación cuantitativa de las curvas de SEV.

Esta división no es crítica, ya que estas fases están relacionados entre sí y a menudo se sobrelapan y se complementan.

La interpretación cualitativa es una etapa muy importante del trabajo y precede, en general, a la interpretación cuantitativa definitiva de las curvas. Durante esta etapa se estudia en detalle, todo el material obtenido en la prospección eléctrica, se observan los tipos de curvas de los SEV las calidades de las mismas y la regularidad de sus cambios.

También se estudian los datos de los registros eléctricos y geológicos de perforaciones mecánicas, se establecen los horizontes eléctricos del basamento y se determinan los parámetros de las capas eléctricas y sus cambios en el área del trabajo.

Puede ser conveniente construir curvas de las resistencias transversales unitarias, de las conductancias longitudinales unitarias (S), de los cambios de posición de los puntos singulares de las curvas de los SEV y otras que nos den una noción cualitativa general de la estructura geológica del subsuelo.

Del resultado del estudio de las curvas de los SEV, conjuntamente con el de toda la información geológica disponible, se obtienen los datos iniciales para la interpretación cuantitativa.

5.5. INTERPRETACIONES CUANTITATIVAS EMPIRICAS.-

Los métodos empíricos pueden utilizar: 1°) La correlación de las curvas y de los valores de la resistividad aparente con datos obtenidos en perforaciones, pozos, afloramientos, cortes del terreno, etc.; 2°) - La correlación, dada por la experiencia, - entre alguna característica

de la curva de resistividad aparente y la profundidad a que se encuentra la discontinuidad en el subsuelo que produce esa característica.

1°.- La correlación con datos del subsuelo es satisfactoria cuando se mantienen uniformemente las propiedades eléctricas en el subsuelo dentro de la zona en estudio y se disponen en suficientes localizaciones de datos que permitan extrapolar los resultados de los SEV entre estos datos.

2°.- Entre los métodos basados en puntos singulares de la curva del SEV el más utilizado es el de Wenner-Gish Rooney, que iguala la profundidad a la separación de electrodos en que se produce un máximo o mínimo en la curva. Este método puede dar resultados absurdos si no hay control de perforaciones u otros datos del subsuelo.

Otros experimentadores (Lancaster, Jones, Palmer, etc.) utilizan la separación ("a") de electrodos donde aparecen puntos de inflexión en la curva para determinar la profundidad y establecer en el campo la relación entre estos valores (profundidad vs. "a"). (Fig. 5.3).

3°.- En EE.UU ha sido muy utilizado el Método de Moore que utiliza la curva integral o acumulativa de la resistividad aparente para determinar las profundidades a las capas. La curva acumulativa es dibujada calculando los valores de ρ_a para incrementos constantes de a. Los puntos de intersección de las líneas rectas que unan los puntos determinadas por los valores de las sumas sucesivas de ρ_a se supone corresponden a los contactos de capas diferentes.

Para las interpretaciones citadas las curvas de los SEV se dibujan en coordenadas rectangulares con escalas aritméticas.

5.6. INTERPRETACION POR SUPERPOSICION SOBRE CURVAS TEORICAS.-

Este método, de obtener los parámetros de la sección geoelectrica por la superposición de la curva del SEV sobre una curva teórica es el único con base teórica para la interpretación de las mediciones de resistividades eléctricas.

Quando se utiliza corriente continua, equipos de medida sensibles y precisos y se cumplen las condiciones asumidas para el cálculo de las curvas teóricas (capas horizontales homogéneas), la curva de campo coincidirá con suficiente aproximación, (dentro de un 5% de los valores de la resistividad aparente), con alguna curva teórica.

El procedimiento es de aplicación directa. Se analiza el tipo de curva del SEV por datos geológicos del subsuelo y forma de la curva y se busca en las colecciones de curvas disponibles, (o construidas gráficamente o analíticamente para el estudio en cuestión) la que produzca la mejor superposición posible.

En el dispositivo Schlumberger las coordenadas, en la hoja del SEV del origen de la curva teórica (punto L); nos dará los parámetros (ρ_1 , h_1) de la 1ª capa. Por las relaciones de los parámetros de las capas en la curva teórica calcularemos los valores absolutos de las resistividades y espesores de la sección geoelectrica. En la Hoja 4 de la Norma 12 puede verse el ejemplo de interpretación de una curva tipo HK.

Para el dispositivo Wenner puede utilizarse la colección Wookey (1956), en la cual el punto origen o "cruz" (L) tiene de coordenadas $H_1 = 1$ y $H_2 = 6$ y los valores indicados en cada curva se refieren a las relaciones de resistividades y profundidades de las capas o sea $\rho_1 : \rho_2 : \rho_3 : \rho_4$ y $H_1 : H_2 : H_3$. Al obtener la coincidencia obtenemos los valores ρ_1 y H_3 por las coordenadas del punto L y por las relaciones indicadas los parámetros de las capas.

Mediante las Tablas de potenciales y resistividades incluidas en las colecciones de curvas de Orellana y de Wookey pueden dibujarse curvas para los dispositivos Wenner y Schlumberger.

El método de superposición puede ser difícil de aplicar cuando las condiciones del subsuelo no sean homogéneas y existan discontinuidades laterales. La aportación de datos geológicos de afloramientos, perforaciones, excavaciones, etc, será una gran ayuda por la interpretación.

5.7.- INTERPRETACION POR EL METODO DEL PUNTOS AUXILIARES.-

El método de puntos auxiliares utiliza los conceptos de sustitución de dos o más capas eléctricas por una sola capa equivalente, y de anisotropías eléctricas establecidos en los Temas 2 y 4.

Cuando las capas de una sección geoelectrica se marcan con suficiente claridad en la curva del SEV, mediante el empleo de los Abacos teóricos de 2 y 3-capas y los Abacos auxiliares H, K, A y Q (párrafo 4.6) es posible efectuar una interpretación directa del SEV.

Para la interpretación, después de identificar el número de capas y el tipo de la curva, se comienza por la rama izquierda de la curva del SEV. Por su superposición sobre el Abaco de curvas teóricas de 2-capas, se determinan las coordenadas del origen (punto L) que nos da ρ_1 y h_1 . Por la curva coincidente calculamos $\rho_2 = \mu_1 \times \rho_1$.

Para determinar la "capa ficticia" que substituye a las dos primeras utilizamos el Abaco auxiliar que corresponde al tipo de curva en estudio. Superponemos el punto L sobre el origen del Abaco auxiliar y copiamos la curva $\rho_1 = \text{constante}$.

Para determinar el espesor de la capa ficticia utilizamos la influencia de la tercera capa en la curva del SEV. Para ello desplazamos la hoja del SEV sobre el Abaco de curvas teóricas de 2-capas manteniendo el punto origen bajo la curva ρ_1 del Abaco auxiliar hasta lograr la coincidencia de la parte derecha de la curva del SEV con una teórica de 2-capas.

El punto auxiliar (H, K, A ó Q) quedará así determinado por el origen del Abaco de curvas de 2-capas. Las coordenadas de este punto nos dan la resistividad y espesor de la capa equivalente.

Para determinar el espesor verdadero de la 2ª capa deberemos considerar el efecto de la anisotropía. Este se puede calcular por el coeficiente $\mu_1 = h_2/h_1$, determinado por el Abaco auxiliar o bien gráficamente por este mismo Abaco desplazando el punto obtenido según la curva $\rho_1 = \text{constante}$.

En las Normas 14, 21 y 22 pueden verse ejemplos de interpretación por este método.

El método tiene su mayor exactitud para la interpretación de curvas tipo H mínimo. Se puede determinar correctamente el contacto entre la 1^a y 2^a capa con el Abaco teórico de 2-capas y la profundidad de la 3^a capa con el Abaco auxiliar y el Abaco de 2-capas.

Las curvas de tipo K máximo son también buenas de interpretar por el método del punto auxiliar si la curva tiene un máximo marcado, producido por la influencia de la capa intermedia.

Las curvas de tipo Q y A son, difíciles de interpretar si el espesor de la capa intermedia es pequeño. Puede ser necesario conocer la resistividad de esta capa.

ERRATAS

<u>PAGINA</u>	<u>LINEA</u>	<u>DICE</u>	<u>DEBE DECIR</u>
2.1	30	-	ρ
"	31	()	$\left(\rho \right)$
"	32	= R	$\rho = R$
2.7	28	" v"	"Δv"
2.9	7	()	(G)
2.11	24	(fig. 2.4a)	(fig. 2.49)
2.12	12	... y otra y una
"	30	El espesor	El espesor
2.17	13	$-\frac{I}{H}$	$-\frac{T}{H}$
4.1	19	tiras suaves ...	turas suaves ...
✓ 4.19	24	i = h h _i i = 1	$\sum_{i=1}^{i=h} h_i$
✓ 4.22	26	= (h ₁ + h ₂)	= h (h ₁ + h ₂)
✓ 4.24	23	... valor de ...	valor de h
✓ 4.25	5	(escribir fórmulas)	$X_K = [(1 + \mu_1 \nu_1) / (1 + \mu_1 / \mu_1)]^{1/2}$ $Y_K = \Sigma [(1 + \mu_1 \nu_1) / (1 + \nu_1 / \mu_1)]^{1/2}$
5.7	18	- 1	$\rho_1 = 1$
"	21	1	ρ_1



Figura 5.1

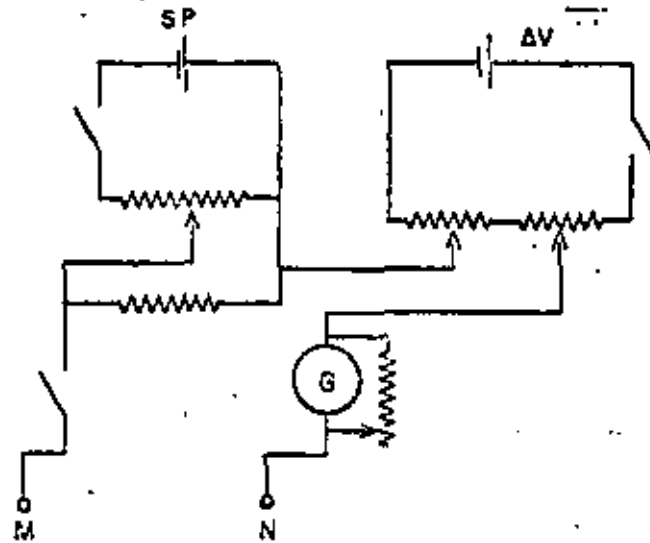


Figura 5.2

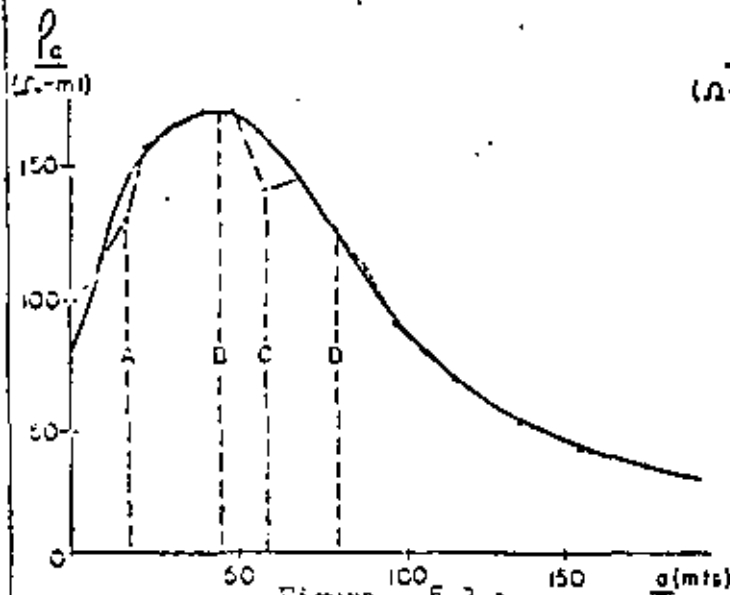


Figura 5.3 a

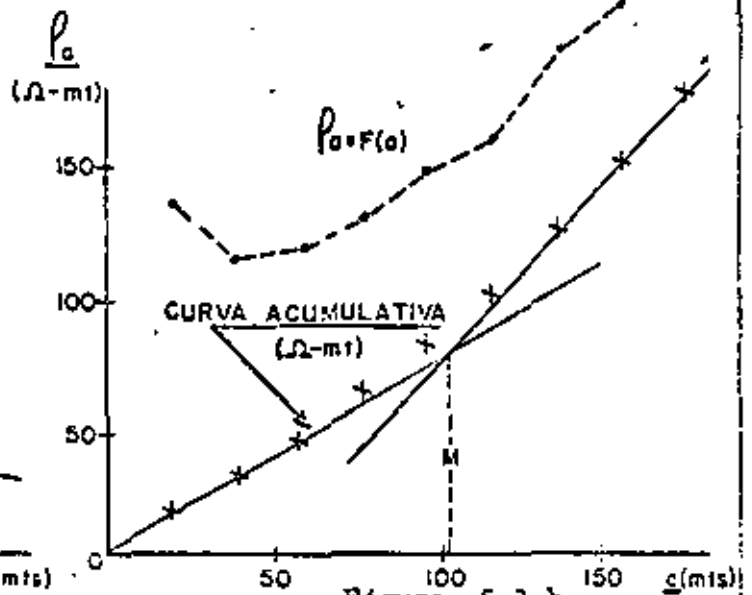


Figura 5.3 b

A, D: puntos de inflexión (Lancaster)
 B: mínimo (Duck-Rooney-Wenner)
 C: quisiere. en la curva

∴ Método Moore ($h_1 = a$)





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

LOS METODOS ELECTRICOS EN LA EXPLORACION HIDROGEOLOGICA

Métodos Electromagnéticos

ABRIL, 1981.



MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS

12.1 INTRODUCCIÓN.-

Quando se produce artificialmente un campo electromagnético en la superficie del terreno, por los conductores del subsuelo circulan corrientes secundarias de acuerdo con las leyes de la inducción electromagnética (Faraday, Maxwell, Biot-Savart, etc). Estas corrientes en el subsuelo, a su vez, originan campos electromagnéticos secundarios que distorsionan el campo primario produciendo un campo resultante que puede ser investigado en la superficie del terreno para la localización de las masas conductoras del subsuelo (fig. 12.1).

Estos métodos utilizan corrientes alternas sinusoidales de frecuencia, en general, audible: 60 a 5.000 c/seg. que crean el campo primario por su paso a través de un largo cable recto puesto a tierra en sus extremos, por un cuadro aislado de grandes dimensiones o por una bobina.

El campo resultante se mide con un receptor, que consiste en una bobina, conectada a un amplificador electrónico, provisto de un medidor de la intensidad del campo o de un puente-potencialométrico de corriente alterna para comparar el campo resultante con el campo primario o los campos resultantes en dos diferentes estaciones de observación.

En la práctica la distancia máxima entre el elemento que crea el campo y el receptor es, en general, del orden de 1 a 2 kilómetros. Para frecuencias inferiores a 5.000 c/seg esta distancia es una pequeña fracción de la longitud de onda ($\lambda \approx 60$ kilómetros), lo cual es un punto muy importante para comprender la teoría de los métodos electromagnéticos.

En efecto, en el ámbito en que se efectúan las observaciones, los efectos de radiación son muy reducidos y los retrasos de fase despreciables de modo que los efectos de propagación de las ondas electromagnéticas pueden ser completamente ignorados. Por estas razones los métodos electromagnéticos son muy similares, teóricamente, a los métodos de campos potencia-

les como los métodos gravimétricos y magnéticos, que al método sísmico que depende fundamentalmente, de la propagación de las ondas. Las aparentes - diferencias, que se observa en la práctica en el trabajo de campo para la obtención de datos, se comprenden más fácilmente si se tiene en cuenta que la unidad de medición o receptor en el método electromagnético es comparable a un magnetómetro de campo alternativo.

Para la interpretación de los datos de las prospecciones por métodos electromagnéticos, es necesario conocer las características del campo electromagnético producido por determinadas condiciones en el subsuelo. - Esto puede efectuarse por tres procedimientos: 1) analíticamente, por la resolución de las ecuaciones de Maxwell para las condiciones límites específicas; 2) por estudio experimental de modelos de laboratorio y 3) por investigaciones sobre sitios donde se conozcan las condiciones del subsuelo. En general, se utilizan los procedimientos segundo y primero; el tercero - se ha utilizado, primordialmente, para ensayar el poder resolutivo de ciertos métodos, dado que, en general, solo se conocen las condiciones de un depósito minero al finalizar su explotación.

Al utilizar campos electromagnéticos, los principios básicos y las fórmulas de los campos estacionarios utilizados en los métodos de resistividades y potenciales no pueden aplicarse y deben considerarse los fenómenos debidos a las corrientes alternas de los cuales son importantes: la inducción electromagnética, la polarización elíptica del campo electromagnético, el efecto pelicular o de circulación de la corriente eléctrica por la superficie de los conductores y el desfase entre la fuerza electromotriz y la corriente que se produce al paso de las corrientes alternas por los circuitos eléctricos.

12.2 FORMULAS FUNDAMENTALES DE LAS CORRIENTES ALTERNAS. (fig. 12.2)

Cuando se utiliza corriente alterna, la ley de Ohm: $V = R \times I$ que rige las relaciones entre la diferencia de potencial, la resistencia óhmica y la corriente que circula por un conductor cambia a la fórmula: $V = Z \times I$ siendo Z la denominada impedancia (o resistencia compleja) del circuito, la cual depende de la resistencia óhmica, inductancia y capacitancia del circuito.

Además se produce una diferencia de tiempo o "desfase" (φ) entre la diferencia de potencial aplicada (V) y la corriente que circula (I) - (figs. 12.2.1 a 12.2.5) que vienen dadas por las fórmulas:

$$(1) \quad \varphi = \operatorname{tg}^{-1} \frac{2\pi fL}{R} \quad \varphi = \operatorname{tg}^{-1} \frac{1}{2\pi fCR} \quad \varphi = \operatorname{tg}^{-1} \left(\frac{1}{2\pi fCR} - \frac{2\pi fL}{R} \right)$$

según los elementos de que conste el circuito. En el caso de la figura - 12.2.5 con valores adecuados de C y L es posible, obtener que la corriente y el voltaje estén en fase ($\varphi = 0$; $LC = 1/(2\pi f)^2$).

De acuerdo con las leyes de la inducción (Faraday), cuando un campo magnético alternativo armónico: $H = H_0 \cos 2\pi ft$, actúa sobre un circuito eléctrico, como un cable, bobina o lámina conductora, induce en el mismo - una fuerza electromotriz que está retrasada $\pi/2$ respecto al campo magnético inductor o primario.

La corriente secundaria y por tanto el campo magnético secundario producido por la misma tendrá un desfase (φ) respecto a la fuerza electromotriz inducida que dependerá de la impedancia y resistencia óhmica del - circuito según las fórmulas (1).

Entre el campo magnético primario (H) y el secundario (H_s) habrá - una diferencia de fase $\pi/2 + \varphi$ y las relaciones entre los campos primario secundario y el resultante (H_R) se obtendrá por composición de ambos como se muestra en la figura 12.2.6.

De esto, se deduce que un conductor muy bueno ($Z \rightarrow 0$ y $\varphi \rightarrow \pi/2$), producirá un campo opuesto al campo primario y un conductor malo ($Z \rightarrow \infty$ y $\varphi \rightarrow 0$) producirá un campo con retraso de 90 grados respecto al campo primario. (Se obtiene un efecto similar aumentando o disminuyendo la frecuencia f).

La componente (H_{SR}) en fase con el campo primario (denominada componente real) es: $-H_S \sin \varphi$ y la componente con retraso de fase de 90 grados (H_{SI} , denominada componente imaginaria o en cuadratura) es: $H_S \cos \varphi$ (fig. 12.2.6).

Las componentes real e imaginaria del campo magnético secundario o

resultante pueden expresarse en milvoltios o micro-gauss por amperio de la corriente primaria, pero son más utilizadas en porcentajes o en partes por millón de la amplitud del campo primario.

Los buenos conductores producen una gran componente real ($\varphi \rightarrow \pi/2$) y pequeña imaginaria, mientras que los malos conductores ($\varphi \rightarrow 0$) producen una componente imaginaria relativamente grande y una real pequeña. Por tanto, cuantitativamente, la relación de componentes: Real/Imaginaria, nos servirá para estimar la conductividad de un elemento (> 1 : buen conductor; < 1 : mal conductor).

12.3 CAMPOS MAGNÉTICOS PRODUCIDOS POR DIFERENTES DISPOSITIVOS:-

Para generar el campo electromagnético primario se pueden utilizar diferentes circuitos eléctricos: 1) cable rectilíneo de gran longitud (1 a 3 Kmts), puesto a tierra en sus extremos; 2) cuadro horizontal aislado de grandes dimensiones (1.600 x 1.500 mts); 3) bobinas circulares o cuadradas de gran número de espiras dispuestas, en general, horizontal o verticalmente.

A continuación se dan las fórmulas para el cálculo de los campos magnéticos para estos diferentes circuitos:

12.3.1 CABLE LARGO RECTILÍNEO.-

Al circular una corriente alterna de amplitud $I = I_0 \cos \omega t$, por un conductor, origina a su alrededor, un campo magnético (H) de la misma frecuencia y en fase con ella. Biot-Savart ha deducido la fórmula que da la acción de un elemento de corriente (dl) en el punto P (fig. 12.3):

$$(2) \quad dH = \frac{I \times dl \times \sin \alpha}{r^2}$$

Para una línea de corriente de longitud (l), muy grande en relación con la distancia (d) al punto P, se obtiene:

$$H = \frac{2 \times I}{d}$$

En esta fórmula H vendrá dado en gauss (o oersted) cuando I esté expresado en amperios y d en centímetros.

12.3.2 CUADRO HORIZONTAL DE GRANDES DIMENSIONES.-

Para un punto P en el interior del cuadro, sumando las acciones de cada lado del cuadro, (fig. 12.4), se obtiene la fórmula:

$$(4) \quad H = I \left(\frac{(x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}}{xy} + \frac{((a-y)^2 + x^2)^{\frac{1}{2}}}{x(a-y)} + \frac{((a-x)^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}}{y(a-x)} + \frac{((a-y)^2 + (a-x)^2)^{\frac{1}{2}}}{(a-y)(a-x)} \right)$$

12.3.3 BOBINA CIRCULAR.-

Para un punto P en el eje de la bobina (fig. 12.5), la acción de un elemento de espira (dl) vendrá expresada por la fórmula:

$$dH = \frac{I \times dl \times x \sin \theta}{d^2} = \frac{I \times r \times d\alpha}{d^2}$$

dato que $dl = r \times d\alpha$ y $\sin \theta = 1$. Luego tendremos:

$$H = \frac{I \times r}{d^2} \left(\int_0^{2\pi} d\alpha \right) \cos \beta = \frac{2\pi \times I \times r^2}{d^3}$$

y para una bobina de n espiras:

$$(5) \quad H = \frac{2\pi \times n \times I \times r^2}{(r^2 + x^2)^{3/2}}$$

Para puntos fuera del eje de la bobina, se puede calcular el campo magnético por la analogía de la bobina a un dipolo magnético situado en el centro de la misma y cuyo momento magnético tiene la magnitud $m = \pi \times n \times r^2 \times I$ y orientado según el eje de la bobina como se indica a continuación.

12.3.4 BOBINA CIRCULAR. EQUIVALENCIA CON UN DIPOLO MAGNETICO.-

Puede utilizarse el vector del potencial magnético (\vec{A}) creado por una bobina circular para calcular la expresión general del campo magnético generado por el paso de una corriente (I, amp.) a través de la misma.

Tenemos un sistema de coordenadas cilíndricas (ρ, φ, z) con los ejes dispuestos respecto a la bobina como se indica en la figura. Por la simetría de (\vec{J}) respecto al eje OZ (\vec{z}) no tendrá componente en un plano $\rho-z$ y la única componente de (\vec{A}) será la componente φ .

El vector del potencial magnético (\vec{A}) se puede obtener de los vectores de los campos eléctrico (\vec{E}) y magnético (\vec{H}). La inducción magnética (\vec{B}) se obtiene del vector del potencial magnético mediante la relación:

$$(1) \quad \vec{B} = \nabla \times \vec{A}$$

donde se satisface automáticamente la condición $\nabla \cdot \vec{B} = 0$. En el sistema MKS, \vec{A} se mide en webers/m. y tiene las dimensiones ML/QT.

De acuerdo con la ley de Faraday tendremos:

$$(2) \quad \nabla \times \vec{E} = - \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{A})$$

que se satisface poniendo:

$$(3) \quad \vec{E} = - \frac{\partial \vec{A}}{\partial t}$$

Otra condición de (\vec{A}) se deriva de las ecuaciones de Maxwell: $\nabla \cdot \vec{D} = 0 = \nabla \cdot \vec{E} = \nabla \cdot \vec{J}$. De la ecuación anterior se deduce que $\nabla \cdot \vec{A}$ es independiente del tiempo; la única circunstancia en que esto pueda cumplirse es cuando (\vec{A}) es variable con el tiempo, es cuando la divergencia sea cero:

$$(4) \quad \nabla \cdot \vec{A} = 0$$

Si introducimos (1) y (3) en la ecuación de Maxwell $\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}$ tendremos:

$$-\nabla \times (\nabla \times \vec{A}) = \mu \vec{J} + \epsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{A}}{\partial t^2}$$

que debe satisfacerse en todos los puntos de un medio homogéneo y por (4) la ecuación se reducirá a:

$$(5) \quad \nabla^2 \vec{A} = \mu \vec{J} + \epsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{A}}{\partial t^2}$$

Por tanto queda demostrado que si puede encontrarse un vector de campo (\vec{A}) que satisfaga las relaciones (4) y (5), podemos deducir de él un sistema de vectores de campo electromagnético (\vec{H}) y (\vec{E}) que satisfacen las ecuaciones de Maxwell.

En el caso de los métodos electromagnéticos de prospección que utilizamos campo sin usoidales y frecuencias bajas la ecuación (5) se pueden simplificar a las expresiones:

$$(6) \quad \nabla^2 \bar{A} = 0$$

para zonas no conductoras. Y

$$\nabla^2 \bar{A} = i \mu \sigma \omega \bar{A}$$

para zonas conductoras.

No existiendo corrientes de desplazamiento la ecuación (5) puede escribirse así:

$$(7) \quad \nabla^2 \bar{A} = -\mu \bar{J}$$

que es una ecuación de Poisson para cada una de las componentes cartesianas de \bar{A} . En coordenadas rectangulares, la solución general de estas ecuaciones en los puntos donde circulan corrientes eléctricas, es de la forma:

$$(8) \quad \bar{A}(\bar{r}) = \frac{\mu}{4\pi} \int_V \frac{\bar{J}(\bar{r}_0)}{|\bar{r} - \bar{r}_0|} d^3 r_0$$

donde $\bar{J} = 0$ fuera del volumen V .

Por tanto la única componente de (\bar{A}) es la componente (φ) y la ecuación (8) se convierte en:

$$(9) \quad A_\varphi = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \frac{\cos(\varphi_0 - \varphi) J_\varphi(\bar{r}_0)}{|\bar{r} - \bar{r}_0|} d^3 r_0$$

en la cual la integral debe calcularse para el perímetro de la bobina, dado que esta es la única región en que fluye la corriente eléctrica. Si (a) es el radio de la bobina, tendremos:

$$A_\varphi = \frac{\mu_0 I}{4\pi} \int_0^{2\pi} \frac{a \cos(\varphi_0 - \varphi) d\varphi_0}{(\rho^2 + a^2 - z^2 - 2a\rho \cos(\varphi_0 - \varphi))^{1/2}}$$

si ponemos $\varphi = 0$, obtenemos, siempre que $a^2 \ll \rho^2 + z^2$ o sea a distancias apreciables de la bobina:

$$(10) \quad A_\varphi = \frac{\mu_0 I a^2 \rho}{4(\rho^2 + z^2)^{3/2}}$$

Puesto que conocemos A el campo magnético viene dado por las ecuaciones (1) y $\vec{B} = \mu_0 \vec{H}$; luego tendremos:

$$\vec{H} = \frac{1}{\mu_0} \vec{B} = \frac{1}{\mu_0} \nabla \times \vec{A}$$

$$\vec{H} = \frac{1}{\mu_0} \left[- \frac{\partial \Delta \varphi}{\partial z} \vec{i}_\varphi + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r \Delta \varphi) \vec{i}_z \right]$$

$$\vec{H} = \frac{10^2}{4} \left[\frac{3 \rho z}{(\rho^2 + z^2)^{3/2}} \vec{i}_\varphi + \frac{2z^2 - \rho^2}{(\rho^2 + z^2)^{3/2}} \vec{i}_z \right]$$

que es una expresión idéntica al campo magnético producido por un dipolo magnético situado en el centro de la bobina y cuyo momento magnético tenga la magnitud:

$$m = \pi a^2 I$$

y está orientado según el eje OZ.

Por tanto, una bobina transmisora, para distancias grandes respecto su tamaño puede substituirse por un dipolo magnético oscilatorio.

12.4 POLARIZACIÓN ELÍPTICA DEL CAMPO ELECTROMAGNÉTICO.-

En todos los métodos electromagnéticos de prospección se emplea un campo magnético alternativo. Como se expuso anteriormente (#12.1) sobre la superficie del terreno (en el aire), el campo primario, dentro de las distancias en que se opera, (muy inferiores a la longitud de onda utilizada), no cambia en forma apreciable la fase de un punto a otro si no existen conductores superficiales. Sin embargo, la presencia de campos secundarios, producidos por los conductores del subsuelo, de la misma frecuencia pero con diferencia de fase y dirección del campo primario, nos dará en cada estación de observación en la superficie del terreno, en un instante determinado, un conjunto de vectores que varían sinusoidalmente a la misma frecuencia pero en diferentes direcciones y con diferentes desfases.

La composición de todos los vectores magnéticos en un punto dan un vector resultante que está contenido en una superficie plana y cuyo extremo describe una elipse que se denomina "elipse de polarización". Para demostrar la existencia de esta elipse de polarización, comencemos por estudiar el caso de, únicamente, dos vectores A cos ωt y B cos ($\omega t + \varphi$) en

el espacio (fig. 12.6.1) que difieren en dirección el ángulo α y en fase el ángulo de desfase φ .

En el sistema de coordenadas cartesianas de la fig. 12.6.2, descomponemos cada vector en sus componentes según los ejes de coordenadas ($A_x \cos \omega t$, $A_y \cos \omega t$) y ($B_x \cos (\omega t + \varphi)$, $B_y \cos (\omega t + \varphi)$), respectivamente. Las dos componentes en cada dirección pueden sumarse, dado que alternan a una misma frecuencia $f = 2\pi/\omega$, y nos dan dos vectores ortogonales " $X \cos (\omega t + \varphi_1)$ " e " $Y \cos (\omega t + \varphi_2)$ ". La composición de estos dos vectores nos dará el vector $S(t)$; siendo:

$$S_x(t) = X \cos (\omega t + \varphi_1) = A_x \cos \omega t + B_x (\cos \omega t + \varphi)$$

$$S_y(t) = Y \cos (\omega t + \varphi_2) = A_y \cos \omega t + B_y (\cos \omega t + \varphi)$$

y eliminando ωt se llega a la relación:

$$(6) \quad \frac{S_x^2}{X^2} + \frac{S_y^2}{Y^2} - \frac{2 S_x S_y}{XY} \cos \delta = \sin^2 \delta$$

donde $\delta = \varphi_2 - \varphi_1$. Esta es la ecuación de una elipse. Por tanto el vector del campo magnético nunca se anula sino que varía de magnitud describiendo una "elipse de polarización".

Si $\delta = 0$, la ecuación (6), se reduce a: $Y \times S_x = X \times S_y$, que es la ecuación de una recta que pasa por el origen: $S(t)$ es un vector alternativo sencillo. Si $\delta = \varphi_2 - \varphi_1 = \pi/2$ y $X = Y$, (6) se reduce a un círculo.

Para el caso, más general, que se presenta en las prospecciones - por métodos electromagnéticos, de varios vectores en una estación de observación, podemos descomponer cada vector según las direcciones de un sistema de tres ejes cartesianos ortogonales. De este modo cada vector sería substituido por tres de la forma:

$$\begin{array}{lll} A_x \cos \omega t, & A_y \cos \omega t, & A_z \cos \omega t \\ B_x \cos(\omega t + \varphi), & B_y \cos(\omega t + \varphi), & B_z \cos(\omega t + \varphi) \\ C_x \cos(\omega t + \varphi'), & C_y \cos(\omega t + \varphi'), & C_z \cos(\omega t + \varphi') \\ D_x \cos(\omega t + \varphi''), & D_y \cos(\omega t + \varphi''), & D_z \cos(\omega t + \varphi'') \end{array}$$

y así sucesivamente. Dado que las componentes en cada de las tres direcciones ortogonales varían a la misma frecuencia, podemos sumarlas y así obtendremos tres vectores resultantes de la forma:

$$\begin{aligned} X \cos (\omega t + \psi_1) &= \sum A_x \cos \omega t + B_x \cos (\omega t + \psi) + C_x \cos (\omega t + \psi') \\ Y \cos (\omega t + \psi_2) &= \sum A_y \cos \omega t + B_y \cos (\omega t + \psi) + C_y \cos (\omega t + \psi') \\ Z \cos (\omega t + \psi_3) &= \sum A_z \cos \omega t + B_z \cos (\omega t + \psi) + C_z \cos (\omega t + \psi') \end{aligned}$$

El desarrollo de las funciones trigonométricas de los primeros miembros nos dan expresiones de las formas siguientes:

$$\begin{aligned} X_1 \cos \omega t + X_2 \sin \omega t \\ Y_1 \cos \omega t + Y_2 \sin \omega t \\ Z_1 \cos \omega t + Z_2 \sin \omega t \end{aligned}$$

Los tres términos con el factor $(\cos \omega t)$ nos dan un vector único y los otros tres con el factor $(\sin \omega t)$, otro a 90 grados de desfase y el vector resultante de la composición de ambos estará en un plano y su extremo describirá una "elipse de polarización".

De lo expuesto, se ve porque no es posible obtener la anulación completa del voltaje inducido a una bobina exploradora, en cualquier posición en que se coloque, si existen conductores en el subsuelo porque el campo está polarizado elípticamente. Se obtendrá un máximo cuando el eje de la bobina sea paralelo al eje mayor de la elipse y un mínimo cuando la bobina esté alineada con el eje menor (el eje mayor queda dentro del plano de la bobina).

En la figura 12.6.4 se muestra, en planta, las elipses de polarización para varios puntos en la superficie del terreno P, P' y P". En cada estación de observación P las mediciones del campo están representadas por los valores del vector \overline{FM} en un instante t que como se acaba de exponer pasa por un valor máximo (FM): eje mayor de la elipse y uno mínimo (Pm): eje menor de la elipse. La línea LL' tangente a los ejes menores de las elipses de polarización en cada estación se define como "línea equipotencial".

Aunque la utilización de las líneas equipotenciales así definidas, no corresponden, teóricamente, con las consideraciones expuestas en el Tema 7: Métodos de Potenciales para corrientes continua; en la práctica se ha comprobado en general, que utilizando electrodos lineales (fig.7.9) las líneas de las corrientes primarias son rectas paralelas entre sí y perpendiculares a los electrodos y los cuerpos conductores del subsuelo producen una distorsión de las líneas equipotenciales idéntica a la que se obtiene con corriente continua.

12.5 PENETRACION DE LA CORRIENTE EN EL SUBSUELO.-

En la atmósfera e ionósfera el alcance o penetración de las ondas electromagnéticas, (dentro de cierto rango), aumenta con la frecuencia, pero en el subsuelo sucede lo contrario a causa del incremento de la impedancia y del efecto de propagación "pelicular" de las corriente alternas al aumentar la frecuencia.

La densidad de corriente J (amps/m²) a una profundidad h (mts) de la superficie de un terreno de resistividad ρ (ohms-m) viene expresada por la fórmula que determina la propagación de las ondas electromagnéticas (para las frecuencias bajas utilizadas en las prospecciones electromagnéticas la corriente de desplazamiento es despreciable):

$$(7) \quad J = J_0 e^{-\frac{2\pi h}{c} \sqrt{\mu f \rho}}$$

donde: c es la velocidad de la luz (3×10^8 m/s), f la frecuencia (c/seg) y μ la permeabilidad magnética que para terrenos de recubrimiento es, en general, aproximadamente 1. (Excepto para minerales ferromagnéticos, siempre es inferior a 3).

En la geofísica aplicada, se ha establecido el término "profundidad de penetración de una corriente alterna", a la profundidad en la cual la amplitud de la corriente desciende al valor: $J/J_0 = 1/e = 1/2,718$. Tendremos, por tanto, de (7):

$$h = \frac{c}{2\pi} \sqrt{\frac{\rho}{f}} \approx 504 \sqrt{\frac{\rho}{f}}$$

o sea que la profundidad de penetración es directamente proporcional a la raíz cuadrada de la resistividad del terreno de recubrimiento e inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la frecuencia. En la fig. 12.7 se muestran los valores calculados para las resistividades y frecuencias más empleadas en las prospecciones mineras.

12.6 MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN DEL CAMPO ELECTROMAGNÉTICO.-

Se efectúa por la observación o medida del campo resultante del campo primario y de los campos secundarios producidos por las corrientes inducidas que circulan por las masas conductoras del subsuelo. Estos campos secundarios alteran el campo original y las anomalías observadas deben ser medidas e interpretadas de forma que podamos detectar los conductores minerales del subsuelo.

Los cuerpos conductores más comúnmente existentes en el subsuelo son:

- a) terrenos de recubrimiento (suelos)
- b) arcillas húmedas.
- c) electrolitos llenando las zonas de fallas, fracturas o poros de las rocas.
- d) rocas grafitosas.
- e) zonas carbonosas.
- f) mineralizaciones de sulfuros y metales nativos.

Como se ha visto anteriormente el campo electromagnético por la existencia de conductores en el subsuelo produce campos secundarios y el campo resultante sufre una distorsión direccional y en el tiempo respecto al campo primario. Además de su amplitud cambia el tiempo de referencia o la "fase", de forma que una parte del campo total resultante (H_R) podemos separarlo en dos componentes; una (H_{RR}) en tiempo (en fase) y otra fuera de fase (en 90° o cuadratura) respecto al tiempo de referencia (fig. 12.2.). En general, cuando menor sea la conductividad de un cuerpo mayor es la distorsión del tiempo o sea la "componente fuera-de-fase" del campo resultante.

Los métodos de investigación del campo electromagnético pueden clasificarse en tres grupos generales:

- 1) Métodos que determinan el ángulo de inclinación del plano de polarización del campo, de origen natural o creado artificialmente por un generador semi-fijo.
- 2) Métodos que determinan magnitudes del campo artificial creado por un elemento generador fijo.
- 3) Métodos que determinan magnitudes del campo artificial creado por un elemento generador móvil.

12.61 DETERMINACION DEL BUZAMIENTO DEL PLANO DE POLARIZACION DEL CAMPO.-

Pueden utilizarse el campo electromagnético natural (método Afnag) o un campo creado artificialmente.

Con campos creados artificialmente se utilizan 4 procedimientos de medida, a saber:

- 1.1) Método de líneas.
- 1.2) Método de bandas.
- 3) Método de estación-transmisora fija.
- 4) Método de doble medición (Shoot-back method).

12.62 DETERMINACION DE MAGNITUDES DEL CAMPO ELECTROMAGNETICO CON GENERADOR DEL CAMPO FIJO.-

- 1) Relación entre las amplitudes de los ejes de la elipse de polarización: método de Bieler-Watson.
- 2) Amplitud y desfase del campo secundario respecto al campo primario total (mediciones absolutas con una bobina exploradora: método del Compensador).
- 3) Relación de las amplitudes del campo resultante y de las diferencias de fase en puntos sucesivos (medición relativa con dos bobinas de exploración: método Turam).

12.63 DETERMINACION DE MAGNITUDES DEL CAMPO ELECTROMAGNETICO CON GENERADOR DEL CAMPO MOVIL.-

- 1) Relación de las componentes en fase y fuera de fase del campo

en dos puntos de observación. (Métodos de las dos bobinas móviles).

Los métodos del Compensador y del Turán se denominan también, de "cable-largo", (long-wire electromagnético. Esto puede producirse bien por un cable puesto a tierra en sus extremos, (sistema galvánico) (cuando se pueden conseguir contactos de baja resistencia) o bien cerrando el circuito a través de un gran cuadro (sistema inductivo). Estos métodos son muy sencillos de operar y de gran sensibilidad por lo cual son especialmente indicados para exploraciones de reconocimiento general. Se utiliza, más el Turán, por la ventaja operatoria de no necesitar conexión eléctrica entre la bobina de medición y el cable primario. Sin embargo con el método de Compensador es posible llegar a mayores profundidades de investigación (200-400 mts).

Los principales inconvenientes de estos métodos son: 1) su facilidad para señalar fuertes anomalías por accidentes geológicos de tipo regional, como fallas, zonas de cisallamientos, contactos entre diferentes formaciones, diseminaciones de grafitos, etc., que no corresponden con mineralizaciones de interés económico. Esto se produce porque la influencia del cable afecta un gran volumen del terreno; se puede obviar, en parte, utilizando el sistema inductivo para generar el campo electromagnético, en cuyo caso solo los cuerpos muy buenos conductores dan anomalías fuertes y 2) - que su sensibilidad para diferentes formas y volúmenes de conductores varía de acuerdo con las distancias de la unidad de medición al cable emisor, lo cual dificulta la interpretación cuantitativa de las anomalías.

A pesar de estos inconvenientes, estos sistemas que se están utilizando, sin interrupción desde 1925, han contribuido, al ser utilizados en condiciones apropiadas, al descubrimiento de un gran volumen de recursos minerales en todo el mundo.

12.7 DETERMINACION DE LA INCLINACION DEL CAMPO MAGNETICO.-

Para determinar la inclinación o el buzamiento del campo magnético se utilizan, en general, un sistema de dos bobinas (fig. 12.8) una bobina transmisora vertical y una bobina receptora que se gira sucesivamente alrededor de un eje vertical hasta obtener un mínimo de inducción (rumbo del

plano de la elipse) y de un eje horizontal, perpendicular al rumbo determinado hasta el mínimo de inducción ($V_x \rightarrow 0$) (fig. 12.9).

En la práctica, a menos que el campo esté polarizado circularmente, no se obtiene un nulo de V_x sino un valor mínimo cuando el plano de la bobina contiene el plano de la elipse de polarización. El campo producido por la bobina primaria es, en esencia, similar al producido por un dipolo magnético alternativo.

En la práctica estas determinaciones se hacen por tres procedimientos de campo diferentes:-

12.7.1 METODO DE LINEAS.- (fig. 12.8)

Se recorren líneas o perfiles con brújula y medición a pasos a todo lo largo de la línea, en tandem, con separación constante entre bobinas de 30 a 100 metros. Se recomienda localizar los perfiles con un ángulo de 30 a 45° con el probable rumbo de las mineralizaciones. La bobina transmisora se mantiene fija verticalmente y se mide la inclinación del campo magnético con un clinómetro adoptado a la bobina receptora como se indicó anteriormente. La separación entre líneas depende de las condiciones; en general se comienza con 100 a 400 mts.

La fuente de energía de la bobina transmisora es un pequeño oscilador electrónico de frecuencias audibles (400 a 5.000 c.p.s). La unidad receptora está provista de un amplificador y audífonos para determinar el mínimo corte de líneas del campo magnético y se utilizan dos frecuencias para discriminar sobre la conductividad de la anomalía.

La inclinación del campo se plotea en la localización de la bobina receptora a una distancia del perfil proporcional al ángulo de inclinación observado. (fig. 12.8). Es un método muy rápido y de interpretación cualitativa inmediata.

12.7.2 METODO DE BANDAS.-

Las bobinas se mueven en líneas paralelas, perpendiculares al probable rumbo de la mineralización, manteniendo ambas bobinas verticales y pa-

ralceas al probable rumbo, con separaciones de 50 a 150 metros y entre líneas de 100 a 500 mts. (fig. 12.10).

Al aproximarse la bobina de exploración al conductor aumenta el ángulo de inclinación. Al aproximarse más, se alcanza un máximo y a partir de éste, el ángulo de inclinación comienza a disminuir hasta 0° directamente sobre el tope del conductor. Al pasar la bobina de exploración del conductor los ángulos de inclinación aumentan en sentido contrario hasta un valor máximo y de nuevo decrecen hasta 0° a cierta distancia del conductor (fig. 12.10).

CONDUCTORES VERTICALES.-

- 1) La rata de aumento del ángulo de inclinación depende de la profundidad al conductor.
- 2) La distancia del punto 0° al de la máxima inclinación aumenta con la profundidad al conductor. La distancia al punto que tiene $\frac{1}{2}$ del ángulo máximo puede utilizarse para estimar la profundidad.
- 3) Al aumentar la extensión en profundidad del conductor aumenta el valor del ángulo de inclinación máximo.
- 4) El espesor de la lámina no influye, dentro de ciertos límites, en los máximos de inclinación.
- 5) La longitud de la corrida no tiene efecto a partir de cierto valor.
- 6) El máximo ángulo de inclinación depende de su extensión en profundidad y de la profundidad al tope del mismo. Para conductores pequeños depende de ambos factores pero para profundidades de extensión en profundidad de más de 100 mts, el máximo depende principalmente de la profundidad.

En conductores inclinados la pendiente de la curva del ángulo de inclinación es mayor más allá del máximo en el lado del techo del filón si el filón no es demasiado extenso en profundidad, pero en general, es

te rasgo es insuficiente para estimar la inclinación del conductor.

En conductores planos o con inclinación inferior a 30° se pueden producir dos puntos con inclinación 0° .

Los datos se plotean en la localización de la bobina receptora, representando la magnitud de la inclinación del campo por la longitud de una línea desde su localización hacia la bobina transmisora y se unen los extremos de las líneas por curvas continuas o de trazos según la dirección de inclinación. Se observa que la longitud de la anomalía es aproximadamente igual a la del campo conductor más la separación entre bobinas, por lo cual la interpretación es más completa que en el método de líneas.

La presencia de esquistos conductores se manifiesta por anomalías muy características: las inclinaciones en varias estaciones adyacentes, - están en una misma dirección y la inclinación invierte su dirección cuando se invierte la dirección entre las bobinas transmisora y receptora.

12.7.3 METODO DE ESTACION-TRANSMISORA FIJA.- (fig. 12.11)

Las líneas o perfiles de exploración se disponen con separaciones de 50 a 200 metros y con la bobina transmisora vertical en una estación fija que se cambia durante el progreso de la exploración.

La bobina receptora recorre los perfiles y en cada observación se gira la bobina transmisora alrededor de un eje vertical (fig. 12.11) de forma que las bobinas transmisora y receptora sean coplanares. A continuación se mueve la bobina receptora hasta determinar la inclinación del campo magnético.

Con objeto de ampliar las distancias de medición entre las bobinas es preferible alimentar la bobina transmisora con grupos electrógeno de gasolina de potencia media (1-5 Kva).

12.7.4 METODO DE DOBLE MEDICION.- (Shoot-back method)

Un terreno de topografía irregular presentan inconvenientes a los métodos anteriores. En efecto, al estar las bobinas a diferentes alturas, la falta de alineación entre ellas da un ángulo de inclinación falso.]

[El equipo del Afmag, aunque igual en principio a los métodos clásicos de determinar la inclinación del campo es muy diferente en su diseño. Utiliza dos bobinas montadas en ángulo recto entre sí (fig. 12.13) y se mide la diferencia entre las salidas de ambas para un cierto rango de frecuencias. De esta forma se obtiene una posición de mínimo mucho más precisa que con una sola bobina.]

Las observaciones del rumbo y buzamiento del plano del campo magnético se hacen a lo largo de perfiles o itinerarios accesibles a intervalos regulares en forma similar a los métodos clásicos de determinación de inclinación del campo magnético. Las respuestas o anomalías producidas por conductores son similares a las obtenidas con el método de la estación transmisora fija, (fig. 12.13). De hecho el método Afmag puede considerarse como un método de estación transmisora fija cuyo transmisor se ha trasladado al infinito.

Se utilizan frecuencias más bajas que en los métodos comerciales (50 a 500 c/seg) y la comparación de las respuestas para dos frecuencias diferentes (en general 150 y 510 c/seg) permite estimar la conductividad del cuerpo que produce la anomalía.]

12.8 DETERMINACION DE MAGNITUDES DEL CAMPO ELECTROMAGNETICO.-

12.8.1 METODO DE FIMLER-MATSON.-

Estudia el campo electromagnético por la relación entre las amplitudes del mismo según el eje menor y el eje mayor de la elipse de polarización. Esta relación aumenta con la existencia de cuerpos conductores en el subsuelo.

El campo primario se genera por un gran cuadro (1.600 x 1.600 mts) que está dispuesto horizontalmente sobre la superficie del terreno, alimentada por un grupo generador y situado alrededor de las posibles mineralizaciones. Las observaciones se efectúan en el interior del cuadro en una cuadrícula.

El equipo de medida consta de dos bobinas dispuestas en ángulo recto (fig. 12.14) y conectadas en oposición a un amplificador con audífonos. Un dispositivo permite variar el número de espiras de la bobina horizontal de

forma que nos da directamente la relación entre las amplitudes de los ejes de la elipse de polarización.

La bobina de más espiras deberá colocarse normal al eje menor de la elipse y la de menos espiras normal al eje mayor (fig. 12.14).

La presencia de cuerpos conductores se manifiesta por la magnitud de los vectores representativos de las observaciones y por la dirección de la intersección del plano de la elipse de polarización con el terreno.]

12.8.2 MÉTODO DE GENERADOR FIJO Y MEDICIONES ABSOLUTAS DEL CAMPO.- (Compensador; long-wire intensity field method).

Determina la amplitud y la fase del campo magnético secundario en puntos del terreno respecto al campo primario. Para ello se efectúan observaciones en estaciones localizadas desde 20 hasta 1.000 mts del cable, a lo largo de perfiles perpendiculares a la dirección del cable generador del campo primario. Los perfiles se disponen con intervalos de 200 a 500 metros. El cable generador, está constituido por cable puesto a tierra o por un cuadro de 1.200 x 600 mts, que se coloca aproximadamente, paralelo al rumbo de las probables mineralizaciones en el subsuelo. (fig. 12.15). Se utilizan frecuencias menores de 1.000 c/seg.

La medida del campo electromagnético se efectúa por una bobina exploradora, circular o cuadrada, con o sin núcleo de hierro, conectada a un dispositivo compensador (puente-potenciométrico de corriente alterna) para determinar la relación y desfase entre la fuerza electromotriz generada en la bobina próxima al cable inductor (fig. 12.15 y 12.17).

El voltaje generado en la bobina de exploración será:

$$(9) \quad V_x = \frac{d\phi}{dt} = \frac{d}{dt} (n \cdot A \cdot H \cdot \sin \alpha)$$

siendo: ϕ = flujo magnético que la atraviesa (gauss/cm²)

n = número de espiras

A = área de la bobina (cm²)

H = intensidad del campo magnético (gauss)

α = ángulo del eje de la bobina con el campo magnético de la

fórmula (9) se obtiene:

$$(10) \quad V_x = n \cdot A \cdot \sin \alpha \cdot \frac{dH}{dt} \quad \text{y} \quad H = k \cdot V_x \cdot \operatorname{sen} \alpha$$

Se observa que H es máxima para $\alpha = 0$

El equipo de medida consiste en el puente-compensador que balancea las amplitudes y desfase de las diferencias de voltaje generadas en la bobina de referencia, adyacente al cable primario, y en la bobina de recepción dispuesta horizontal o verticalmente en la estación de observación, según que convenga medir la componente vertical u horizontal del campo magnético (fig. 12.17), un amplificador electrónico y un instrumento para controlar el balance de los voltajes (audífono y/o micro-amperímetro).

Las lecturas se expresan en microgauss por amperio de la corriente primaria y en grados eléctricos de avance o retraso del voltaje de la bobina de recepción respecto al campo primario. Para fines de interpretación de las observaciones se calcula la parte real o en fase con la corriente primaria y la parte imaginaria o en cuadratura (90°) con la corriente primaria del campo secundario en cada estación de observación que se presentan en gráficas sobre los perfiles (fig. 12.16).

12.8.3 MÉTODO DEL GENERADOR FIJO Y MEDICIONES RELATIVAS DEL CAMPO.-

(Turam; método del cable largo de relación amplitudes, long-wire ratio method).

En este método el campo electromagnético primario se crea por el paso de una corriente alterna de frecuencia entre 200 y 800 c/seg, a través de un largo cable aislado (1.000 a 3.000 mts), puesto a tierra en sus extremos, (sistema galvánico) o cerrado por un gran cuadro (2.000 x 300 mts, sistema inductivo). (fig. 12.18). Boschart (1964) recomienda utilizar únicamente el cuadro aislado debido a que la existencia de corrientes en el subsuelo por conducción dificulta la interpretación y porque la corriente tiende a circular por los terrenos superficiales, disminuyendo la profundidad de penetración efectiva.

El campo resultante del campo primario y de los campos secundarios producidos por las masas conductoras del subsuelo, se investiga mediante

dos bobinas que con separación de 10 a 50 mts, que se llevan a lo largo de perfiles perpendiculares al cable primario o línea base, con separaciones de 50 a 200 mts. El cable primario se coloca paralelamente al rumbo de los probables filones o al rumbo general de las mineralizaciones.

En cada posición de las bobinas, se mide la relación de las amplitudes de los voltajes inducidos (V_1/V_2) y la diferencia de fase (ϕ) entre los mismos. Las cuales vienen referidas al punto medio de su separación (fig. 12.19). Para las mediciones se utiliza un dispositivo compensador amplificador (fig. 12.20). En general, las bobinas se disponen horizontales para medir la componente vertical del campo, pero algunas veces pueden colocarse verticales con sus planos paralelos o perpendiculares al perfil o también una bobina horizontal y la otra vertical. Estas disposiciones, poco frecuentes, se utilizan en áreas de topografía irregular con objeto de lograr la máxima influencia (acoplamiento) de los conductores del subsuelo con el campo primario.

En un medio homogéneo, no-conductor, la diferencia de fase es cero por la gran longitud de onda (50 kms) respecto a las distancias al cable inductor (1 a 2 kms máximo) y la relación de amplitudes coincide con la relación normal, que para el campo vertical, en el caso de un cable largo, es la relación inversa de las distancias de las bobinas al cable, ($\frac{d_2}{d_1}$; fórmula 3), siempre que las bobinas estén al mismo nivel. Por lo tanto, las relaciones normalizadas o reducidas: $V_1 d_2/V_2 d_1$; $V_2 d_3/V_3 d_2$... etc, serán iguales a la unidad si no existen conductores en el subsuelo y la diferencia de fase será cero (fig. 12.19).

Los terrenos superficiales buenos conductores pueden producir cambios apreciables en la fase aún en distancias cortas. Simultáneamente, el plano de la elipse de polarización se irá poniendo progresivamente más horizontal al alejarse del cable. Estos efectos deberán tomarse en consideración al efectuar el trabajo de campo, para lo cual conviene determinar la inclinación del campo a ciertos intervalos. La atenuación del campo y

los cambios de fase a diferentes distancias del cable debido a la conductividad del terreno de recubrimiento puede determinarse calculando las partes real e imaginaria (en % del campo primario) mediante el diagrama fasorial de la fig. 12.28, que da los valores de las componentes real e imaginaria de los vectores vertical y horizontal para una distancia de 100 mts. del cable y diferentes factores de inducción (p). (Se usará la curva $h=0$ que es igual para conductor "delgado" o "grosso") (Ver párrafo 12.9.4.1).

La presencia de cuerpos eléctricamente anómalos en el subsuelo produce desviaciones de la relación reducida y de la diferencia de fase. Las masas muy buenas conductoras se caracterizan por altas relaciones de amplitudes corregidas (mayores de la unidad) y pequeñas diferencias de fase (negativas). Las medianamente conductoras por bajas relaciones de amplitudes y grandes diferencias de fase lo cual puede apreciarse en las curvas de la relación reducida y la diferencia de fase que se trazan en cada perfil de medición. (fig. 12.19).

La diferencia de fase representa, esencialmente, el gradiente horizontal de la fase y las desviaciones de la relación reducida con respecto a la unidad, constituyen, en primera aproximación, una medida del gradiente horizontal de la amplitud del campo secundario.

En una masa mineral vertical de tipo laminar, (filón) o sea de longitud apreciable, y de extensión en profundidad en relación con la profundidad a su tope o cabeza (h), el campo magnético secundario producido por la corriente secundaria, se puede calcular por las fórmulas:

$$(11) \quad H = k \frac{h}{x^2 + h^2} \quad V = k \frac{x}{x^2 + h^2}$$

que nos dan las componentes vertical (V) y horizontal (H) del campo. De las fórmulas (11) deducimos: (x es la distancia horizontal a la corriente secundaria y k una constante)

$$(12) \quad \frac{dV}{dx} = 0 \quad \text{para } x = h \quad \# \quad \frac{d^2V}{dx^2} = 0 \quad \text{para } x = 0$$

$$\frac{dH}{dx} = 0 \quad \text{para } x = 0 \quad \# \quad \frac{d^2H}{dx^2} = 0 \quad \text{para } x = \sqrt{3}$$

Por lo tanto:

- 1) La concentración de corriente secundaria se encuentra debajo del punto de inflexión de la curva de la componente vertical del campo secundario.
- 2) La profundidad a la concentración de corriente es igual a la distancia del máximo al valor normal de la curva de la componente vertical.
- 3) La concentración de corriente está situada debajo del valor máximo de la componente horizontal.

El conjunto de las curvas de todos los perfiles, referidos a la línea-base, con la ubicación que los perfiles tienen en el campo, nos indicará el rumbo general de los conductores. Si la dirección del rumbo del conductor se aparta mucho de la dirección paralela a la línea-base, se puede dibujar un mapa de curvas equifásicas que nos dará una figura más clara del rumbo del conductor.

Para localizar más exactamente las líneas de concentración de la corriente secundaria, (contorno del conductor más próximo al cable inductor primario), y la profundidad al "tope o cabeza" (h) del conductor es preferible dibujar las curvas de las componentes real (R) e imaginaria (I) del vector del campo electromagnético investigado o de los gradientes de estas componentes.

Para ello se refieren las relaciones reducidas y las diferencias de fase a un punto origen próximo al cable inductor, (línea-base) libre de perturbaciones en el subsuelo. Por divisiones y adiciones sucesivas, respectivamente, se obtienen las amplitudes de campo y los ángulos de fase en cada estación de observación. Multiplicando la amplitud del campo por el coseno o el seno del ángulo de fase, se obtendrán las componentes real (R) e imaginaria (I) del vector vertical del campo en cada punto. Uniendo estos por una curva continua se obtienen las gráficas respectivas (fig. 12.21)

Las concentraciones de las corrientes secundarias en el conductor del subsuelo, se producen también, aproximadamente debajo de los puntos de

inflexión de ambas componentes R e I (fig. 12.21) y corresponden al contorno del mismo más próximo al cable emisor. La profundidad será la mitad de la distancia entre el máximo y el mínimo de las curvas de ambas componentes.

En cada estación de observación, se puede determinar el ángulo de inclinación (β) del plano de la elipse de polarización, con una sola bobina por el sistema clásico antes explicado (párrafo 12.7). Utilizando el valor reducido (V) del vector vertical del campo en porcentaje de campo primario, se puede calcular la componente horizontal (H) por la relación $H = V \cdot \text{tg } \beta$. Y por composición ortogonal de ambas el valor total del campo.

Al variar el ángulo (ϕ) entre los perfiles, y el rumbo del conductor que produce la anomalía varía la amplitud de las componentes real -- (Rmax) e imaginaria (Imax) pero el denominado "Índice de inducción aparente" (Q) como se indica en la fig. 12.22. Apenas varía.

En la fig. 12.23 se presenta la variación de la amplitud de las componentes real (Rmax), imaginaria (Imax) y del índice de inducción aparente (Q) para diferente ángulo de buzamiento del conductor. Se observa que las amplitudes máximas aparecen cuando el tope del conductor está más próximo del cable generador que su fondo (20°), pasan por un mínimo que depende de la profundidad (h) y dimensión vertical (z) del conductor y se invierten al cambiar el buzamiento.

En la práctica, en general, no es posible determinar el buzamiento de filones sub-verticales por el método Turam.

12.8.4 METODO DE GENERADOR MOVIL. - (Dos-bobinas móviles; Slingram; electromagnetic gun; EMG; VEM; HEM)

En este método se utilizan dos bobinas, que conservando una separación constante (20 a 200 mts) recorren los perfiles de la zona a investigar (fig. 12.24). Una de ellas, conectada a un oscilador electrónico de corriente alterna (200 a 4.000 c/sec), origina el campo electromagnético primario, el cual induce corrientes secundarias en los conductores del -

subsuelo, las cuales a su vez originan campos electromagnéticos secundarios. El campo resultante de estos, se capta por la bobina receptora y mediante un dispositivo compensador, similar al utilizado en el método del Compensador (fig. 12.17) se miden las componentes real (en fase) e imaginaria - (en cuadratura) con el campo primario de la componente vertical u horizontal del campo magnético secundario. Los valores se obtienen en general, en porcentaje de la amplitud del campo primario.

Una ventaja del método es que es simétrico y el sentido de la medición no influye en los valores obtenidos, lo cual facilita la interpretación. Las mediciones equivalen a determinar la inductancia mutua entre las dos bobinas.

Se pueden utilizar numerosos acoplamientos entre las bobinas, pero en las prospecciones de superficie se mantienen, en general, horizontales o verticales coplanares o coaxiales. Las líneas se disponen perpendicularmente al probable rumbo del filón o mineralización. La profundidad a que pueden detectarse los conductores, es función de la resistividad del terreno de recubrimiento, de la separación entre las bobinas y del factor de inducción del conductor (espesor por conductividad por frecuencia). Para conductores horizontales de 1,5 veces, la separación entre bobinas. (s).

La respuesta o anomalía, de un conductor, al sistema móvil de la unidad emisora-receptora, pueda verse fácilmente mediante una composición elemental de los vectores de los campos primario y secundario como se muestra en la figura 12.25. Al pasar las bobinas transmisora o receptora sobre un conductor vertical el campo secundario es igual al campo primario (100 %) y cuando el punto medio del sistema está sobre el conductor se obtiene la máxima atenuación o el máximo incremento de ambas componentes según que las bobinas estén dispuestas horizontal o verticalmente, respectivamente.

Las variaciones de la distancia entre bobinas no influyen en la componente imaginaria, que se obtiene al existir conductores en el subsuelo (fig. 12.26), pero produce cambios en el valor de las componentes reales producidas por los campos primario y secundario; por tanto deben corregirse los valores de campo de las componentes reales. Como en general, se -

utiliza el cable que une las bobinas para la medición de distancias, los cambios de topografía, producirán cambios en la distancias y deberán corregirse los valores antes de plotearlos para su interpretación.

En el caso de conductores inclinados, también se observa un mínimo de la componente imaginaria sobre el tope del conductor pero el mínimo de la componente real se desplaza hacia el "interior" del conductor.

Los datos se presentan por las gráficas de las componentes real (R) e imaginaria (I) del campo secundario en la bobina receptora en porcentaje de la amplitud del campo primario en la misma. (fig. 12.25).

Por la geometría del método, en general, las dimensiones de longitud y de profundidad del cuerpo conductor (filón vertical) son infinitos respecto a la separación de bobinas y el índice de inducción aparente $Q=R/I$ da una medida del tipo de conductor.

12.9 INTERPRETACION DE LOS METODOS ELECTROMAGNETICOS.-

12.9.1 CONSIDERACIONES TEORICAS.-

La interpretación de las gráficas obtenidas puede considerarse en dos fases: 1) la localización en el espacio de las propiedades físicas - que han producido las anomalías y 2) traducción de las soluciones obtenidas en términos geológicos.

La primera podemos considerarla como una interpretación física o eléctrica y está basada en un análisis teórico y matemático de los campos producidos por determinadas estructuras o cuerpos, mediante las ecuaciones de Maxwell del campo electromagnético o mediante investigaciones de laboratorio con modelos a escala.

La segunda o interpretación geológica consiste en la fase final del proceso y para llevarla a efecto es necesario un conocimiento geológico del área de investigación, mediante una exploración geológica de su superficie y algunas perforaciones mecánicas para investigar el subsuelo. Lógicamente, estas perforaciones deberán ser localizadas, de acuerdo con los resultados de la exploración geofísica.

El análisis matemático de las respuestas o anomalías de conductores, mediante solución de las ecuaciones de Maxwell para las condiciones límites determinadas por ciertas condiciones del subsuelo, sólo se han obtenido para una cierta cantidad de formas geométricas sencillas como son la esfera, un cilindro de longitud infinita, un semi-espacio horizontal de profundidad infinita, láminas horizontales delgadas o gruesas y semiplanos o láminas de profundidad y longitud infinitas (delgadas y gruesas).

Sin embargo, los conductores que se encuentran en la naturaleza, raras veces se pueden asimilar a estas formas geométricas ideales y aunque este análisis es una importante contribución en el empleo de métodos electromagnéticos, su aplicación directa es limitada y para investigar las respuestas o anomalías producidas por conductores finitos se debe recurrir a investigaciones de laboratorio con modelos a escala.

Para la determinación de las escalas se hace indispensable un análisis matemático de las ecuaciones de Maxwell. En su forma básica, estas pueden escribirse, como sigue:

$$(13) \quad \begin{aligned} \nabla \times \bar{H} &= \bar{J} + \frac{\partial \bar{D}}{\partial t} & \nabla \cdot \bar{B} &= 0 \\ \nabla \times \bar{E} &= - \frac{\partial \bar{B}}{\partial t} & \nabla \cdot \bar{D} &= \bar{\zeta} \end{aligned}$$

siendo:

\bar{H} : intensidad campo magnético

\bar{B} : inducción magnética

\bar{D} : desplazamiento eléctrico

\bar{E} : intensidad campo eléctrico

\bar{J} : densidad de corriente eléctrica

$\bar{\zeta}$: densidad de carga eléctrica

En un medio homogéneo e isotrópico, sin entradas o salidas de energías,* se verifican las siguientes relaciones lineales:

$$(14) \quad \rho \bar{J} = \bar{E} \quad \bar{D} = \epsilon \bar{E} \quad \mu \bar{H} = \bar{B}$$

* (aprobación o sustracción de cargas eléctricas)

siendo ρ , ϵ y μ la resistividad, permitividad eléctrica y permeabilidad magnética del medio, respectivamente.

Como, estamos operando con campos alternativos armónicos exclusivamente, las ecuaciones (13) se convierten en las siguientes:

$$(15) \quad \begin{aligned} \nabla \times \bar{H} &= \left(\frac{1}{\rho} + i\omega\epsilon \right) \bar{E} & \nabla \cdot \bar{H} &= 0 \\ \nabla \times \bar{E} &= -i\omega\mu\bar{H} & \nabla \cdot \bar{E} &= 0 \end{aligned}$$

Podemos obtener una ecuación tridimensional que satisfaga cualquiera de los vectores del campo tomando los rotacionales de las primera y segunda ecuación y sustituyéndolas entre sí. (Debe hacerse uso de la identidad de vectores: $\nabla \times (\nabla \times \bar{A}) = \nabla(\nabla \cdot \bar{A}) - \nabla^2 \bar{A}$).

Así obtenemos, para el campo magnético, que es con el que trabajamos en las prospecciones geofísicas, la ecuación:

$$(16) \quad \nabla^2 \bar{H} = \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial z^2} = \left(\frac{i\mu\omega}{\rho} - \epsilon\mu\omega^2 \right) \bar{H}$$

El factor que procede a \bar{H} , se denomina "constante de propagación". El término " $\epsilon\mu\omega^2$ " se refiere a las corrientes de desplazamiento en el subsuelo que para las frecuencias utilizadas son muy pequeñas. En general: $\epsilon \approx 8 \times 10^{-11}$ faradios/mt; $\mu \approx 1,3 \times 10^{-6}$ henrios/mt y $\omega = 6.000$ radianes/seg para $f = 1.000$ c/seg con lo que se obtiene: $\epsilon\mu\omega^2 = 4 \times 10^{-9}$.

El término imaginario para resistividades muy altas como son las rocas cristalinas ($\rho \approx 10^3 \Omega/\text{mts}$) vale 7×10^{-6} y para minerales conductores ($\rho = 10^{-4} \Omega/\text{mt}$) vale 70.

Por tanto, en medios no conductores (rocas cristalinas, terrenos de recubrimiento en general, etc) los dos términos que proceden a \bar{H} son de valor despreciables y el campo magnético cumplirá la condición:

$$(17) \quad \nabla^2 \bar{H} = 0 \quad (\text{Ecuación de campos magnéticos estáticos})$$

mientras que en las zonas de alta conductividad, el término real es despreciable respecto al imaginario y la ecuación del campo es:

$$(18) \quad \nabla^2 \bar{H} = -\frac{i\mu\omega}{\rho} \bar{H} \quad (\text{Ecuación de difusión})$$

En las diferentes zonas del subsuelo \bar{E} y \bar{H} (la ecuación de \bar{E} sería: $\nabla^2 \bar{E} = \frac{i\mu\omega}{\rho} \bar{E}$) deben satisfacer además de las ecuaciones de campo las condiciones límites en los contactos de las diferentes zonas. Las derivadas deben ser continuas dentro de cada medio y si existen discontinuidades de ρ y μ también existirán en \bar{E} y \bar{H} . Esto se efectúa, a partir de las ecuaciones de Maxwell (13) en forma similar a la obtención de las condiciones límites en el caso de campos de corriente continua (párrafo).

Para determinar las condiciones en que la respuesta de los conductores en el campo puede reproducirse en una escala de laboratorio, transformamos la ecuación (18) en una forma adimensional. Si podemos expresar la geometría de los conductores, en función de una dimensión o longitud típica "L", las coordenadas se expresarán como sigue:

$$x = \alpha \cdot L \quad y = \beta \cdot L \quad z = \gamma \cdot L$$

la ecuación (18) en forma adimensional es:

$$(19) \quad \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \alpha^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \beta^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \gamma^2} = \frac{i\mu\omega L^2}{\rho} \bar{H}$$

En esta ecuación se observa que la respuesta depende del parámetro $p = i\mu\omega L^2 / \rho$ que se ha denominado en publicaciones técnicas "factor de inducción" (en Europa se ha utilizado $p = 4\pi^2 \times 10^{-7} \times f \times d \times \rho^{-1}$ (mts) para conductores laminares). Se pueden efectuar cambios en las escalas de cualquier magnitud sin que se altere la respuesta por las condiciones de campo si se mantiene constante el producto que representa el factor de inducción "p".

Las prospecciones electromagnéticas, dan en general, un número de anomalías mucho mayor de las que pueden ser investigadas económicamente por métodos directos. Por tanto, el primer problema de la interpretación es diferenciar las anomalías producidas por otras causas; principalmente por conductores electrolíticos en los terrenos de recubrimiento, zonas de fallas, meteorización de rocas, esquistos grafitosos, etc.

En la actualidad se ha adoptado como "parámetro de respuesta" el producto inverso del factor de inducción: k (mt) = $10^5 \rho / \mu \cdot f \cdot d \cdot h$ para

un filón no horizontal. Si consideramos $\mu=1$ y dejamos constantes la frecuencia del campo (f) y la profundidad al conductor (h) nos quedará la relación ρ/d como "factor de discriminación" (Fd) entre conductores de tipo mineral (ρ muy baja) y conductores de tipo geológico (zonas de falla, recubrimientos, conductividad electródica, etc) con resistividad media.

12.9.2 CONSIDERACIONES PRACTICAS.-

Como en la interpretación de los métodos potenciales, un procedimiento de interpretación de los datos obtenidos con los métodos electromagnéticos es comparar las anomalías observadas con las calculadas o medidas sobre modelos con conductores de diferentes formas geométricas, dimensiones y características eléctricas.

La primera tentativa de interpretación cuantitativa es comparar las gráficas donde se observan anomalías con una colección de perfiles teóricos o "curvas-tipo". Estas respuestas teóricas se pueden obtener para una variedad de modelos y parámetros de respuesta cuando la prospección lo justifique.

La expresión de la respuesta teórica de un método de prospección electromagnética para un determinado conductor en el subsuelo o modelo en su forma más general será:

$$(20). R = f(x, \rho, \mu, f, L_1, L_2, \dots, \alpha_1, \alpha_2, \dots)$$

donde R es la cantidad medida en el método de prospección utilizado (en general adimensional: $\% R$; $\% I$, etc); x indica la posición del equipo de medida en el perfil; ρ la resistividad del conductor; μ su permeabilidad magnética; f la frecuencia del campo electromagnético; L_1, L_2, \dots dimensiones lineales del modelo y del sistema de prospección y $\alpha_1, \alpha_2, \dots$ relaciones adimensionales (ángulos, etc) que describen la configuración del modelo y del sistema de prospección.

Los parámetros ρ , μ y f siempre aparecen conjuntamente en la ecuación del campo electromagnético constituyendo un factor de inducción

(18). Como μ interviene en las condiciones-límites del campo magnético

co, deberá aparecer también separado en (20). Para un análisis adimensional, convendrá agrupar las variables en grupos característicos, adimensionales. Así, podemos escribir la ecuación (20) como sigue:

$$(21) R = \varphi \left(\frac{x}{L_i}, \frac{\mu b}{\rho} L_j L_k, \frac{\mu}{\mu_0}, \frac{L_1}{L_i}, \frac{L_2}{L_i}, \dots, \alpha_1, \alpha_2 \right)$$

que tiene dos variables menos.

La unidad de escala L_i debe ser una longitud fácil de medir directamente y que dependa más del sistema de prospección y del modelo. Por ejemplo, en el método de dos-bobinas se toma la distancia entre las bobinas transmisora y receptora.

La selección de L_j y L_k es menos definida. En general, deben aparecer en el producto $p = \frac{\mu \omega L_j L_k}{\rho}$ así como en las relaciones L_j/L_1 y L_k/L_1 de modo que no se quite el número de variables. Debe tenerse en cuenta que si una de las dimensiones del conductor es muy pequeña respecto a las dimensiones del sistema, el conductor se comportaría como una lámina delgada y se combinan la conductividad y espesor como producto de modo que - tomando L_j como espesor no necesita entrar L_j/L_1 en (21); eliminamos una variable.

La expresión del factor de inducción (p) se deriva directa y fácilmente de analizar la forma geométrica del conductor. Para una esfera es $p = \mu \cdot \omega \cdot r^2 / \rho$ siendo (r) el radio de la misma. Para una lámina de espesor (d) y profundidad (h) respecto al sistema de prospección h será $p = \mu \cdot \omega \cdot d \cdot h / \rho$ y para un semi-espacio infinito a la profundidad h : $p = \mu \cdot \omega \cdot h^2 / \rho$

12.9.3 CURVAS-TIPO PARA LA INTERPRETACION.-

Algunos ejemplos de curvas-tipos son las indicadas en las figuras (12.26) para el método de líneas paralelas de determinación de la inclinación del campo. Existen colecciones publicadas en las revistas técnicas de geofísica (Geophysics y Geophysical Prospecting) y otras que se pueden obtener de compañías de servicios geofísicos (Mc-Phar, Aben, etc) para el método de medición de inclinación del plano de polarización del campo magnético y para el método de las dos bobinas móviles.

BIBLIOGRAFIA

12.32

111

- Bouschart
1964. Analytical Interpretation of fixed source electro-
magnetic prospecting data. University of Delft (Ho-
landa)
- Bouschart & Siegel H.O
1966. Some aspects of the Turam electromagnetic method.
Canadian Mining Metallurgical. Bulletin.
- Grant & West
1965. Interpretation Theory in applied Geophysics. (Mc -
Graw Hill).
- Hammond, S.B
1961. Electrical Engineering. Mc Graw Hill.
- Hedstrom, H.
1937. Phase measurements in electrical prospecting. AIME
Tech. Public. 327.
- Keller, V. et al
1966. Electrical Methods in Geophysical Prospecting. -
Pergamon Press.
- Mayr, O
1925. Die Erde als Wechselstromleiter. Electrotechnische
Zeitschrift.
- Parasnis
1966. Mining Geophysics. Pergamon Press.
- Sundberg, K.
1931. Principles of Swedish Geophysical Methods. Beitrage
Zur Geophysik.

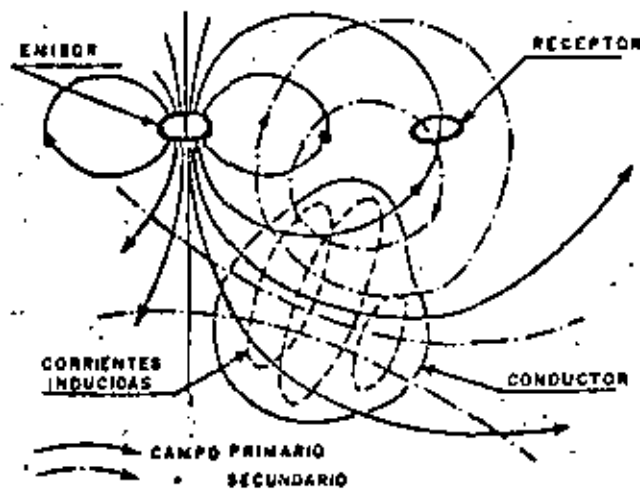


Fig. 12.1 ESQUEMA GENERALIZADO DEL METODO ELECTROMAGNETICO

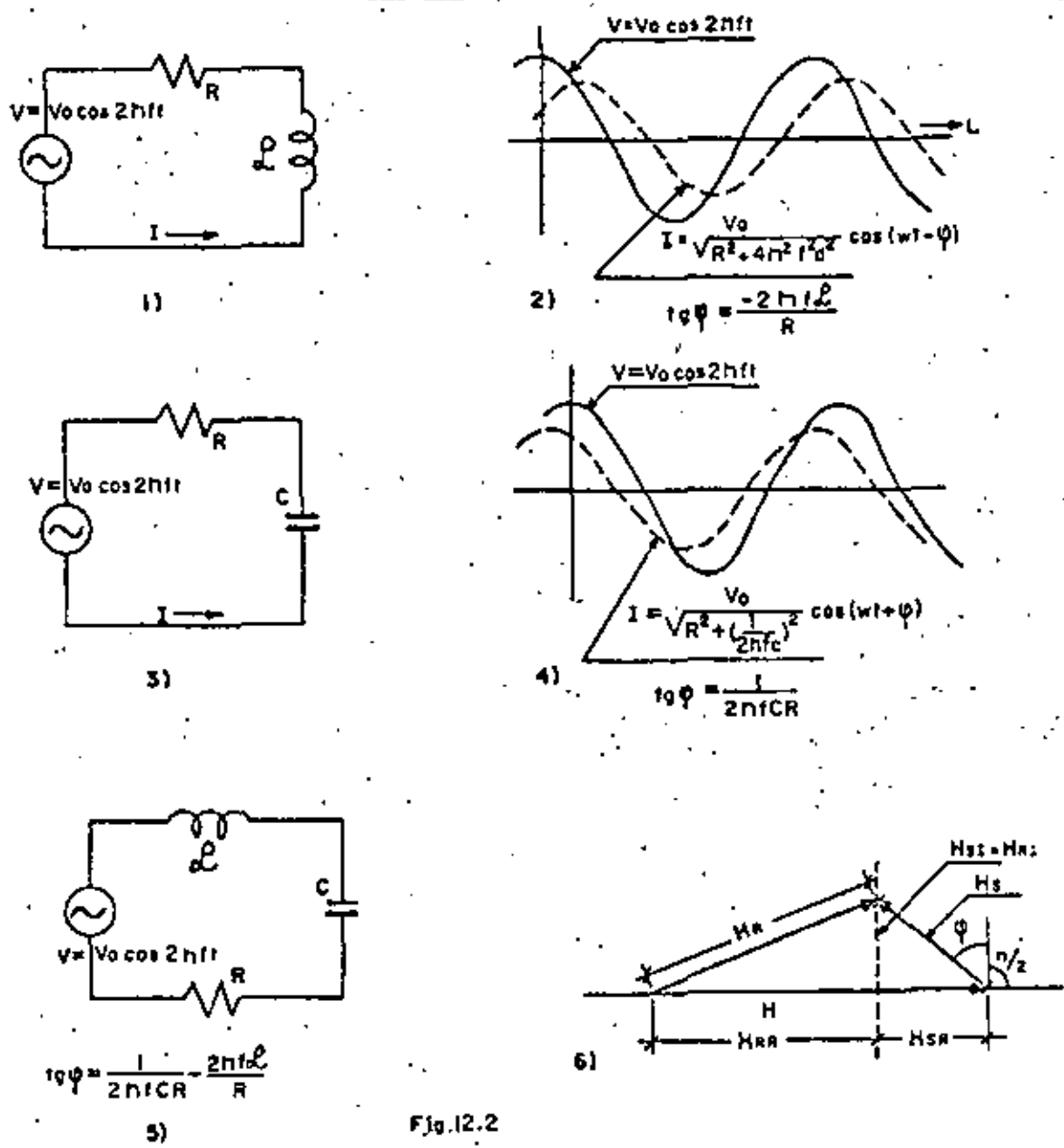


Fig. 12.2

FORMULAS DE LAS CORRIENTES ALTERNAS

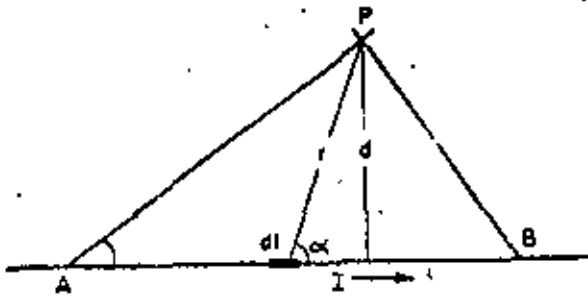


Fig. 12.3.1

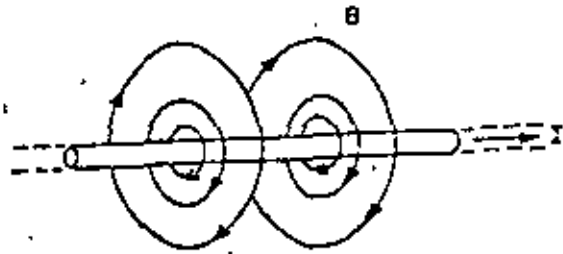


Fig. 12.3.2

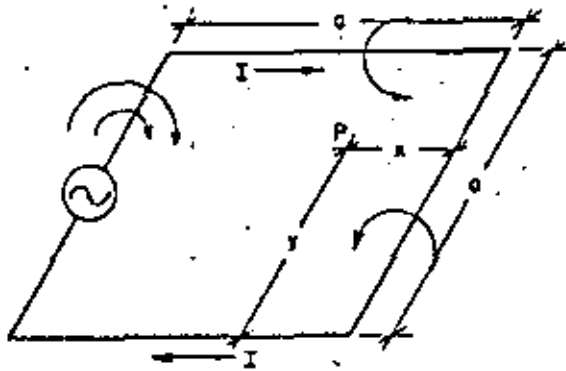


Fig. 12.4

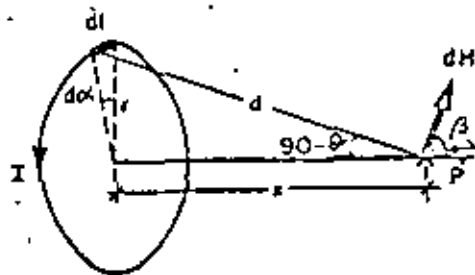
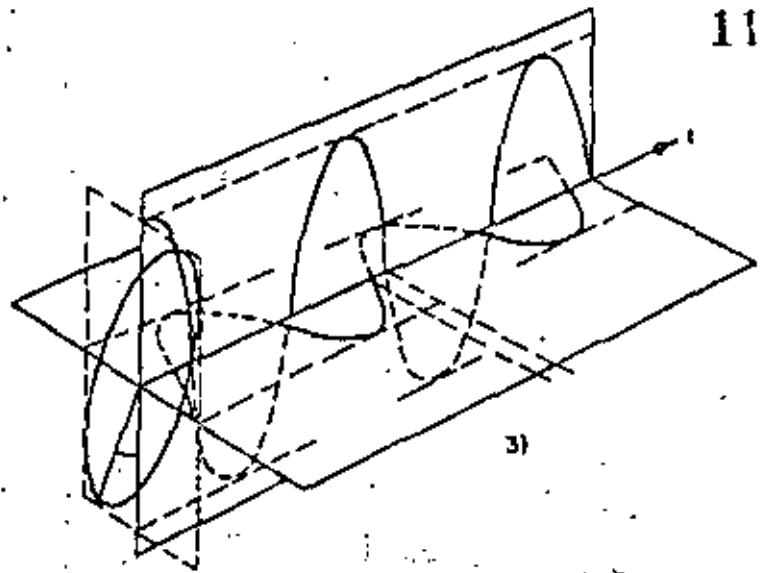
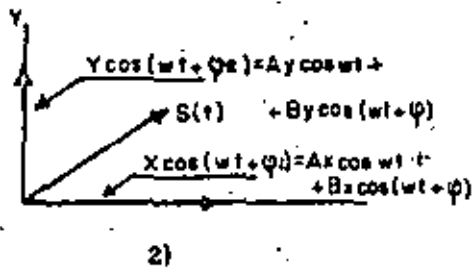
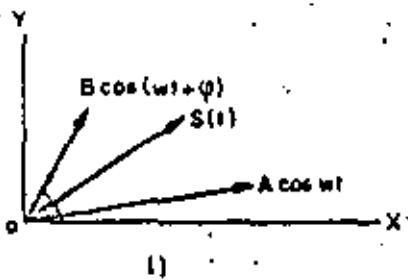


Fig. 12.5



COMPOSICION DE DOS VECTORES DE CAMPOS ALTERNOS SINUSOIDALES

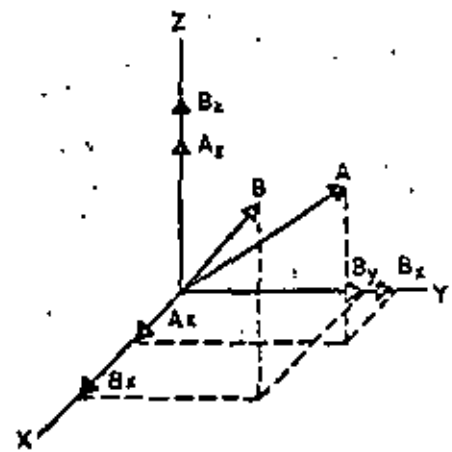
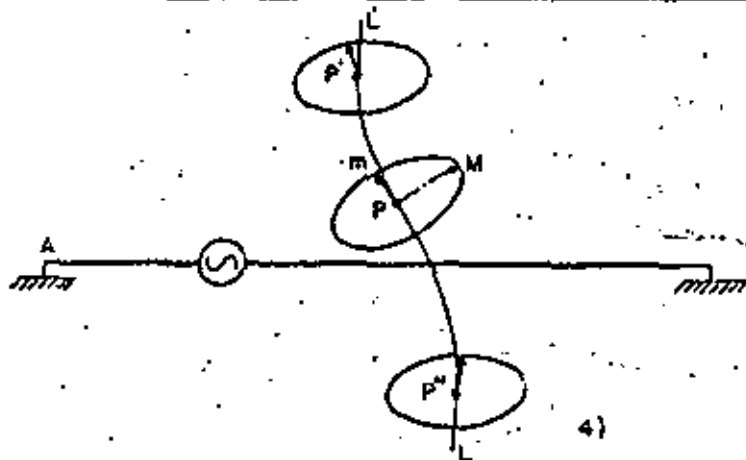


Fig. 12.6

ELIPSE DE POLARIZACION - LINEA DE MINIMOS (Pm)

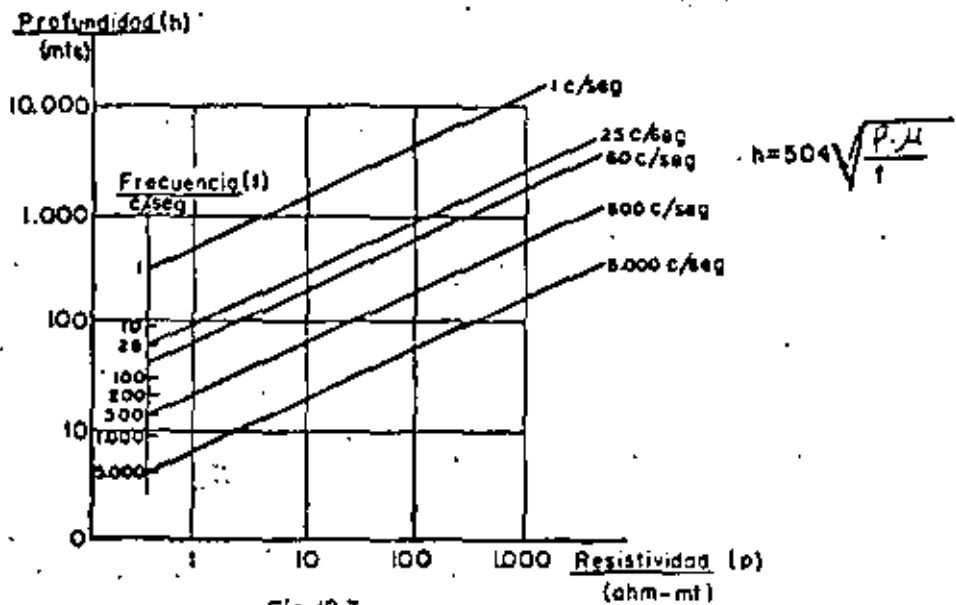
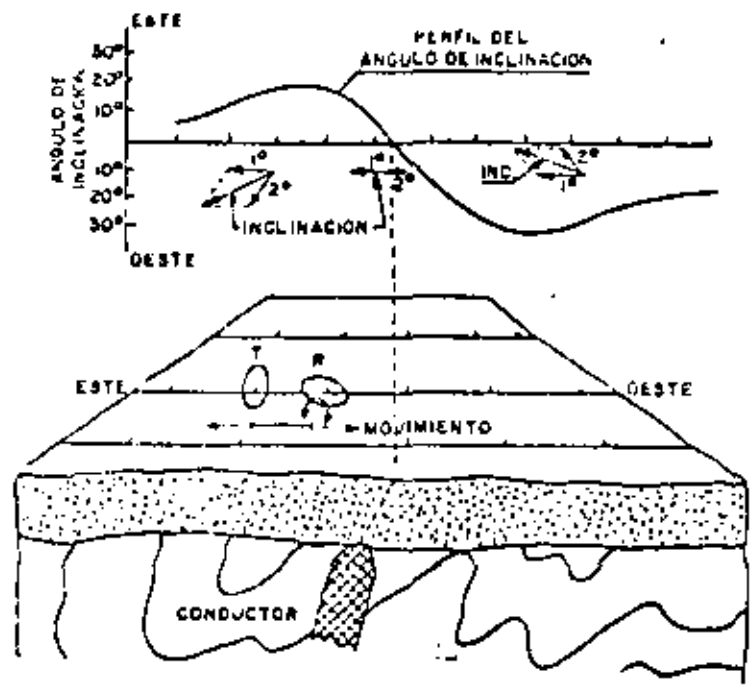


Fig. 12.7



1) Respuesta típica sobre conductor

TIRABOLINA TRANSMISORA VERTICAL
 C.C.P.
 B: BOBINA REACTORA GIRATORIA
 PARA DETERMINAR INCLINACION
 DEL CAMPO

2) Trabajo de campo

Fig.-12.8

DETERMINACION DE LA INCLINACION DEL CAMPO MAGNETICO
METODO DE LINEAS

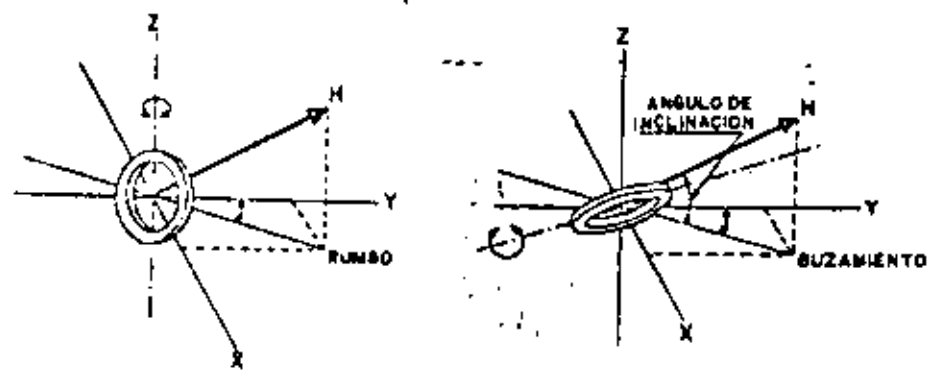
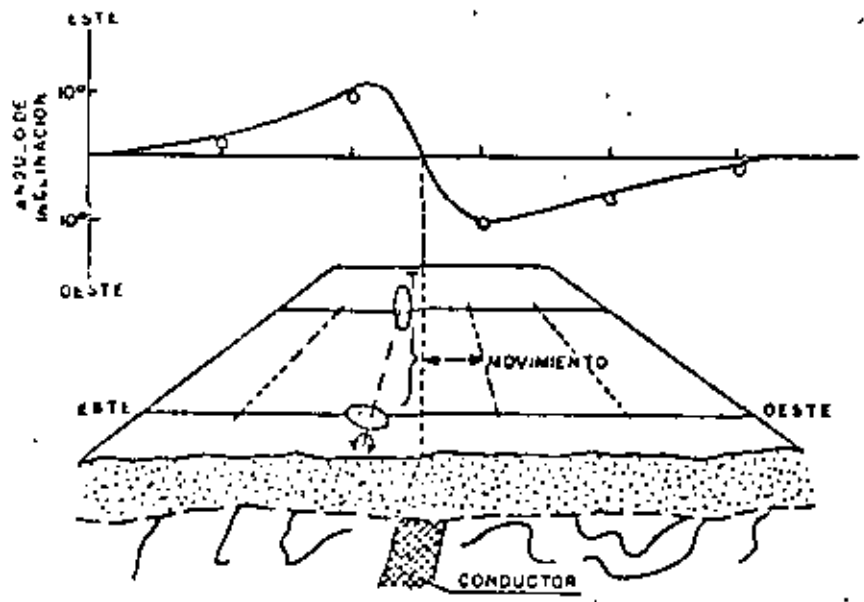


Fig.-12.9

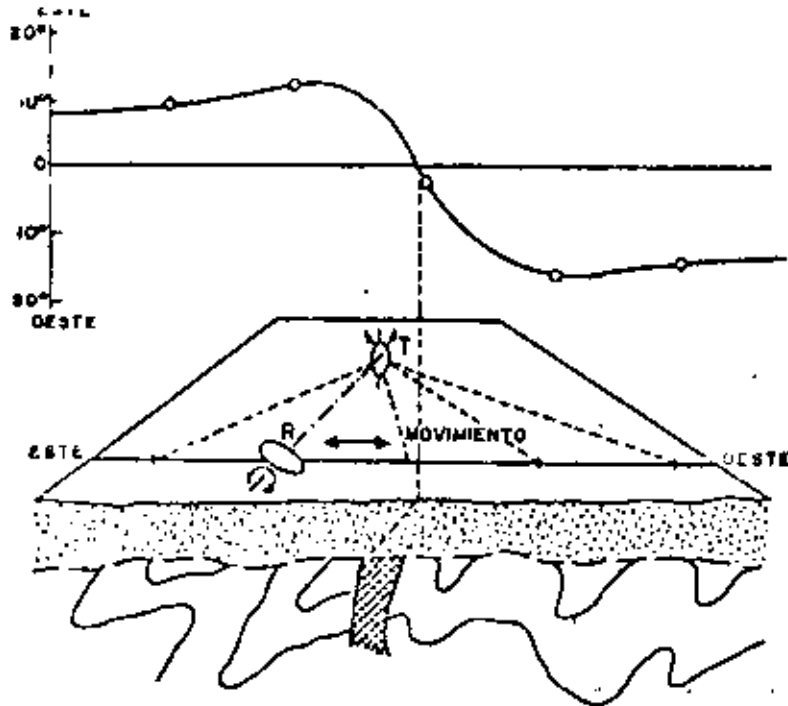
DETERMINACION DEL RUMBO Y BUZAMIENTO



1)

2)

Fig. 12.10



1) Respuesta típica

2) Trabajo de campo

Fig.-12.11
METODO DE LA ESTACION-FIJA

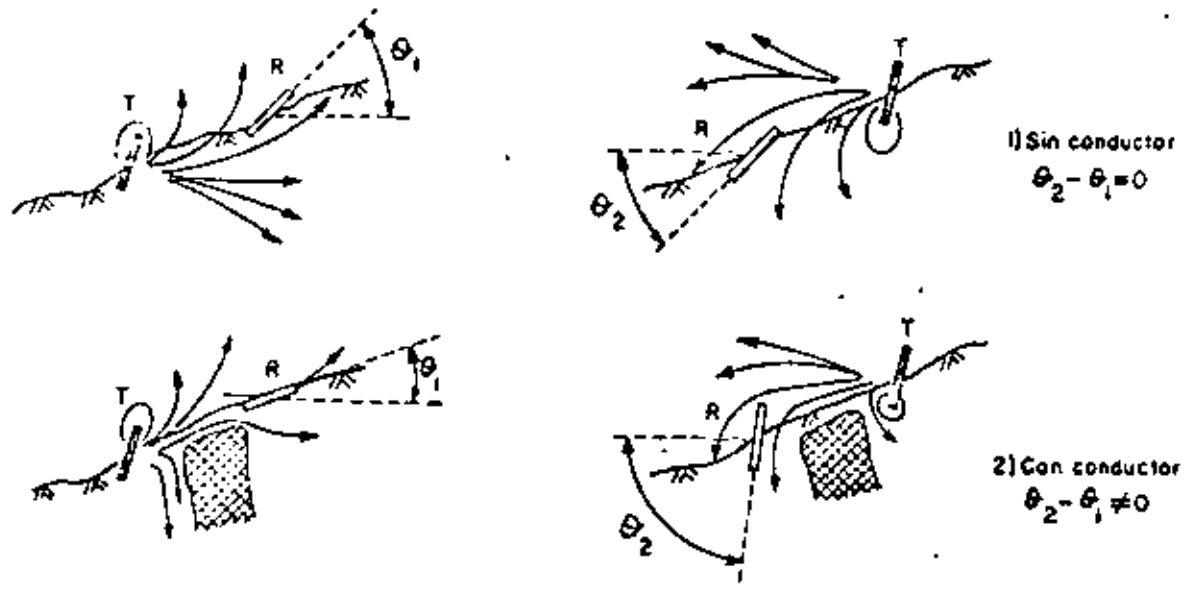


Fig.-12.12
METODO DE DOBLE MEDICION

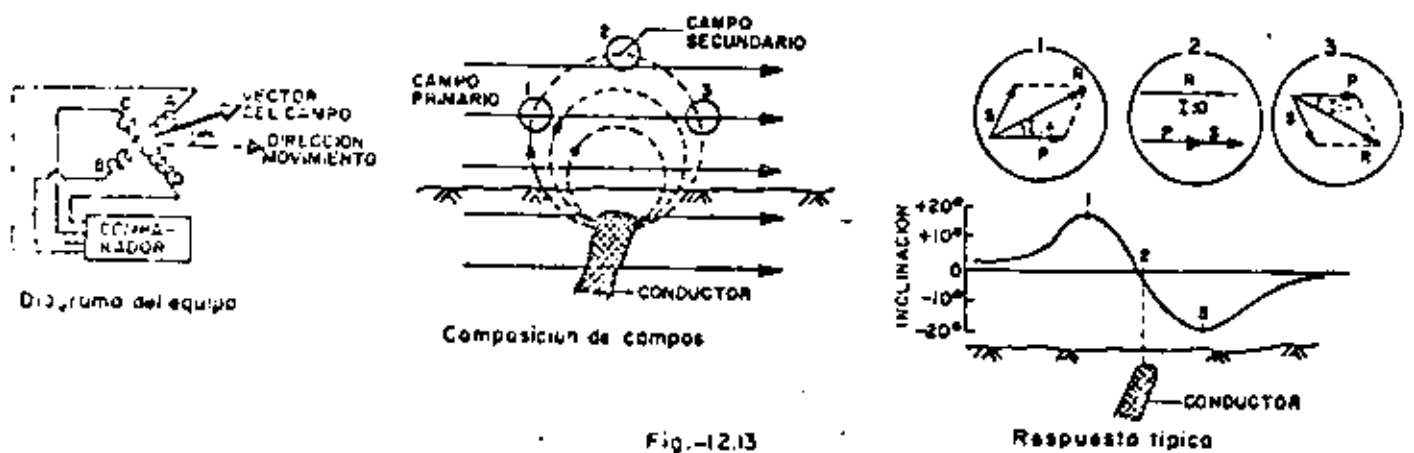


Fig.-12.13

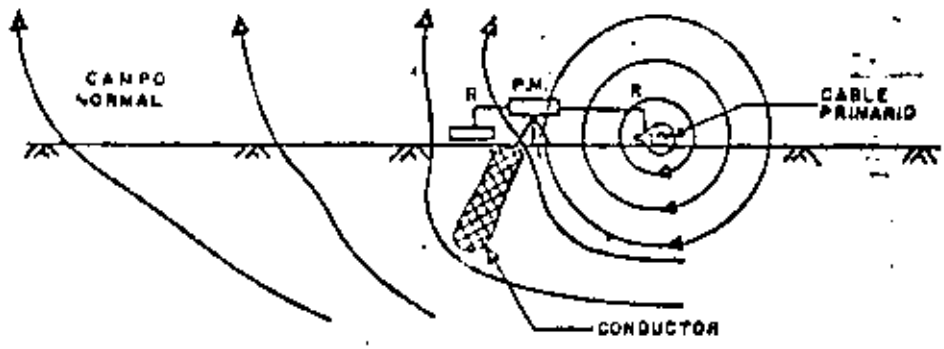
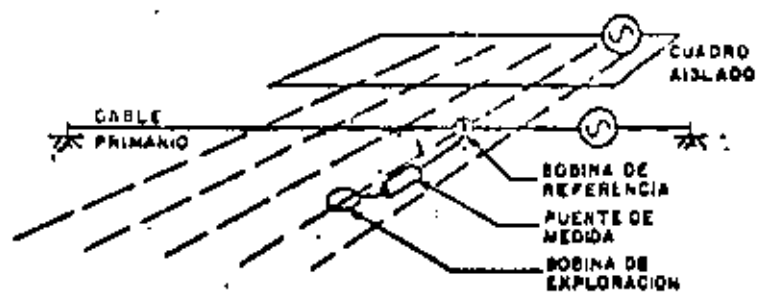


Fig.-12.15
METODO DEL COMPENSADOR

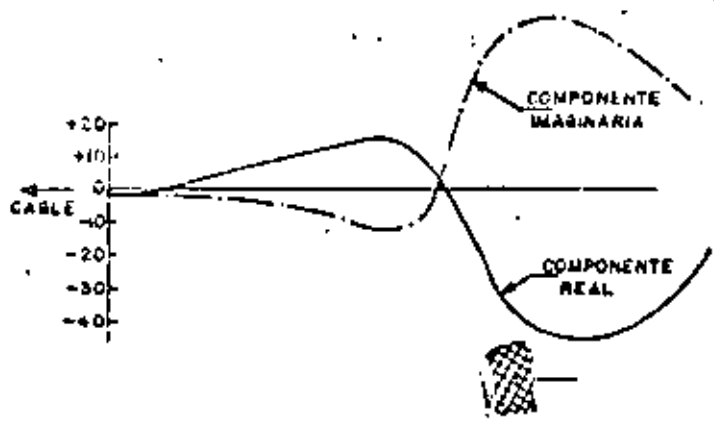


Fig.-12.16
COMPONENTES DE LA INTENSIDAD VERTICAL DE CAMPO
METODO DEL COMPENSADOR

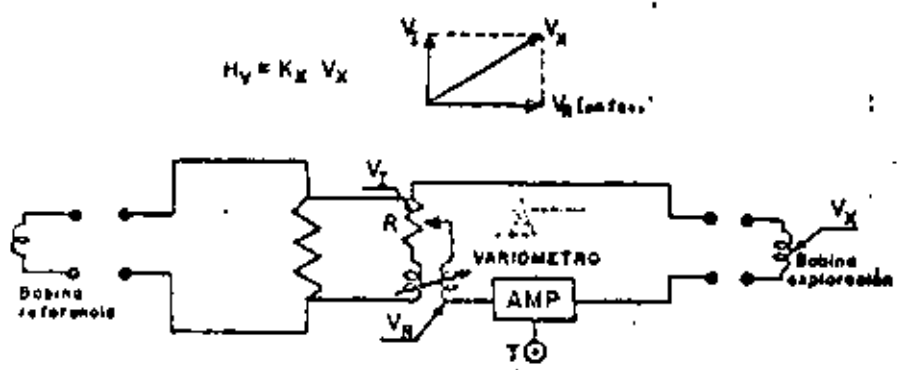


Fig.-12.17
PUENTE DE CORRIENTE ALTERNA

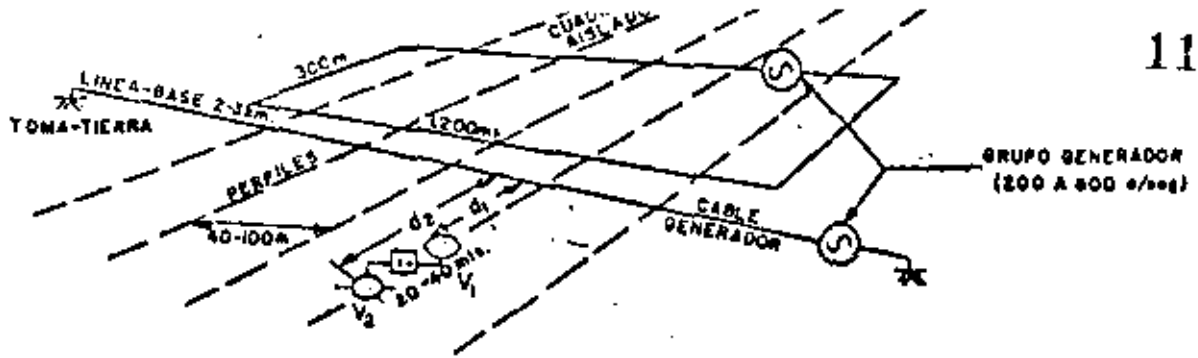


Fig.-12.18

METODO TURAM-DISPOSICION DE CAMPO

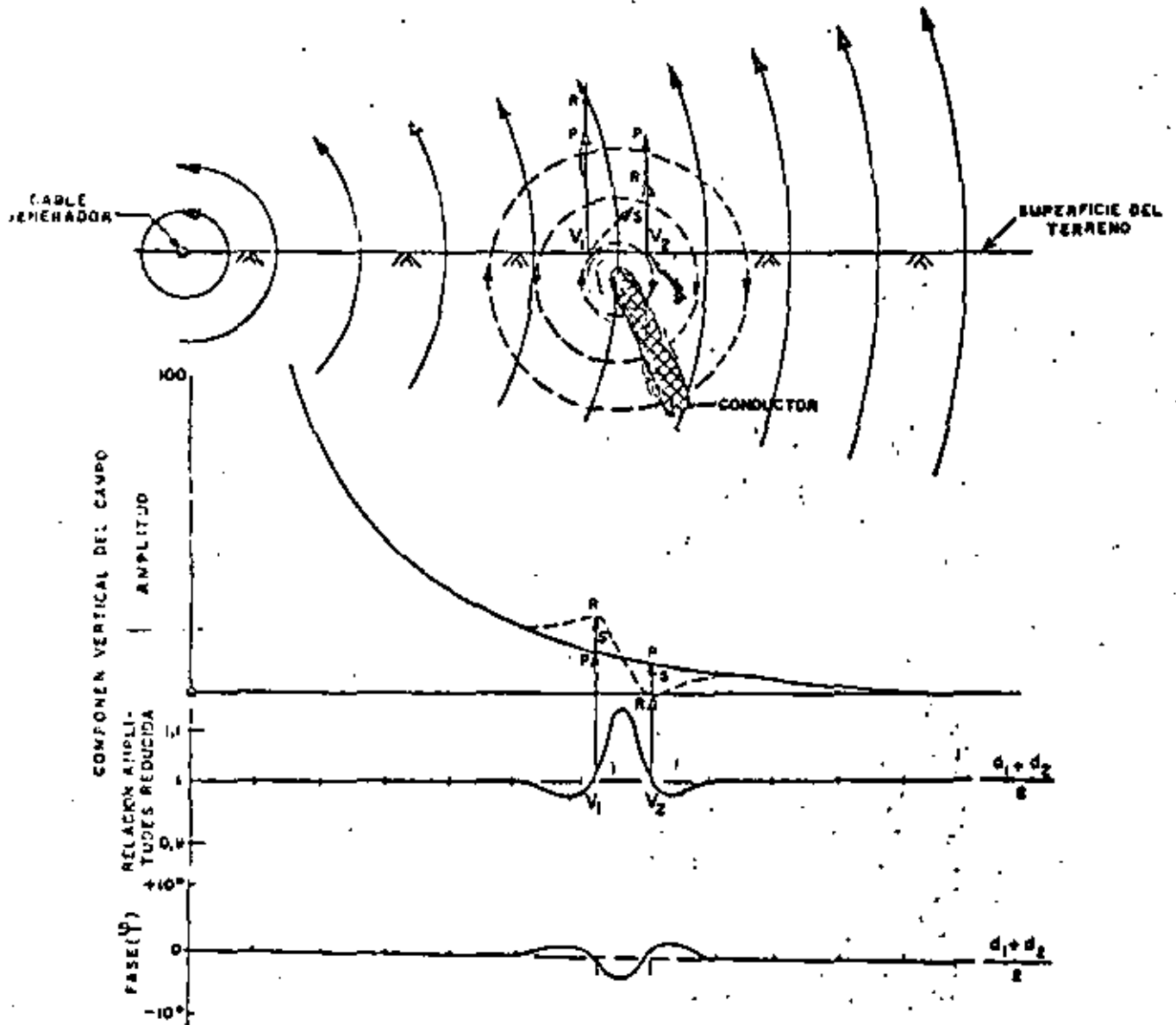


Fig.-12.19

DISTRIBUCION ESQUEMATICA DE LOS CAMPOS

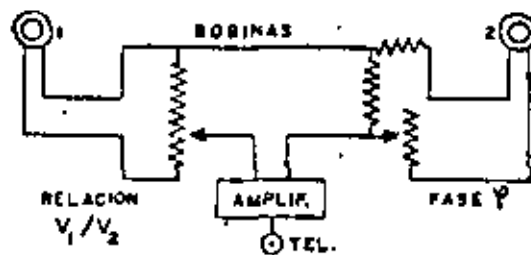


Fig.-12.20 INSTRUMENTO DE MEDICION

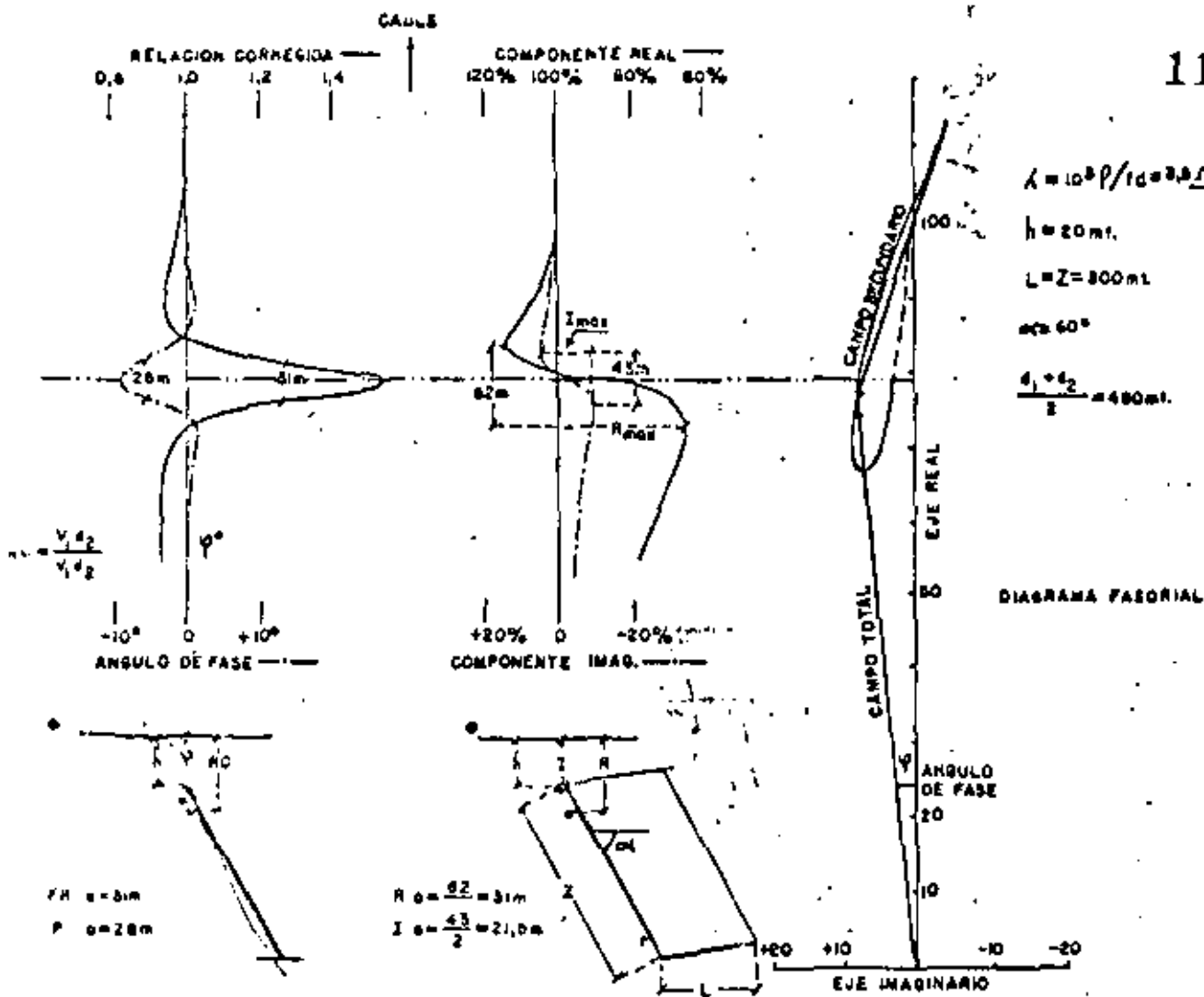


Fig.-12.21

METODO TURAM.-PLÓTEO DE LOS DATOS-LOCALIZACION Y PROFUNDIDAD DE LOS CONDUCTORES

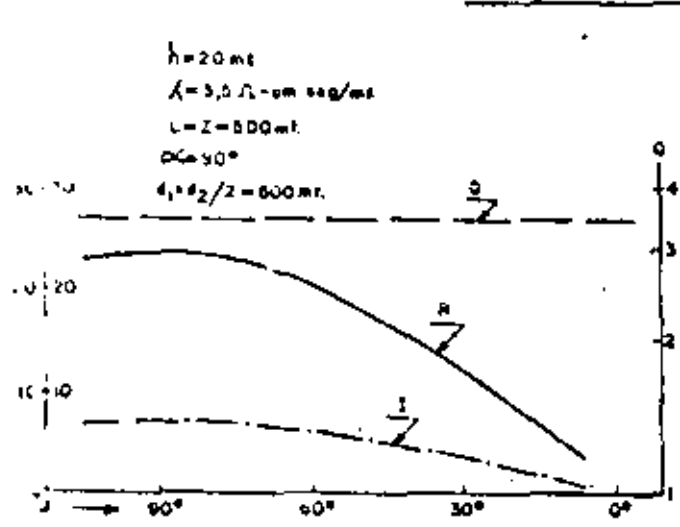


Fig.-12.22

VARIACION SEGUN EL ANGULO ENTRE EL PERFIL Y EL CONDUCTO

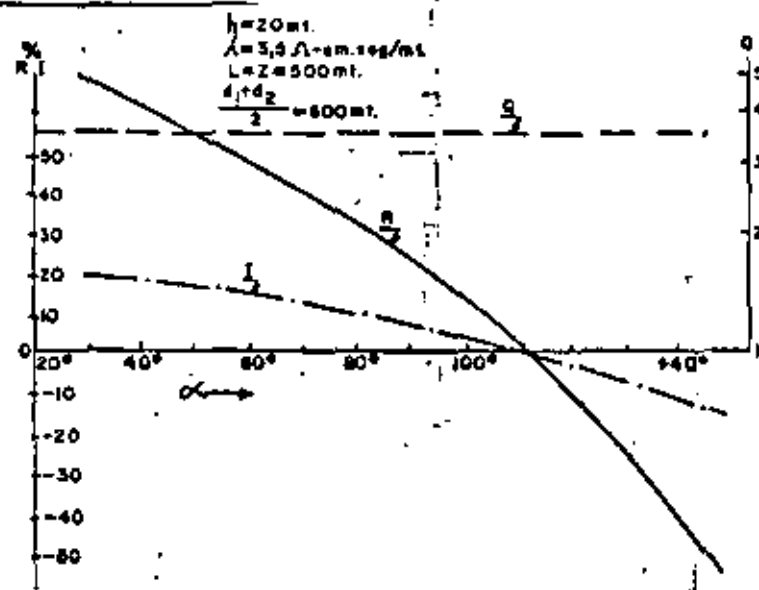


Fig.-12.23

VARIACION SEGUN EL BUZAMIENTO

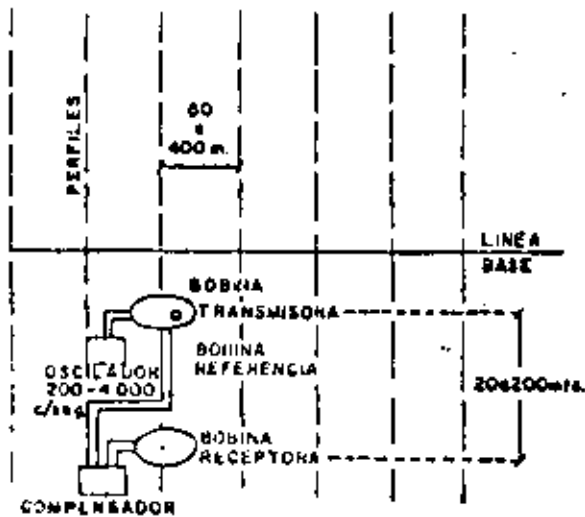


Fig.-12.24

**METODO DE DOS-BOBINAS
DISPOSICION DE CAMPO**



Fig.-12.25

RESPUESTA TYPICA

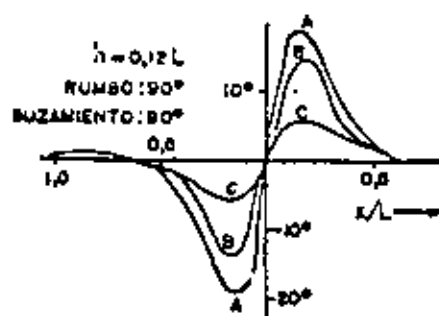
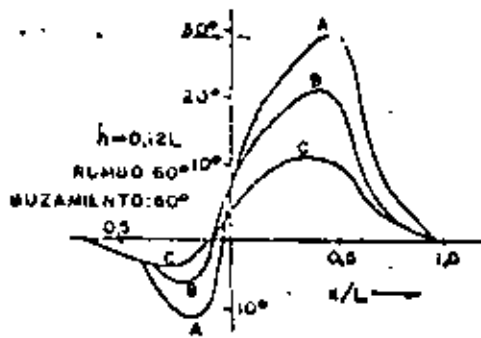


Fig.-12.26

CURVAS TIPO DE LA INCLINACION DEL CAMPO METODO DE LINEAS PARALELAS

- L: separación bobinas
- h: profundidad conductor
- x: distancia traza conductor a bobinas
- A: $p = \mu_w \rho / \rho = \infty$
- B: $p = 15$
- C: $p = 5$

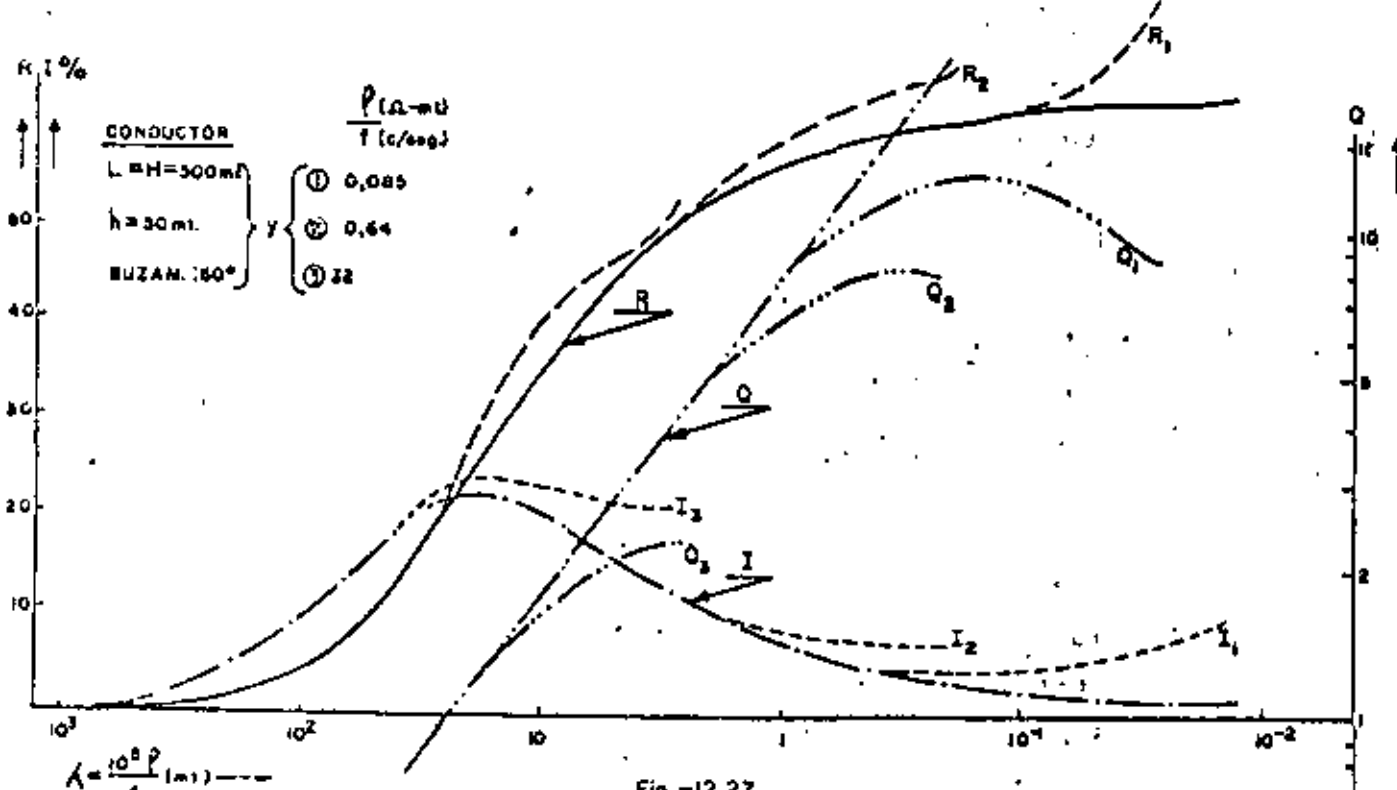


Fig.-12.27

RESPUESTA DE UNA LAMINA CONDUCTORA FINITA AL VARIAR EL PARAMETRO DE RESPUESTA (A) Y SUS CARACTERISTICAS ELECTRICAS (100P/1)



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

LOS METODOS ELECTRICOS EN LA EXPLORACION HIDROGEOLOGICA

Polarización Inducida

ABRIL, 1981.

POLARIZACION INDUCIDA.-

- Introducción

La Polarización Inducida (PI) es una técnica geofísica relativamente nueva que se ha empleado principalmente en la exploración de metales básicos y en segundo término a la búsqueda de agua subterránea. Aunque los hermanos Schlumberger, los grandes precursores de la exploración geofísica, habían reconocido el fenómeno de la Polarización Inducida, hace unos, 50 años, durante su trabajo original sobre auto-potencial, su popularidad como herramienta geofísica se origina hacia la mitad de la década de los años 50, como continuación de trabajos realizados entre 1948 y 1953. Una forma de polarización, el efecto de sobretensión, se ha conocido en el campo de la físico-química durante un período de tiempo todavía mayor.

Puede conseguirse un ejemplo de Polarización Inducida con un conjunto de resistividad normal de cuatro electrodos, y corriente continua, interrumpiendo bruscamente la corriente. La tensión entre los electrodos de potencial, por lo general, no baja a cero instantáneamente, sino que cae más bien lentamente, después de un gran descenso inicial desde el valor constante de partida. El tiempo de la caída lenta es del orden de segundos e incluso de minutos. Si se conecta la corriente otra vez, el potencial, de nuevo, tras un aumento inicial brusco, va aumentando durante un intervalo de tiempo similar hasta alcanzar la amplitud de partida de la corriente continua.

En un tipo de detector de PI la tensión de caída lenta se mide, en función del tiempo, de varias maneras; este método se denomina PI en el dominio del tiempo. Como el tiempo de restauración es también finito, resulta claro que la resistividad aparente (en realidad es una impedancia compleja) debe va-

riar con la frecuencia, disminuyendo al aumentar ésta. Así la medida de ρ_a para dos o más frecuencias de corriente alterna, generalmente de menos de 10 Hz constituye otro método de detección. A éste se le llama PI en el dominio de la frecuencia.

Superficialmente este tiempo de caída lenta y de restauración se parece al tiempo de descarga o de carga de un condensador de resistencia finita. Pero la curva de caída lenta no es exponencial como en el caso del circuito R-C, ni comienza en el potencial estático máximo. La figura 1 muestra la diferencia entre los fenómenos transitorios de PI y R-C.

Como el equipo que se emplea, aunque más complicado, es muy parecido al de resistividad, los aparatos de campo para PI y para resistividad son muy similares, y se acostumbra en cada estación a medir la resistividad además del efecto de PI. Sin embargo, la Polarización Inducida, como es de origen, fundamentalmente electroquímico, tiene más relación con la polarización espontánea que con la resistividad del bloque. Hay que considerar brevemente estos principios para comprender la PI.

ORIGEN DE LOS EFECTOS DE POLARIZACION INDUCIDA.-

- Generalidades

La curva de caída lenta de la Fig. 1 representa el

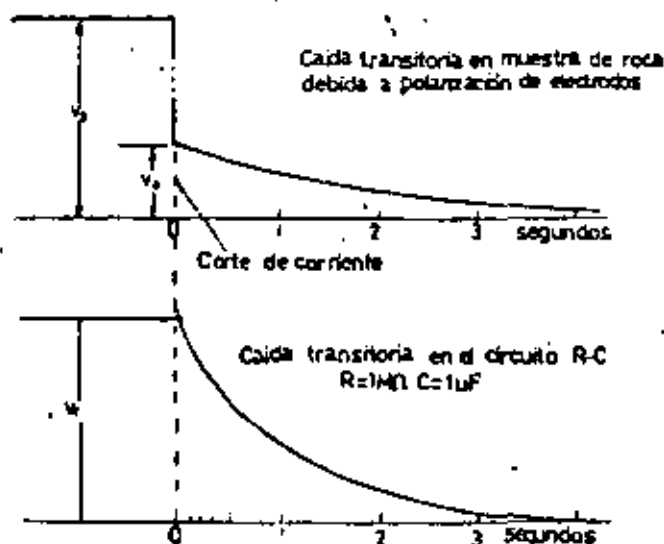


Fig 1 Comparación de las curvas de caída de PI y de R-C

retorno a un estado inicial subsiguiente a una perturbación de bida a la aplicación de corriente. Durante el tiempo de paso de la corriente inicial, parece que tuvo lugar algún almacenamiento de energía en el material. Aunque esta energía almacenada puede, teóricamente, estar en varias formas -y probablemente así ocurre- por ejemplo, mecánica, eléctrica y química, los estudios de laboratorio sobre polarización de varios tipos de rocas, han demostrado que la energía química es con mucho la más importante.

Este almacenamiento de energía química es el resultado de:

- a) Variaciones en la movilidad de los iones en los fluidos a través de la estructura de la roca.

b) Variaciones entre las conductividades iónica y electrónica cuando hay presencia de minerales metálicos.

El primero de estos efectos se conoce con el nombre de polarización de membrana o electrolítica, y constituye la base del llamado efecto de PI normal. Puede ocurrir en rocas que no contienen minerales metálicos. El segundo se conoce como polarización de electrodo o sobretensión. Es, en general, de mayor magnitud que la PI de trasfondo y depende de la presencia de minerales metálicos en la roca. Se pueden distinguir los dos efectos midiendo la PI. Además parecen ser independientes de la estructura atómica o molecular de las rocas y minerales, es decir que la PI es un macro-efecto.

- Polarización de membrana

La conducción electrolítica es el factor predominante en la mayoría de las rocas, y es la única forma de conducción cuando no hay presencia de minerales y la frecuencia es baja. De manera que una estructura de roca debe ser algo porosa para permitir el paso de corriente en ausencia de minerales metálicos. La mayoría de los minerales de las rocas tienen una carga neta negativa en la interfaz entre la superficie de la roca y el fluido de los poros. En consecuencia, esta interfaz atrae a los iones positivos y repele a los negativos; la concentración de iones positivos puede extenderse en la zona del fluido hasta una profundidad de unos 10^{-6} cm. Si este tamaño es del mismo orden que la anchura del poro mismo, los iones negativos se acumularán en un extremo de la zona y abandonarán el otro cuando se aplique a su través un potencial constante. Como consecuencia de esta distribución polarizada, el paso de corriente resulta impedido. Posteriormente al desconectar la tensión, los iones retornan a sus posiciones iniciales, empleando para ello un tiempo finito. La figura 2 muestra esta situación.

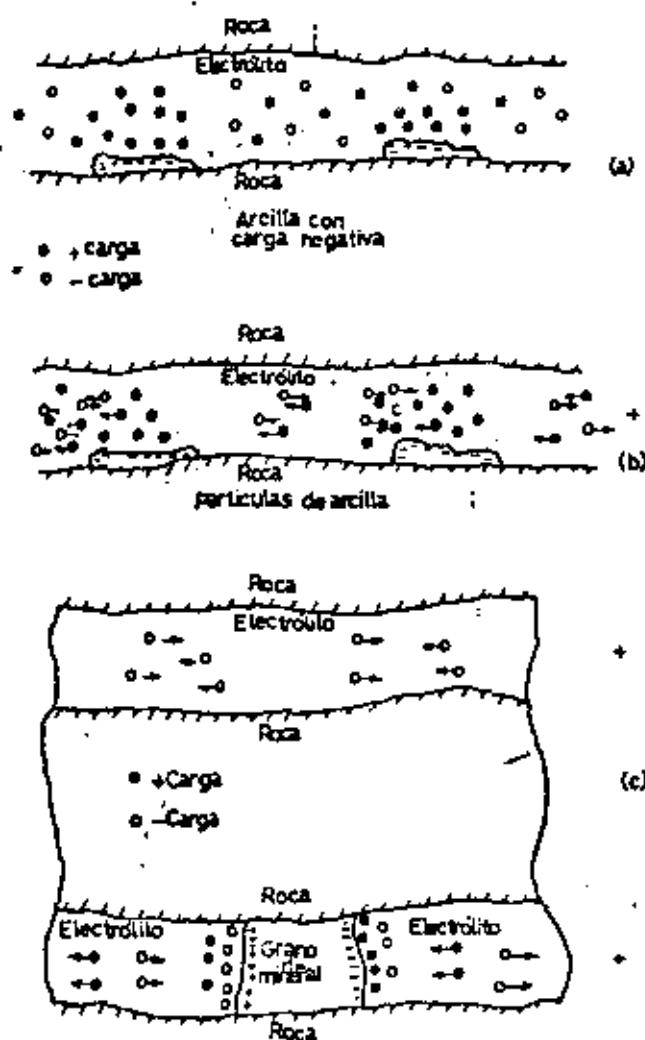


Fig. 7. Efectos de polarización de membrana y electrodos (a) Distribución normal iones en una arenisca porosa (b) polarización de membrana en una arenisca porosa debido a la aplicación de una tensión continua (c) desplazamiento electrolítico en el poro superior y polarización de electrodo en el poro inferior

El efecto de PI de membrana es más marcado en presencia de minerales arcillosos, en los cuales los poros son particularmente pequeños. Sin embargo, la magnitud de la polarización no crece continuamente con la concentración del mineral arcilloso, sino que alcanza un máximo y luego decrece. Esto se debe a la existencia de otro paso alternativo de mayor sección transversal en el material, en el cual no tiene lugar acumula-

ción de iones; en otro caso se reducen tanto la corriente total como la polarización. La concentración óptima varía con las distintas clases de arcilla, siendo baja en la montmorillonita y alta en la caolinita. Los esquistos con gran porcentaje de minerales metálicos, poseen una polarización relativamente baja. El efecto de membrana también decrece con la salinidad del fluido de los poros.

Como resultado de estos factores la polarización de membrana, en general, es máxima en rocas que contienen minerales arcillosos dispersos en la matriz en concentraciones más bien bajas ($\leq 10\%$) y en las que la salinidad del electrolito es baja.

Otras causas de polarización básica son los efectos normales dieléctricos y electrocinéticos, la presencia de minerales conductores en cantidades muy pequeñas y la posible conducción superficial en materiales normalmente no conductores. De éstas, la respuesta electrocinética debida a las variaciones en la sección transversal de los poros que afectan el movimiento del fluido, son probablemente más importantes que las restantes. Sin embargo, ninguna de estas causas es comparable en magnitud a la polarización de membrana.

La polarización básica general es aproximadamente la que puede esperarse en una roca con un contenido del uno al dos por ciento de minerales conductores, pero puede variar desde la décima parte de este valor hasta diez veces el mismo. Como no puede distinguirse de la polarización de electrodo, la básica constituye un nivel de ruido geológico que varía de un lugar a otro.

- Polarización de electrodo

Este tipo, similar en principio a la polarización de membrana, existe cuando hay presencia de minerales metálicos

en la roca, y el paso de corriente es en parte electrónico y en parte electrolítico. En la interfaz entre mineral y solución tiene lugar una reacción química.

Consideremos los dos pasos de poro representados en la sección de roca de la Fig. 2c. En el de arriba el paso de corriente es totalmente electrolítico. En el de abajo la presencia de un mineral metálico con cargas netas superficiales de signos opuestos en cada cara, originan una acumulación de iones en el electrolito adyacente a cada una de ellas. El efecto es electrolítico cuando la corriente pasa y tiene lugar el intercambio de un electrón entre el metal y los iones de la solución en la interfaz; en físico-química se conoce este efecto con el nombre de sobretensión.

Como la velocidad de paso de corriente es mucho más baja en el electrolito que en el metal, el apilado de iones se mantiene por la tensión externa. Cuando se interrumpe la corriente, el voltaje residual decae a medida que los iones retornan por difusión a su estado inicial de equilibrio.

Los minerales que son conductores electrónicos muestran polarización del electrodo. Entre ellos están casi todos los sulfuros (excepto la esfalerita y posiblemente el cinabrio y la estibnita), algunos óxidos como magnetita, ilmenita, pirolusita y casiterita, y -desgraciadamente- el grafito.

La magnitud de la polarización de electrodo depende, como es natural, del origen externo de tensión y también de diversas características del medio. Varía con la concentración de mineral, pero por tratarse de un fenómeno superficial debe ser mayor cuando el mineral está diseminado que cuando es masivo. En realidad la situación no es tan sencilla. El tamaño óptimo de partícula varía en cierto modo con la porosidad de la roca

matriz y su resistividad. El hecho de que la PI responde bien a la mineralización dispersa es una circunstancia muy atractiva, ya que otros métodos eléctricos no trabajan bien en tales circunstancias.

Para una concentración determinada, la polarización decrece con la porosidad de la roca, ya que existe un número mayor de caminos alternativos para la conducción electrolytica. Así habría que esperar un efecto mayor de PI en un sulfuro disperso en una roca ígnea densa que en una roca matriz porosa.

La polarización varía también con el contenido de fluido de la roca; de experimentos realizados con muestras se desprende que ocurre un máximo cuando aproximadamente el 75% del espacio de los poros está lleno de agua.

La sobretensión varía inversamente con la densidad de corriente hasta cierto punto; en una amplia gama de densidades de corriente el efecto de PI decrece con un factor de 2 a medida que la densidad de corriente aumenta diez veces. Por último, el efecto de PI decrece al aumentar la frecuencia de la causa (cuando se emplea una corriente alterna permanente de frecuencia variable en lugar de corriente continua interrumpida). Esto es cierto tanto en el caso de polarización por membrana como en el de polarización de electrodo, pero en este último caso el decrecimiento es quizá dos órdenes de magnitud mayor que en el primero.

- Circuitos eléctricos equivalentes

Es interesante reemplazar la estructura porosa de la roca, con o sin mineral y zonas de membrana, por un circuito eléctrico equivalente. En la Fig. 1 hemos explicado que un

círculo simplemente de capacidad y resistencia no explica el paso de corriente no en consecuencia el efecto PI. Los circuitos indicados en la Fig. 3 ofrecen una analogía mejor.

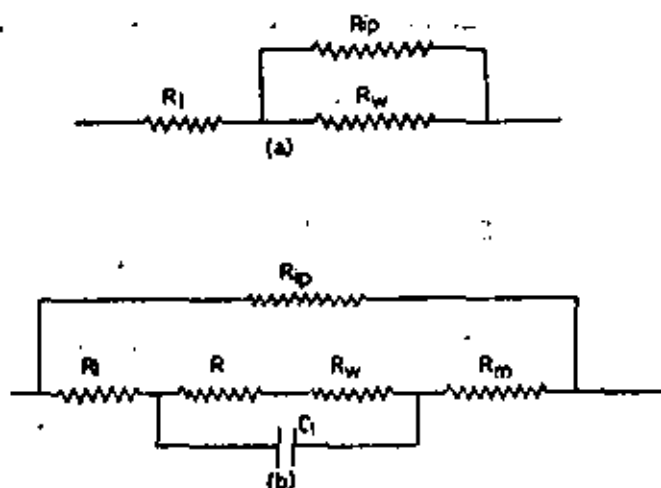


Fig. 3 Circuitos eléctricos equivalentes simuladores del efecto de la PI (a) Circuito equivalente a polarización de membrana (b) circuito equivalente a polarización de electrodo.

La Fig. 3 muestra un circuito equivalente a la polarización de membrana. R_i y R_{ip} representan la resistencia efectiva del fluido de los poros, refiriéndose la conexión en serie a los pasos normales no bloqueados, mientras que la conexión en paralelo R_{ip} simula la fuga de iones detrás de la zona de membrana. La última es en realidad una impedancia compleja, R_w , conocida como impedancia Warburg. Su magnitud varía inversamente con la raíz cuadrada de la frecuencia. Valores típicos para una arenisca arcillosa son:

$$R_i = 1000 \Omega \quad R_{ip} = 200 \Omega \quad R_w = 150(1+j)/\sqrt{f} \Omega/\text{cm}^2$$

El circuito equivalente a polarización de electrodo mostrado en la Fig. 3b es más complicado. Aquí tenemos un

componente adicional C_f , para simular una capacidad efectiva en la doble capa de iones positivos y negativos adyacente a la interfaz, así como R_m , una resistencia de la zona mineral, y una resistencia de reacción, R , que representa la reacción electroquímica. En este circuito el efecto de la frecuencia es más complejo. Por ejemplo, a frecuencias elevadas (≥ 1000 Hz) la reactancia de C_f es muy pequeña y la impedancia del circuito se debe principalmente a las resistencias en serie R_i y R_m . Por ello el sistema resulta independiente de la frecuencia. Esto ocurre también a muy bajas frecuencias ($\leq 0,01$ Hz), cuando C_f y R_w son prácticamente circuitos abiertos y la corriente en su totalidad debe pasar por otra parte, posiblemente electrolítica. En una gama intermedia (0,1 a 100 Hz) la impedancia varía con frecuencia.

La impedancia de Warburg para polarización de electrodo varía también según $f^{-1/2}$. Marshall y Madden (1959) encontraron que es proporcional a la concentración y que para varios tipos de electrodos (pirita, galena, magnetita, grafito, cobre, etc.) podía obtenerse aproximadamente en la gama de 100 a 0,01 Hz por la expresión:

$$R_w = 1,5 \times 10^3 \sqrt{f} \Omega/\text{cm}^2$$

No es necesario decir que estos circuitos están super-simplificados. A pesar de ello permiten visualizar el mecanismo de polarización.

MEDICIONES DE LA POLARIZACION INDUCIDA.-- Generalidades

Como ya se ha indicado, las mediciones de la PI pueden efectuarse en el dominio del tiempo o de la frecuencia. Las primeras se conocen como mediciones transitorias de impulso y las segundas como variaciones de frecuencia. A continuación se definen algunas expresiones de las mediciones empleadas en ambos métodos.

Mediciones en el dominio del tiempo

- a) Milivoltios por voltio (PI por ciento). La manera más sencilla de medir el efecto de PI con equipos de dominio en el tiempo es comparar la tensión residual $V(t)$ en un tiempo t después de la interrupción de corriente con el valor constante V_C durante el período de paso de corriente (véase Fig. 4a). No es posible medir el potencial en el momento de la interrupción debido a los grandes valores transitorios originados por el corte de corriente en el circuito. Por otro lado hay que medir $V(t)$ antes de que su valor caiga por debajo del nivel de ruido.

Como $V(t)$ es mucho menor que V_C , la relación $V(t)/V_C$ se expresa en milivoltios/voltio, o en tanto por ciento, $100 V(t)/V_C$, estando ambas tensiones en milivoltios. El intervalo de tiempo t puede variar entre 0,1 y 10 segundos.

- b) Integral de tiempo de caída. Los aparatos comerciales de PI generalmente miden el potencial integrado para un intervalo de tiempo definido de la caída transitoria, según indica la Fig. 4b. Si el tiempo de integración es muy corto, y si se muestrea la curva de caída en varios

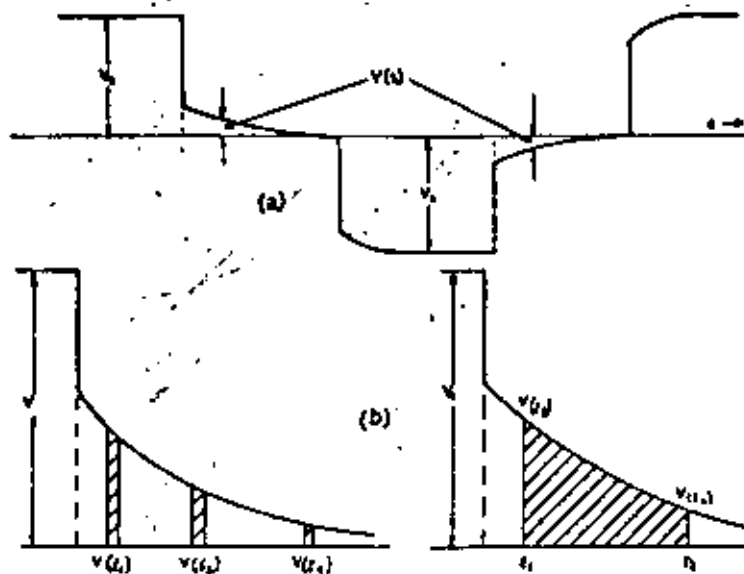


Fig 4 Diferentes mediciones del efecto de la PI para dominio del tiempo. (a) Comparación de $V(t)$ con V_c ; (b) integral $V(t)$ en un intervalo de tiempo

puntos, los valores de la integral son efectivamente la medida del potencial existente en varios momentos, es decir $V(t_1)$, $V(t_2)$, ... $V(t_n)$. Esto constituye una prolongación de las medidas de (a) pudiéndose también obtener la curva de caída.

c) Cargabilidad. Se define por:

$$M = \frac{1}{V_c} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt \quad (1)$$

y se emplea, por lo general, en mediciones de PI en el dominio del tiempo. Cuando $V(t)$ y V_c están en las mismas unidades, la cargabilidad viene expresada en milisegundos.

Mediciones en el dominio de la frecuencia

- a) Efecto de frecuencia. Para PI en dominio de frecuencia se mide la resistividad aparente para dos o más frecuencias. Se define corrientemente el efecto de frecuencia por:

$$EF = \frac{\rho_{cc} - \rho_{ca}}{\rho_{ca}} = \frac{\rho_{cc}}{\rho_{ca}} - 1 \quad (2a)$$

mientras que el porcentaje de efecto de frecuencia es:

$$PEF = 100 \frac{\rho_{cc} - \rho_{ca}}{\rho_{ca}} \quad (2b)$$

donde ρ_{cc} , ρ_{ca} son las resistividades aparentes para corriente continua y muy alta frecuencia. Según hemos visto antes en la Fig. 3b, ρ_{cc} viene determinada solamente por el camino alternativo R_{ip} , mientras que ρ_{ca} depende de R_{ip} en paralelo con R_i y R_m . De aquí que $\rho_{ca} < \rho_{cc}$. En la práctica las mediciones se efectúan para dos o más frecuencias en la gama 0,1 a 10 Hz, tomándose para ρ_{cc} el valor obtenido con la frecuencia más baja.

- b) Factor metálico. Hemos mencionado que el efecto de PI varía con la resistividad efectiva de la roca matriz, es decir, con el tipo de electrolito, temperatura, tamaño de los poros, etc. El parámetro de factor metálico sugerido inicialmente por Marshall y Madden (1959), actúa hasta cierto punto como corrector de esta variable. Es una modificación de la expresión (2a): -

$$FM = 2 \pi \times 10^5 (\rho_{cc} - \rho_{ca}) \frac{1}{\rho_{cc} \rho_{ca}} = 2 \pi \times 10^5 \frac{EF}{\rho_{cc}} \quad (3a)$$

Como se suele expresar frecuentemente, las resistividades aparentes en ohmios-pies (en realidad como $\rho_a/2\pi$ ohmios-pies) en los aparatos para PI de dominio de frecuencia, los valores del factor metálico puede tener como unidad mhos/ft, más bien que mhos/m. Así una forma más conveniente de la ecuación (3a) es:

$$FM = 10^5 EF \frac{1}{(\rho_a/2\pi)} = 10^3 PEF / (\rho_{ca}/2\pi) \quad (3b)$$

Relación entre las mediciones en los dominios del tiempo y de la frecuencia.

En teoría como ambos métodos de PI miden el mismo fenómeno, los resultados deberían ser los mismos; pero en la práctica la conversión de dominio del tiempo al de la frecuencia y viceversa son difíciles. La onda cuadrada empleada en PI de dominio de tiempo contiene todas las frecuencias, admitiendo que los frentes tienen pendiente infinita.

Seigel (en Wait, 1959) define la cargabilidad como:

$$M = \frac{\lim_{t \rightarrow \infty} V(t) - \lim_{t \rightarrow 0} V(t)}{\lim_{t \rightarrow \infty} V(t)}$$

Con la teoría de la transformada de Laplace puede demostrarse que:

$$\lim_{t \rightarrow \infty} V(t) = \int \rho_{ca} \quad \text{y} \quad \lim_{t \rightarrow 0} V(t) = \int \rho_{\infty}$$

donde ρ_{ca} es la resistividad aparente a muy alta frecuencia y \int es la densidad de corriente. En consecuencia, empleando la ecuación (2a) y admitiendo que $\rho_{ca} = \rho_{\infty}$, se puede

escribir para la cargabilidad.

$$M. \frac{P_{cc} - P_{ca}}{C_{cc}} = 1 - \frac{P_{ca}}{C_{cc}} = 1 - \frac{1}{1 + EF} = \frac{EF}{1 + EF} \approx EF \quad (4)$$

cuando $EF \ll 1$.

En situaciones reales esta sencilla relación no es válida, en parte porque no se dispone de un análisis teórico exacto del efecto de PI (es decir, las premisas básicas de ambos sistemas de medición son válidas sólo de manera aproximada), y en parte porque las mediciones no están hechas ni con corriente continua ni con muy altas frecuencias en ninguno de los sistemas de PI. Así, en general, no es posible convertir los resultados de ambos. Ha habido bastante controversia entre los fabricantes y utilizadores de los dos tipos de equipo respecto a sus ventajas respectivas; desde un punto de vista teórico, estas discusiones parecen superfluas.

- Investigaciones de laboratorio

Durante los últimos veinte años se ha trabajado considerablemente sobre la polarización de rocas y minerales, los efectos de la concentración electrolítica, la temperatura y la presión, las variaciones en la granulometría y en la concentración de los minerales, la densidad de corriente, y como es natural, sobre el tipo de mineral.

La figura 5 muestra diagramas orgánicos de los equipos de ensayos transitorios de pulso, y de frecuencia variable.

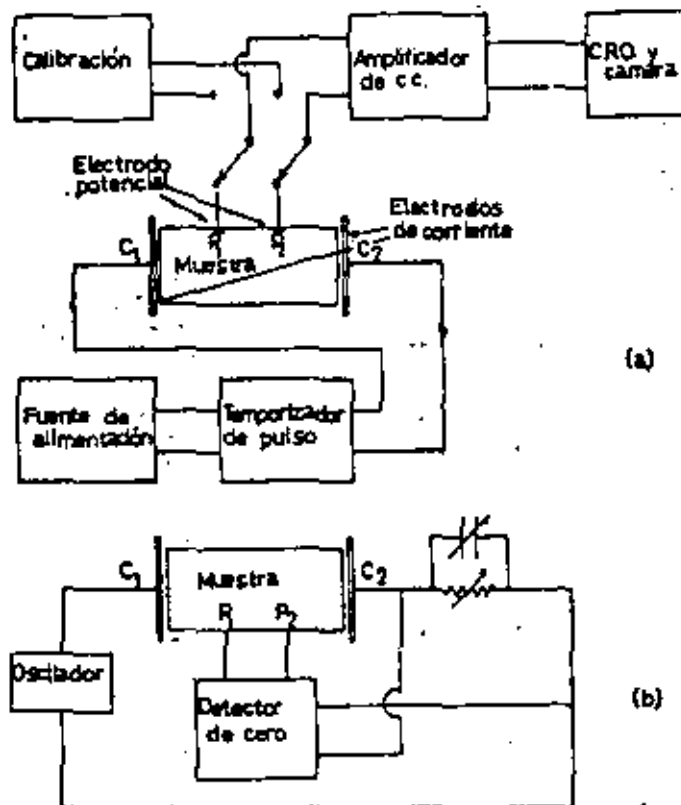


Fig 1 Equipos de laboratorio para mediciones de la PI. (a) Equipo de ensayo transitorio de pulso (Segun Coilet en Valt 1959). (b) equipo de ensayo de frecuencia variable

Normalmente la corriente, la longitud de pulso y el intervalo de caída, pueden variar de forma continua. En el método de frecuencia variable, el oscilador trabaja algunas veces a frecuencias fijas dentro de la gama 0,1 a 10 Hz en múltiplos de tres; pero en otros casos puede variar también de manera continua.

Es importante que la impedancia de entrada del detector conectado entre los electrodos de potencial sea muy alta ($\geq 10 \Omega$) en comparación con la impedancia entre P_1 y P_2 . Además la impedancia C_1-C_2 no debe ser exageradamente alta ($\leq 500 \Omega$).

Pueden medirse muestras artificiales o de campo cortadas al tamaño adecuado. El mayor problema con las muestras es la conexión de los electrodos. Algunas veces se cubren con grafito los discos de los electrodos de corriente, mientras que los contactos de potencial se hacen con anillos de alambre de cobre, sumergidos a veces en una mezcla de gelatina y SO_4Cu para mantener la estabilidad.

Pueden conseguirse muestras preparadas combinando partículas minerales de la concentración y tamaño requeridos en una matriz de roca no mineralizada o en cemento, y sumergiendo el conjunto en un tubo de lucita que contenga electrolito del tipo y concentración deseados ($ClNa$, SO_4Cu , etc.). Las muestras de roca maciza hay que llenarlas, por lo general, de electrolito a presión y mantenerlas debajo del agua hasta la realización del ensayo.

La figura 6 representa curvas típicas de caída y variaciones conductividad-frecuencia de varias muestras minerales, todas de la misma concentración y tamaño de grano, en el mismo electrolito. La característica más llamativa de las curvas de caída es la gran variación para los diferentes minerales. Las curvas en algunos casos son aproximadamente lineales con respecto a $\log.t$. También es evidente que el grafito posee una gran respuesta a la PI. Las curvas de variación de frecuencia están normalizadas con respecto a la conductividad a 10 Hz.

Otras medidas de laboratorio en los que se varían sistemáticamente otros parámetros condujeron a las conclusiones siguientes:

- 1) En muestras no mineralizadas de andesita, a medida que se aumenta la concentración, la respuesta de PI crece hasta un máximo y después vuelve a descender. Cuando se aumen

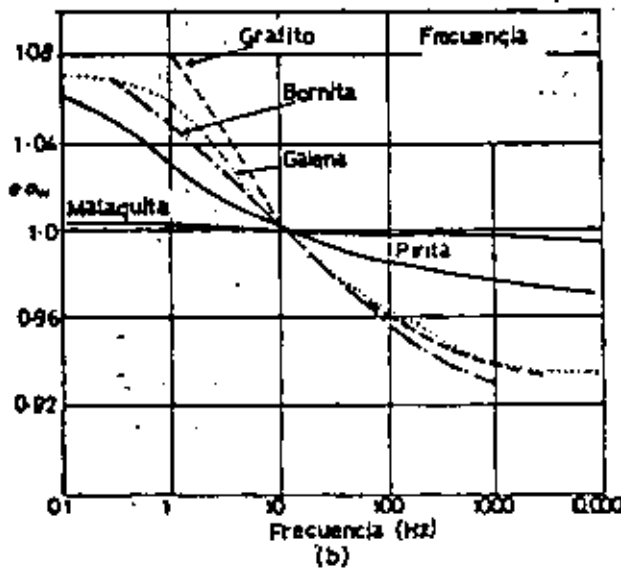
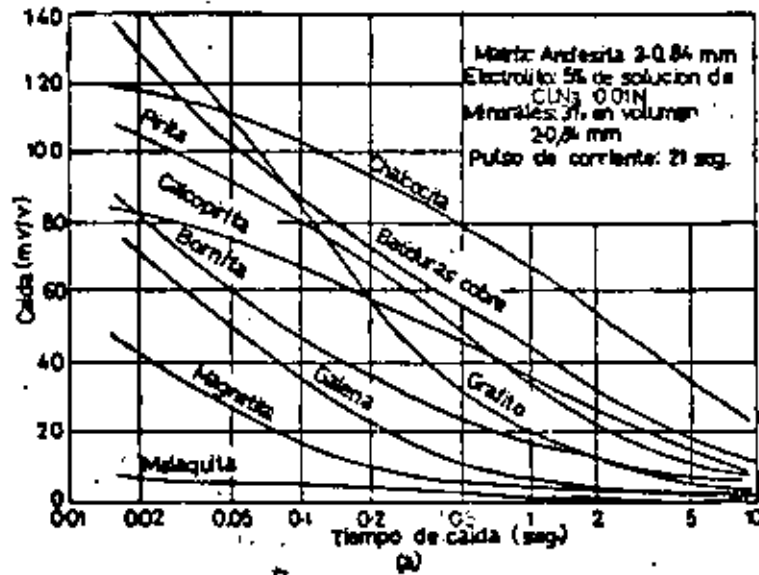


Fig. Medidas de la PI en muestra de laboratorio (Segun Colett en Wait 1959). (a) Curvas de caída transitoria para varios minerales; (b) características de frecuencia de varios minerales

ta la concentración de ClNa en un electrolito del 5% la respuesta aumenta. De manera semejante la respuesta es aproximadamente proporcional a la temperatura.

- 2) En muestras mineralizadas de andesita (2% de pirita) la respuesta decrece tanto con la cantidad y concentración del electrolito como al aumentar la temperatura. Cuando se varía el tamaño de las partículas, manteniendo constante el volumen relativo de pirita, la respuesta máxima suele descender a medida que las partículas son mayores, para tiempos iniciales de caída de 0,003 segundos o menos. Como resultado, la respuesta para un tamaño de partícula

dado, alcanza un máximo para algún tiempo fijo de la curva de caída. Por último la respuesta aumenta con la concentración del mineral; por lo menos en el margen de 1 a 30% del volumen total.

Las medidas de laboratorio con pocas excepciones, se han desarrollado con densidades de corriente mucho mayores que las utilizadas en el trabajo de campo. Como el efecto de PI decrece al aumentar la densidad de corriente, no es posible extrapolar las mediciones de laboratorio para predecir los resultados de campo.

- Ejemplos de respuesta de PI

A pesar de que el carácter de las curvas de caída no pone de manifiesto el tipo y grado de mineralización, las tablas siguientes pueden ser de alguna utilidad en una cruda estimación de los resultados de campo. La tabla 1 incluye diversos minerales con una concentración en volumen del 1%, así como su respuesta de PI. La duración de la onda cuadrada de corriente fue de 3 segundos y se integró la caída durante un segundo.

La tabla 2 muestra la respuesta de diversas rocas mineralizadas y estériles. En este caso, el tiempo de carga es largo (cerca de un minuto), y se integró por completo la curva de caída (excluyendo la zona transitoria inicial y la zona final de ruido).

Estos valores parecen altos comparados con las mediciones de campo, y en realidad lo son, ya que no se acostumbra a emplear ciclos de tanta duración ni a integrar la curva de caída completa. Sin embargo, sirve para ilustrar la variación entre las distintas causas

de PI.

La tabla 3 muestra más valores de cargabilidad, para varios materiales. El tiempo de carga fue de 3 segundos y el tiempo de integración de 0,02 a 1 segundo de la curva de caída.

La tabla 4 incluye factores metálicos típicos para diversas rocas ígneas y metamórficas.

Es evidente, debido al considerable solape de valores, que no es posible distinguir entre rocas pobremente mineralizadas y varios tipos estériles como tobas y arcillas.

TRABAJOS DE CAMPO DE PI.-

- Generalidades

Como se ha mencionado anteriormente, los equipos y procedimientos de campo para polarización inducida son muy similares a los utilizados al explorar resistividades. Esto trae como consecuencia una exploración combinada de resistividad y PI; midiendo a veces también la polarización espontánea.

El equipo es bastante complicado y voluminoso. De los métodos empleados corrientemente para explorar el terreno (excluyendo los sísmicos) es el más costoso, pudiéndose comparar aproximadamente al gravimétrico en costo mensual. El trabajo de campo es lento en comparación con los métodos magnéticos, electromagnéticos y de polarización espontánea.

- Equipos de campo

- a) Equipo de dominio de tiempo. La figura 7a) representa el diagrama orgánico de un aparato normal para PI de este tipo. El ciclo es de intervalo variable, pero la corriente circula durante por lo menos un segundo, siendo el tiempo de desconexión aproximadamente la mitad o menos. Un ciclo típico es de 1,5 segundos conectado y 0,5 segundos desconectado. A veces se emplean círculos mucho más largos, hasta de un minuto. Son necesarios relés de vacío para las grandes corrientes de conexión. El aparato H.T. incluye una carga de espera, para tomar la corriente de salida durante el tiempo

de desconexión, capaz de absorber la potencia máxima del transmisor.

El accionamiento primario lo produce un motor de gasolina acoplado a un generador, normalmente de 400 Hz a 110 ó 208 V., monofásico o trifásico con potencias que varían de 1kVA como mínimo a 10 kVA (por lo menos existe un aparato de baja potencia portátil y cómodo que trabaja con baterías, pero tiene un campo de aplicación limitado).

El suministro de corriente continua se efectúa con un rectificador y un filtro con tensión de salida de 300 V a 5 kV, y una intensidad máxima de 10A en los aparatos grandes. La regulación de corriente se mantiene en $\pm 2\%$ o todavía mejor. Además están provistos de corta-circuitos para proteger al grupo cuando ocurren variaciones excesivas de la carga. La gran necesidad de potencia exige equipos pesados; el peso de un grupo generador y de alta tensión, varía entre 150 y 750 lbs (68 y 340 kgs) para los diferentes modelos.

El circuito temporizador controla el ciclo de conexión y desconexión a nivel bajo de potencia y también conecta el receptor para recibir la tensión constante V_c (véase ecuación 1) así como la tensión transitoria durante un intervalo seleccionado de la curva de caída. La integración del voltaje de caída $V(t)$ se realiza electrónicamente a lo largo del intervalo de la curva escogido.

En la mayoría de los aparatos PI de este tipo, las mediciones se efectúan poniendo a cero un medidor con un

circuito calibrado de compensación. A continuación se obtienen las lecturas, una para V_c y la otra para la integral de V_c . En un modelo más reciente se equilibra V_c y se obtiene directamente la lectura de la carga-bilidad.

Es necesario eliminar cualquier auto-potencial que exista entre los electrodos de potencial. Esto se hacía antes a mano, pero en los últimos modelos se consigue semi-automáticamente. Las corrientes telúricas resultan más inconvenientes porque originan potenciales erráticos. En los receptores de dominio de tiempo se reduce el efecto telúrico promediando las lecturas de varios ciclos de caída.

b) Equipo de dominio de frecuencia. La figura 7b) muestr

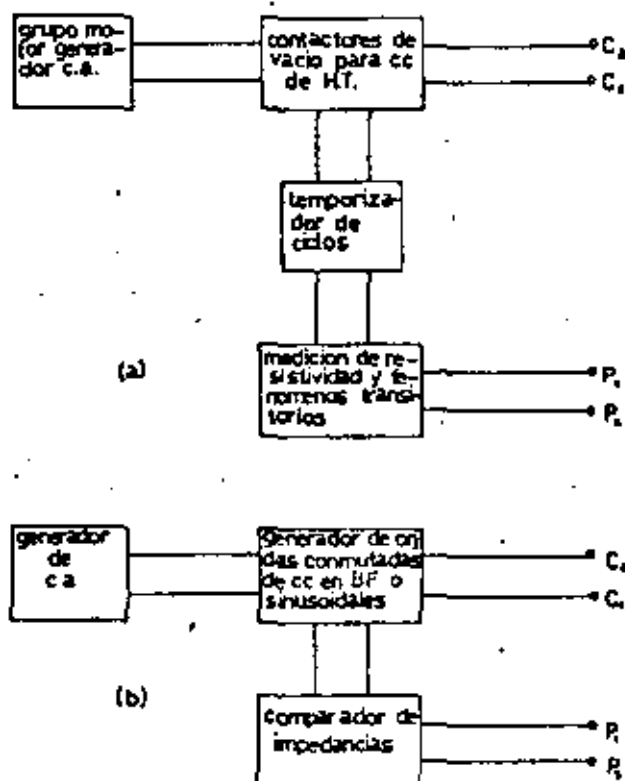


Fig 7 Diagrama orgánico de aparatos de campo para PI. (a) Equipo para dominio de tiempo, (b) equipo para dominio de frecuencia.

un diagrama orgánico de un aparato para PI de frecuencia variable. Del diagrama se deduce que parece mucho más sencillo que el aparato transitorio de pulso, a pesar de que el precio es aproximadamente igual. La potencia del generador para los diversos aparatos varía de 500 W. a 5 kW.

El transmisor dispone de dos, y a veces de varias frecuencias discretas en la gama 0,1 a 10 Hz. Un aparato de campo típico trabaja a 0,3 y 5 Hz., así como con corriente continua.

De ordinario se mide directamente la resistividad aparente en un puente equilibrado o en un potenciómetro del receptor. Son necesarios filtros de paso de banda aguda en el receptor cuando se emplea corriente alterna de onda cuadrada en el transmisor. Puede reducirse con éxito el ruido telúrico con un filtro de paso alto, particularmente si la frecuencia más baja del transmisor no es inferior a 0,3 Hz.

Sería interesante hacer un aparato de PI de frecuencia variable muy barato y sencillo empleando corriente continua y corriente alterna de 60 Hz, ya que bastaría un generador normal de 60 Hz y un rectificador. Por desgracia el acoplamiento electromagnético entre los circuitos de potencial y de corriente (especialmente con grandes separaciones entre electrodos que exigirían cableados de gran longitud) puede introducir variaciones falsas en la resistividad aparente a la frecuencia de 60 Hz. El Efecto del acoplamiento electromagnético se discutirá más adelante.

c) Electrodos y cables. Los electrodos ordinarios suelen ser picas de metal como en los trabajos de resistividad. En algunos casos es preciso emplear lámina de aluminio en agujeros planos. También puede ser necesario mojar los electrodos con agua salada para conseguir un contacto adecuado a las relativamente altas corrientes deseadas. A menudo, se usan recipientes porosos para los electrodos de potencial debido al empleo de corrientes de muy baja frecuencia.

Los alambres conductores deben ser capaces de resistir voltajes muy elevados, del orden de 5-10 kV.

- Procedimientos de campo

Como el sistema de electrodos de PI es idéntico al de resistividad, teóricamente se puede emplear cualquier dispositivo de campo conocido. En la práctica los tres dispositivos de PI más frecuentemente utilizados son el dispositivo Schlumberger o de gradiente, el polo-dipolo en el que un electrodo de corriente se separa a gran distancia, y el dipolo doble, con un valor de n más bien pequeño.

Las dos últimas configuraciones aparecen representadas en la Fig. 8. Empleando las dimensiones de las ecua

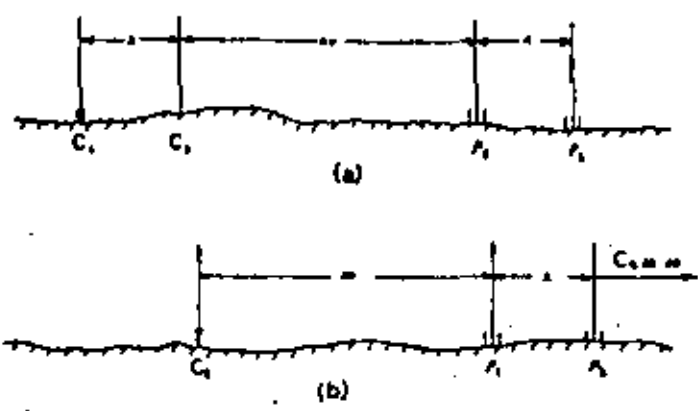


Fig 8 Espacios típicos de la PI. (a) Espaciado de dipolo doble; (b) espaciado de polo-dipolo.

ciones correspondientes, las resistividades aparentes para estos dos, espaciados sobre terreno homogéneo son:

$$\text{Dipolo doble: } \rho_a = \pi n(n+1)(n+2) \times \Delta V/I \quad (5)$$

$$\text{Polo-dipolo: } \rho_a = 2\pi n(n+1) \times \Delta V/I \quad (6)$$

Los valores de n van desde uno a diez, aunque seis suele ser el límite superior corriente. La separación entre electrodos puede ser tan pequeña como 10 pies (3,05 mts.) y tan grande como 1000 pies (305 mts.). Para reducir el trabajo de tener que mover los electrodos de corriente, y, en particular, el pesado transmisor, se sitúan a veces varios pares de electrodos de corriente en lugares adecuados conectados mediante alambres a un transmisor fijo, que se conecta de unos a otros.

Los resultados se representan normalmente en el centro del espaciado (o en el medio de C,P, en el caso del polo-dipolo), si bien en algunas ocasiones se considera que el punto medio del par de corriente, o bien del par de potencial es la situación de la estación.

Las separaciones más grandes entre electrodos son principalmente para reconocimiento, si bien, como en el caso de la resistividad, la profundidad de penetración está controlada en parte por la separación. Frecuentemente se atraviesa varias veces la misma línea con diferentes espaciados, por ejemplo $x = 100$ ó 200 pies (30,5 ó 61 mts.) y $n = 1, 2, 3, 4$, etc.; haciendo lo cual se obtiene una combinación de perfilado lateral y de sondeo en profundidad.

Como se ha indicado anteriormente, las resistencias aparentes se obtienen también en cada estación. Puede además registrarse el auto-potencial anotando el potencial requerido para eliminarlo antes de conectar la corriente.

- Causas de ruidos

- a) Generalidades. Además de la polarización espontánea, que es fácil de compensar, otras causas de ruidos de fondo son las corrientes telúricas, los acoplamientos capacitivo y electromagnético y el efecto general de PI de las rocas estériles. La reducción del ruido telúrico ya fue mencionado.
- b) Acoplamiento capacitivo. Puede tener lugar entre electrodos de corriente y cables de potencial o viceversa, como resultado de corrientes de fuga, o por escapes entre alambres de corriente y de potencial. El efecto capacitivo es por lo común suficientemente pequeño como para poder despreciarlo, a menos que el aislamiento de los alambres sea defectuoso o que los alambres estén demasiado cerca de electrodos distintos de los propios. Operando en pozo sobre PI, donde los cables están yustapuestos, es necesario emplear alambre blindado.
- c) Acoplamiento electromagnético. Este efecto es extremadamente inconveniente. Resulta de la inductancia mutua entre cables de corriente y de potencial, tanto directamente como a través del terreno circundante. El efecto electromagnético puede ser grande cuando se emplean cableados largos o frecuencias elevadas. Los

conjuntos de dipolo doble y polo-dipolo se emplean para reducir el acoplamiento debido a alambres largos, manteniendo normalmente las frecuencias por debajo de 10 Hz.

Es posible calcular de manera aproximada el acoplamiento entre dos cables en presencia de terreno homogéneo. Las variaciones de resistividad en el plano vertical influyen considerablemente en el efecto electromagnético. Madden y Cantwell dan una regla sencilla para limitar la frecuencia o la distancia entre electrodos para un dispositivo determinado, al objeto de mantener en el fondo al efecto electromagnético. Para conjuntos de electrodos de doble dipolo la expresión es:

$$nx \sqrt{f/\rho} < 200 \quad (7a)$$

en equipos de frecuencia variable, estando x expresado en metros, y ρ en ohm-metros. Para mediciones de dominio de tiempo el límite es:

$$t < 2\pi/f \quad (7b)$$

donde

$$f \approx 10^4 \rho / (nx)^2$$

La tabla 5 muestra los espaciados máximos admisibles en mediciones de dominio de frecuencia para dipolo doble, con varias frecuencias y resistividades del terreno.

Cuando se emplean espaciados de polo-dipolo la situación es algo mejor (se pueden emplear espaciados mayores), mientras que para el dispositivo Schlumberger o el de gradiente el valor máximo de \underline{nx} se reduce a la mitad.

INTERPRETACION.-

- Métodos de representación gráfica

La presentación de los resultados de PI se efectúa, a veces, mediante simples perfiles, en los cuales la cargabilidad (milisegundos), el factor metálico o el efecto de frecuencia en tanto por ciento se anotan como ordenadas y la situación de la estación se anota en el eje horizontal. La Figura 9 presenta perfiles de este tipo.

Los perfiles de la Fig. 9a) muestran la misma anomalía de PI, tanto en dominios de tiempo como de frecuencia. Hay poca diferencia entre las representaciones del efecto de frecuencia y del factor metálico, siendo el perfil de la cargabilidad bastante similar. Sin embargo, los perfiles de resistividad son muy diferentes para ambos métodos. Esto se debe, probablemente, al hecho de que para la PI de frecuencia variable se empleó un dispositivo de dipolo doble, mientras que para el sistema de pulso se utilizó un polo-dipolo. Estos perfiles se tomaron de la línea 29 + 00 sobre la representación de contornos de la Fig. 10, que es una forma de presentación utilizada en algunas ocasiones. En este ejemplo los dos métodos parecen ofrecer resultados similares.

La Fig. 9b) muestra un perfil de frecuencia variable relativo a un sulfuro masivo cubierto por unos 80 pies (24 m.) de sobrecarga (labores glaciales), que era un conductor relativamente bueno. En ausencia de

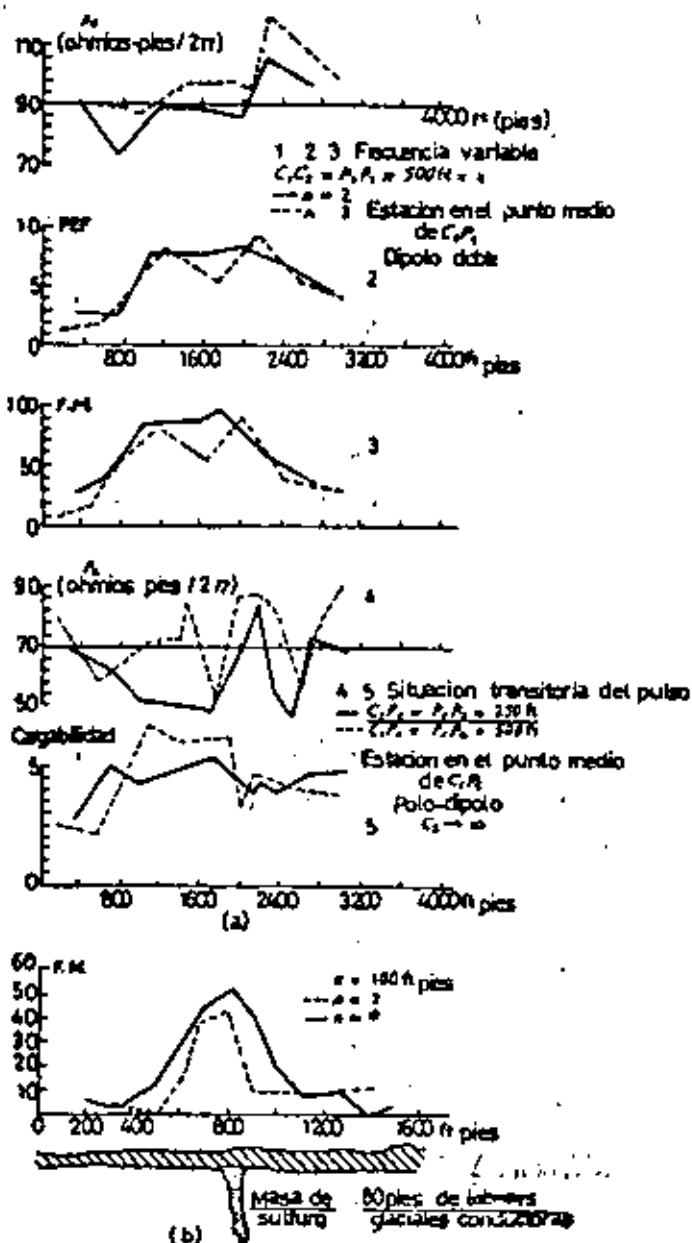
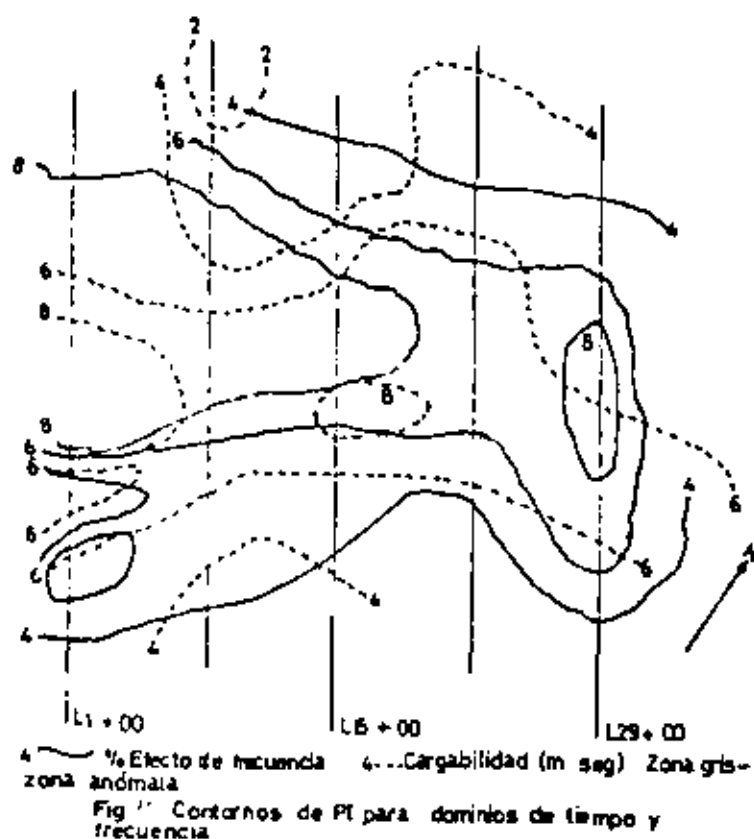


Fig 9 Presentación de los resultados de la PI (a) Comparación de la PI para dominios de tiempo y frecuencia (b) PI de frecuencia variable sobre sépticos masivos.

esta cubierta, es de suponer que la respuesta sería mucho mayor. También cabe destacar que la mayor separación del dipolo resultó en una respuesta ligeramente mayor.



Un método alternativo de presentación que se utilizó para anotar los valores de la PI en un ejemplo sobre los efectos del espaciado variable de electrodo, fué desarrollado inicialmente por Madden, Cantwell y Hallof (veáse Marshall y Madden , 1959). Se muestra en la Fig. 11 para el depósito de sulfuros de la Fig. 9b). Se anotan los valores del efecto de frecuencia y de la resistividad aparente para cada estación sobre una sección vertical en los puntos de intersección de líneas a 45° trazadas desde la línea base o superficie, empezando en los puntos medios de los electrodos de corriente y de potencial (dispositivo dipolo doble). De esta manera los valores de PEF

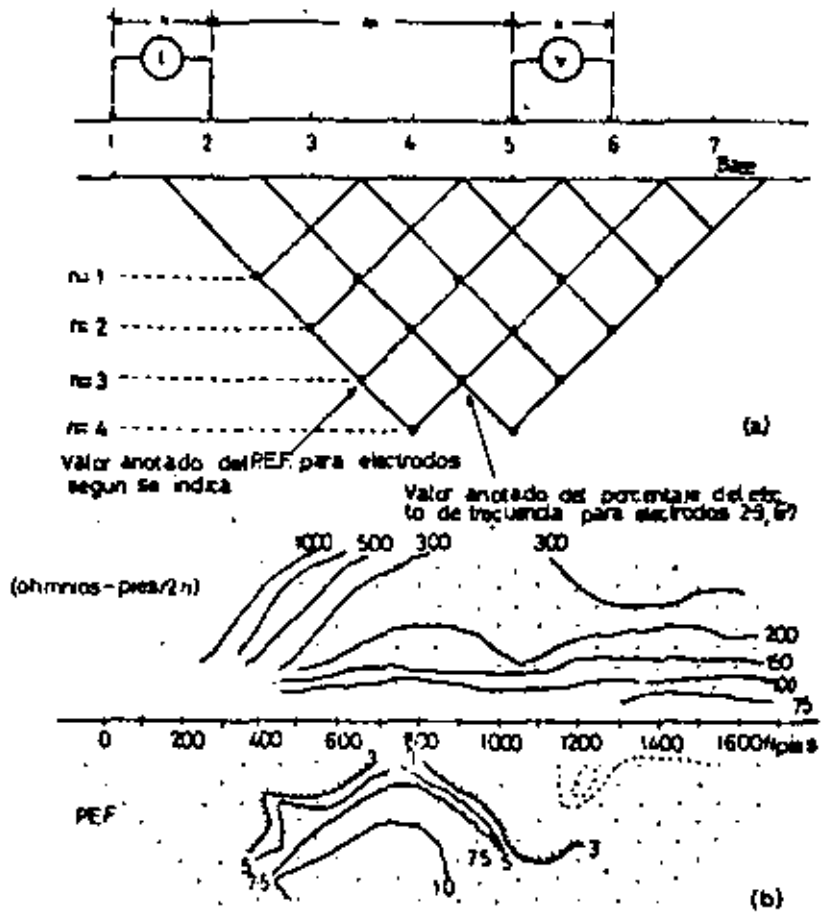


Fig 1/ Secciones de pseudo-profundidad para PI de frecuencia variable (Segun Marshall y Madden 1959) (a) Construcción grafica para localizar los puntos de los datos (b) anotación en pseudo profundidad de los datos de la fig. 9b

aparecen en puntos situados directamente debajo del centro del espaciado de los electrodos, a una distancia vertical que aumenta con el valor n del espaciado. De manera análoga los valores de ρ_a están colocados en puntos de imagen de espejo reflejados con respecto a la línea central. Los contornos finales de igual PEF y resistividad aparente están dibujados sobre estas secciones verticales; el resultado es una forma de anotación bi-dimensional en una sección vertical.

El aspecto atractivo de esta representación es que da alguna idea de las profundidades relativas de zonas conductoras anómalas. La justificación de esta representación es que al crecer la separación del dipolo, las mediciones resultan influenciadas por zonas cada vez más profundas. Sin embargo, los contornos resultantes pueden ser engañosos porque parece que ofrecen una sección vertical de la conductividad del terreno. Como se indicó anteriormente, la resistividad aparente no es en verdad la resistividad real de un volumen de terreno bajo la disposición de electrodos, así como de las resistividades superficiales. En consecuencia, no se debe suponer que esta clase de presentación es una representación del subsuelo real.

- Trabajos teóricos y con modelos

Se ha estudiado analíticamente la respuesta de la PI para algunas formas simples como la esfera, el elipsoide y otros casos bi-dimensionales, tales como el contacto vertical y la veta con dos estratos horizontales. El tratamiento es parecido al de la resistividad. La figura 12 muestra la respuesta a la PI teórica y a la resistividad en una esfera y en un elipsoide triaxial, teniendo éste último su eje mayor en posición vertical. En ambos casos, el centro del cuerpo está dos unidades por debajo de la superficie y el contraste de resistividad es:

$$K = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1) = -0,3$$

La respuesta de la resistividad se da en la forma acostumbrada: ρ_a / ρ_1 , mientras que el parámetro H se anota como:

$$(M_a - M_1) / (M_2 - M_1) = (\rho_2 / \rho_a) (\partial \rho_a / \partial \rho_2).$$

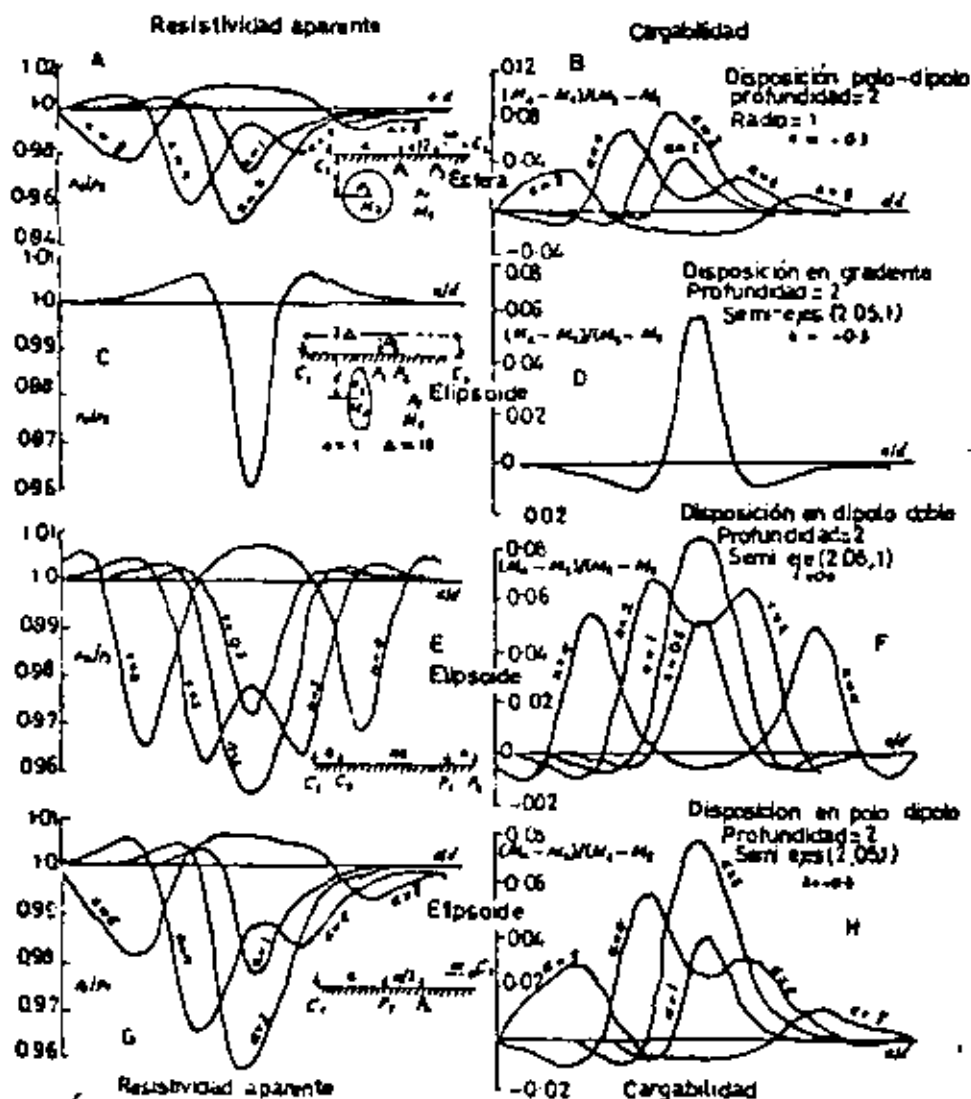


Fig. 5. Curvas de resistividad aparente y de cargabilidad para cuerpos tridimensionales (Segun Deller y otros 1969). Curvas A y B: disposición polo-dipolo sobre esfera; curvas C y D: disposición en gradiente sobre elipsoide triaxial; curvas E y F: disposición dipolo doble sobre elipsoide triaxial; curvas G y H: disposición polo-dipolo sobre elipsoide triaxial.

Para interpretarla se intenta ajustar los perfiles de campo de ρ_a y M_a a un par determinado de curvas teóricas. Los contrastes grandes de resistividad no aumentan de manera apreciable la respuesta máxima de la PI, siendo el efecto de buzamiento insignificante en el caso del elipsoide. Obsérvese también que en los perfiles C a H los picos de respuesta están aproximadamente igual sobre el elipsoide independientemente del espaciamiento de electrodos, a pesar de que las formas de los perfiles son notablemente diferentes.

Se han efectuado algunos trabajos sobre modelos. Se han medido las resistividades aparentes a diferentes frecuencias con varias formas y resistividades en un modelo de SO_4Cu - gelatina sumergido en un depósito de agua. La Fig. 13 muestra los resultados típicos. Se ve con claridad

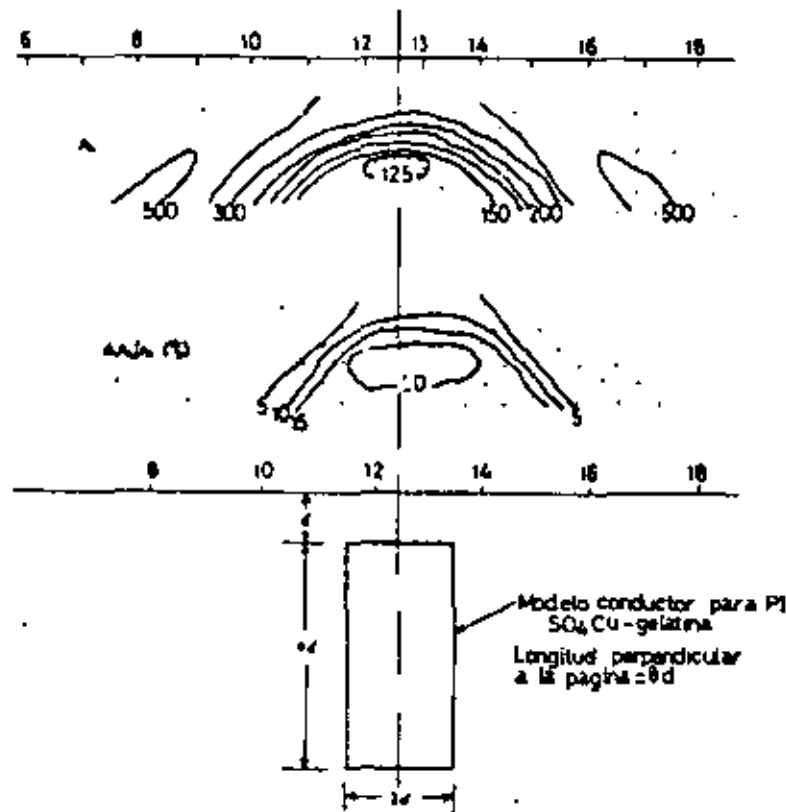


Fig. 13. Mediciones en modelo de los efectos de ρ_a (resistividad aparente) y de PI (polarización inducida). (Según Madden y Cartwell, 1967)

que las curvas de variación de la frecuencia y de la resistividad coinciden bastante bien y son similares a las de los ejemplos de campo de la Fig. 11, en la que el sulfuro tiene una sección transversal comparable.

- Interpretación general

Hasta la fecha la interpretación de la PI ha mostrado la tendencia de ser principalmente cualitativa. El emplazamiento, la extensión lateral y la profundidad de las anomalías pueden estimarse de las características de los perfiles, tales como agudeza, simetría y amplitud sobre el fondo. Atravesando con varias separaciones diferentes de electrodos, es, a menudo, posible resolver las múltiples anomalías y hacerse una idea de la extensión en profundidad. Las ventajas e inconvenientes propios de la resistividad se aplican también a la PI. Entre las primeras se encuentran la estimación bastante correcta de la profundidad y la posibilidad de penetración profunda, y entre los segundos la ambigüedad en la localización, los efectos perjudiciales de variaciones casi superficiales, y, en particular, la lentitud de los trabajos de campo.

Algunas pretensiones sobre características excepcionales de la PI pueden ser válidas solamente en casos particulares. Por ejemplo, las sobrecargas de material altamente conductor sobre conductores minerales, enmascara la detección de éstos tanto con PI como con electromagnetismo y resistividad, si bien en casos particulares se podrá distinguir entre las dos respuestas de la PI. Análogamente, las fracturas llenas de agua no pueden diferenciarse, en general, de las zonas minerales; sin embargo en circunstancias especiales, por ejemplo si el efecto eléctrico no es tan pronunciado como la polarización de electrodos, puede conseguirse distinguir las dos PI.

Hubo una época en la que se pensaba que los sulfuros masivos debían tener menor respuesta de PI que la mineralización diseminada; ésto es teóricamente razonable según se ha comentado anteriormente. Sin embargo, es probable que

lo contrario sea verdad. Ello puede deberse al halo de mineralización diseminada que suele rodear a una zona masiva. Otra explicación es que los sulfuros masivos verdaderamente homogéneos no existen; están más bien fraccionados en un gran número de zonas conductoras dentro de una matriz no conductora o poco conductora. Los registros de auto-potencial en pozos indican generalmente esta subdivisión interna en secciones designadas masivas en la descripción reseñada.

La chapa fina conductora que se sumerge casi verticalmente, empleada de ordinario en los modelos electromagnéticos, no es un objetivo muy bueno para exploraciones de PI o de resistividad. La razón principal de esto es que la separación entre electrodos es normalmente demasiado grande para ofrecer una respuesta fuerte a tal estructura. Aunque sea una desventaja, esto difícilmente puede ser un inconveniente de la PI, ya que esta técnica no se emplearía (y no debería ser necesario hacerlo) para detectar conductores de esta naturaleza.

Sin embargo, no es la causa de la falta de respuesta directa de alguna de estas estructuras y en ciertos casos de una anomalía de desplazamiento aparente de la PI hacia los lados, originada probablemente esta última por el halo diseminado. En verdad un perfil de PI hecha - - con separaciones de dipolo de 25 y 50 pies (7,6 y 15,3 m.) en una zona produjo una fuerte respuesta directamente sobre el conductor laminar.

El método de polarización inducida se ha hecho muy popular en la exploración de sulfuros metálicos. Ello, en verdad, no se debe a que sea barato ni rápido. La cobertura mensual promedio varía enormemente, dependiendo del terreno

y de otros factores como la conductividad superficial, pero 10 a 40 millas lineales (16 a 64 kms.) es un valor normal. El precio por milla lineal es de \$200-\$1000, ó sea considerablemente mayor que para métodos magnéticos o electromagnéticos.

Su popularidad se basa en descubrimientos concretos de sulfuros metálicos, particularmente de grandes depósitos de menas de ley baja, efectuados mediante la PI. Un estudio de varios resultados de campo indica que la PI y las anomalías de resistividad (generalmente valores altos de la PI y bajos de la resistividad) ocurren frecuentemente juntas. Se podría afirmar que el gasto de la PI no compensa. Sin embargo, es muy improbable que la resistividad sola aportará suficiente información como para justificarse a sí misma. También existen numerosos casos históricos de éxitos de la PI en zonas de mineralización ~~diseñada~~ dispersada, como en los pórfidos cupríferos, en los cuales las anomalías de resistividad prácticamente no existen.

Mission de MADAGASCAR

S.E. 1001

Le Août / 1954

tracé approximatif

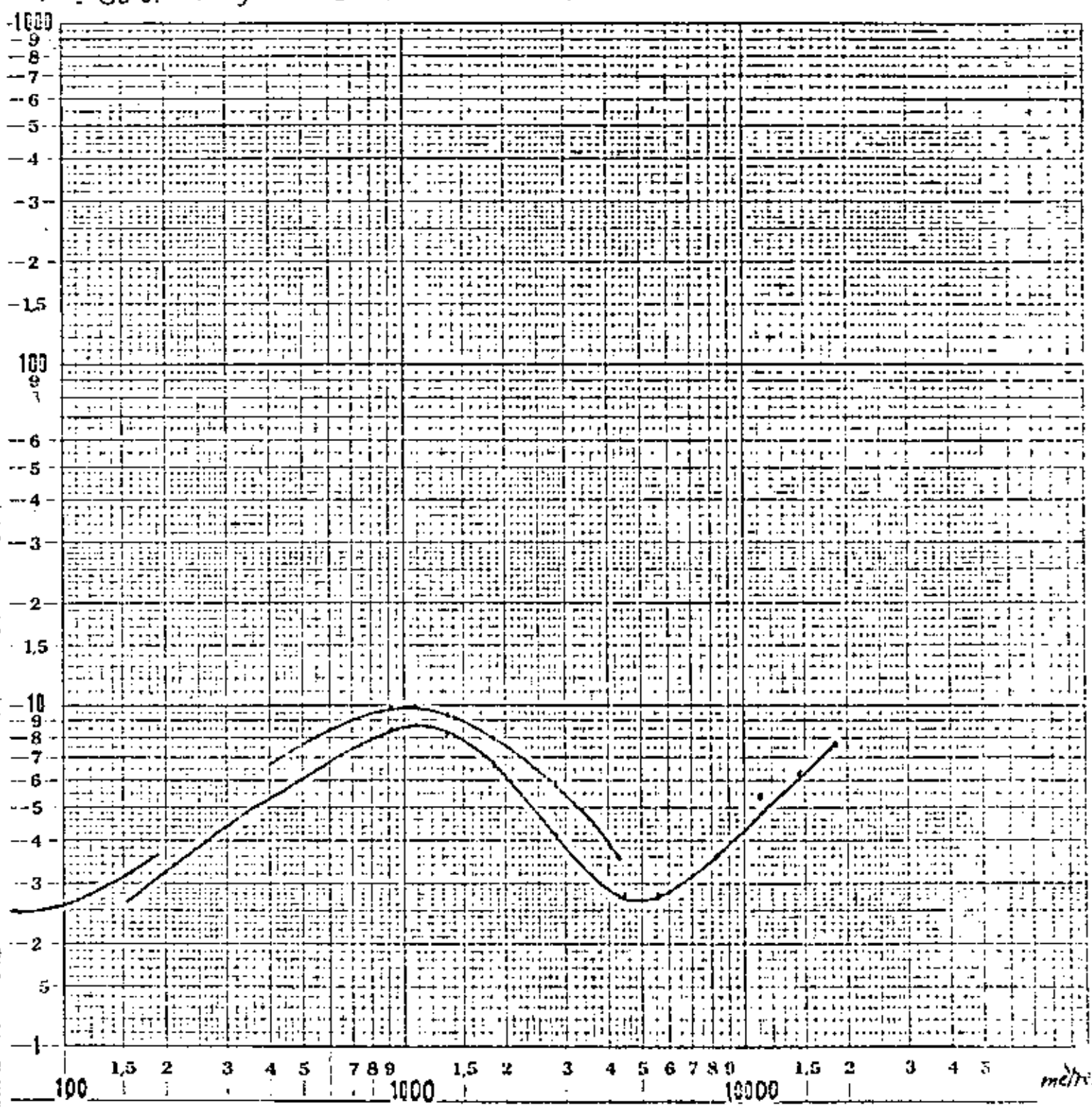
Cable : tellur. et monocord mélangés
 $R_{\text{ligne}} = 600 \Omega$ $R_{AB} = 800 \Omega$?
 $E = 1000 \text{ V.}$ $i = 1,25 \text{ A.}$
 $\Delta V = 0,01 \text{ mV}$
 $T = 80 \text{ s.}$ Enregist. = 9 h.

Cote de Surface:

Azimat de AB:

Epaisseur du recouvrement:

Cote du substratum:



$N.N = 25$

80

200

500 et 1000

C.P. de Dupuyroux - Le Havre

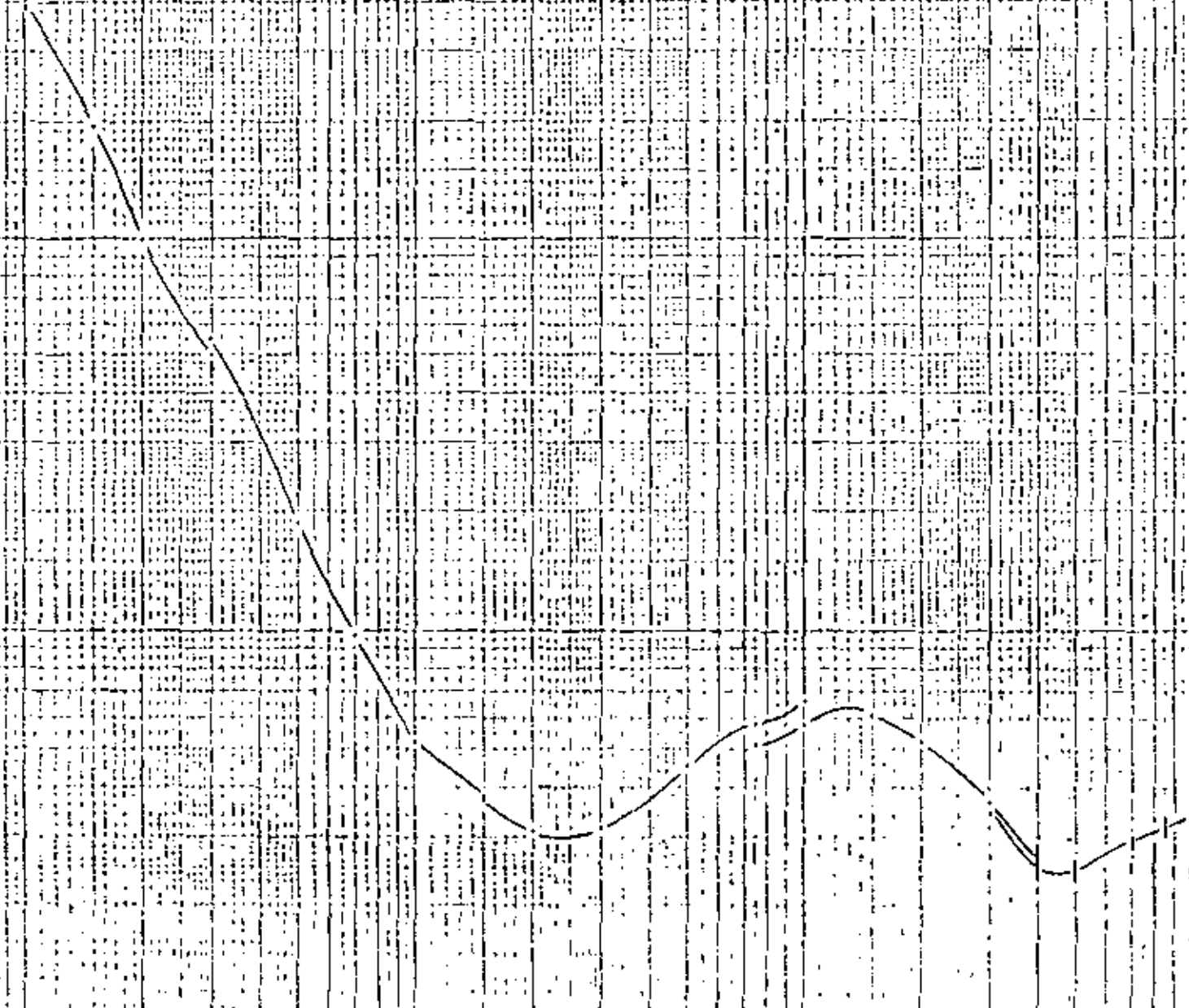
Sondage électrique en grande ligne

(GABON 1952)

1000

8
7
6
5
4
3
2
1.5
100
8
7
6
5
4
3
2
1.5
10
8
7
6
5
4
3
2
1.5

MN 20 80 400 2000 m



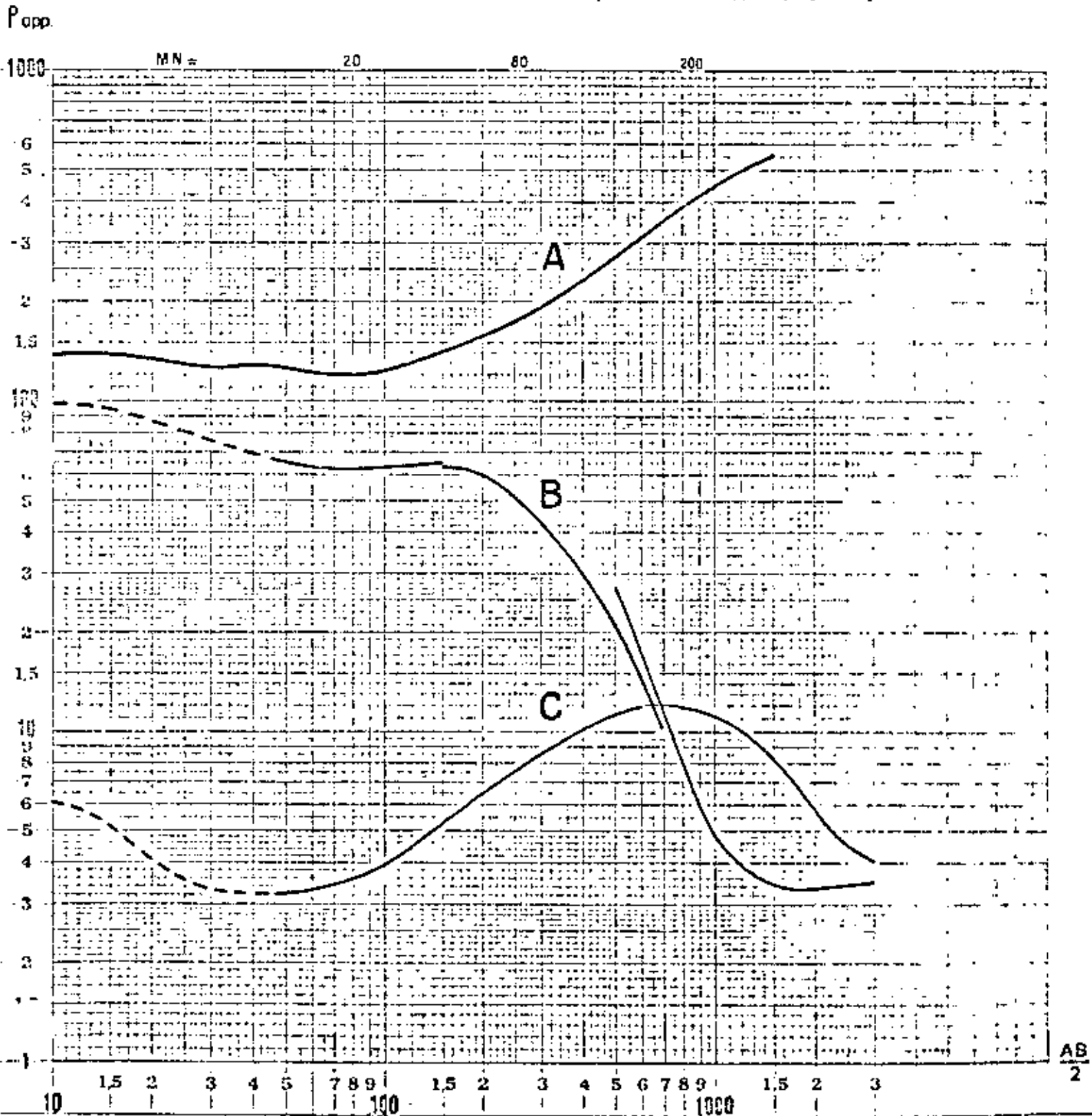
$\frac{AB}{2}$



Exercice d'interprétation n°1 [S.E. fictifs]

- Admettre une tolérance de 5 à 10% sur les valeurs de résistivité apparente.
- Négliger provisoirement les portions en tireté, pour ne considérer que 2 ou 3 terrains homogènes.
- Supposer que les courbes B et C correspondent au même substratum.

Épaisseur du recouvrement ?



Mission _____
Date _____

S.E. Exercice N°2

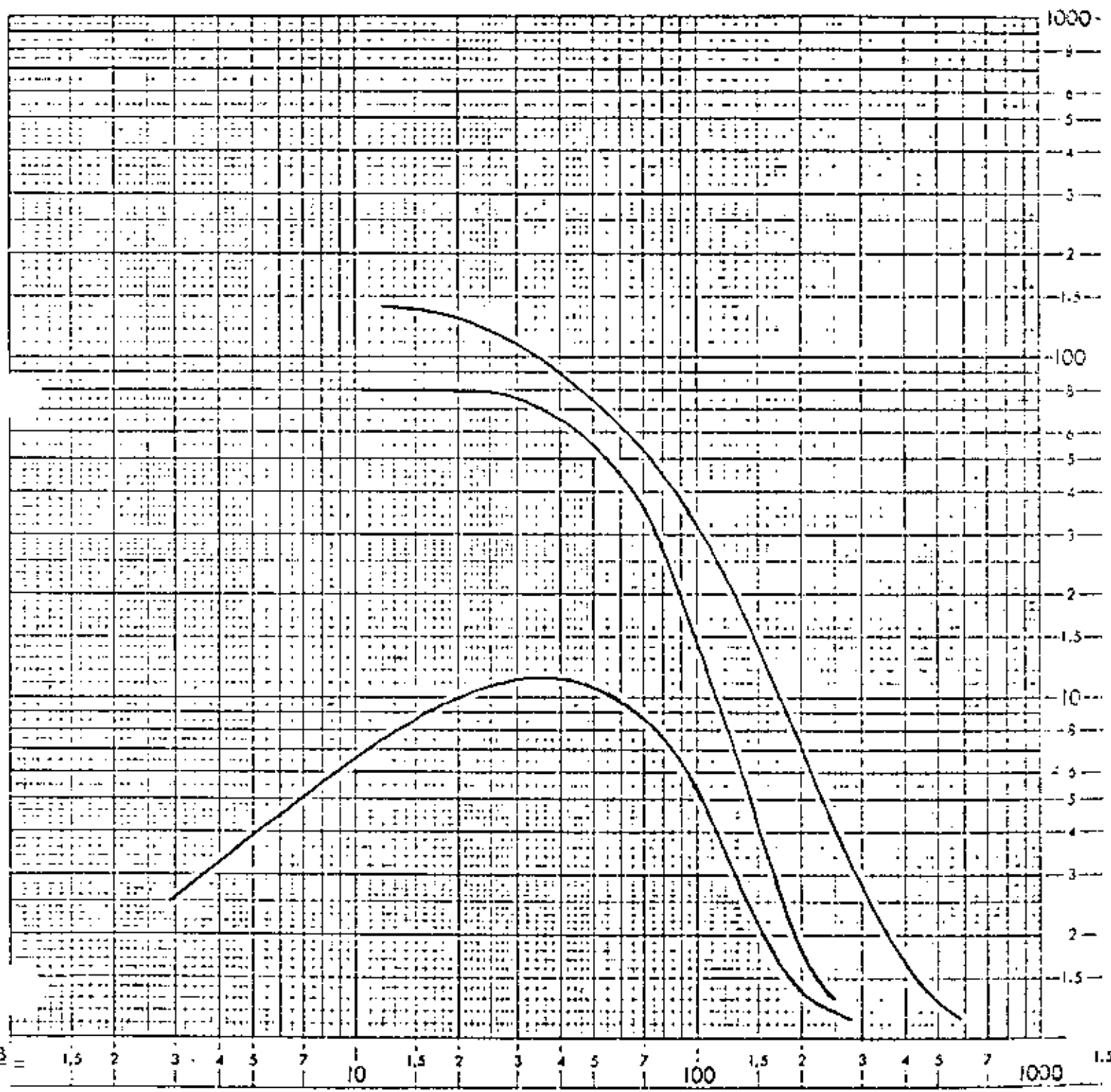
Forage

Préparation: _____

Azimet de AB _____

Cote de surface _____

Coupe des terrains _____



Symbol C.G.G. B.A.

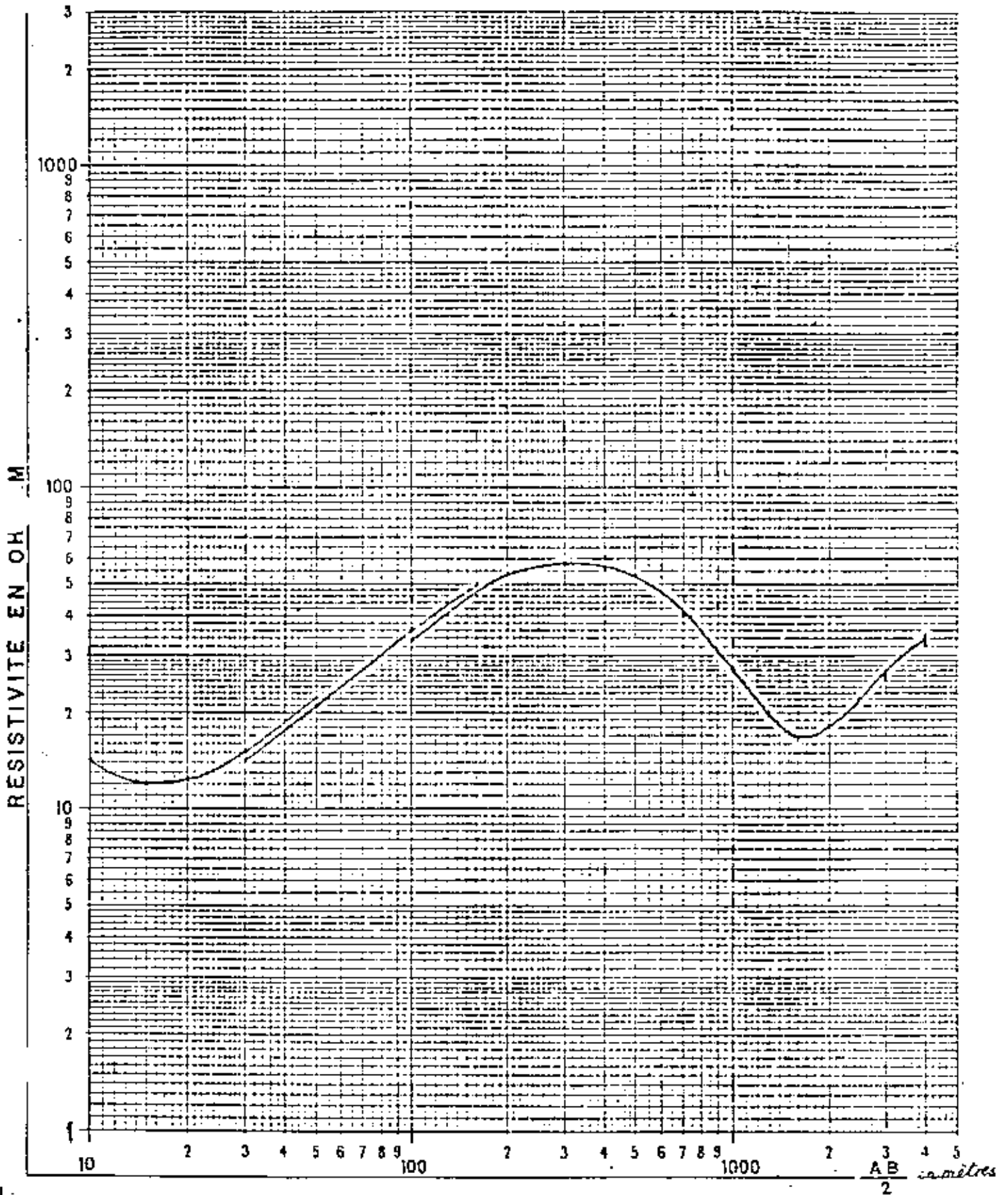
$\frac{AB}{2} =$ 1,5 2 3 4 5 7 10 15 2 3 4 5 7 100 1,5 2 3 4 5 7 1000 1,5

C.N.A.M. 25 Mai 1963

Examen de Géophysique

Question I

S.E.



MASNE
NOUVEL
et Louis Léves

Mission - ECOLE

RECLOSES

S.E. Mari aux Fumées

Le 10 Mars 1959

Sable Fontainebleau } R# 180.000

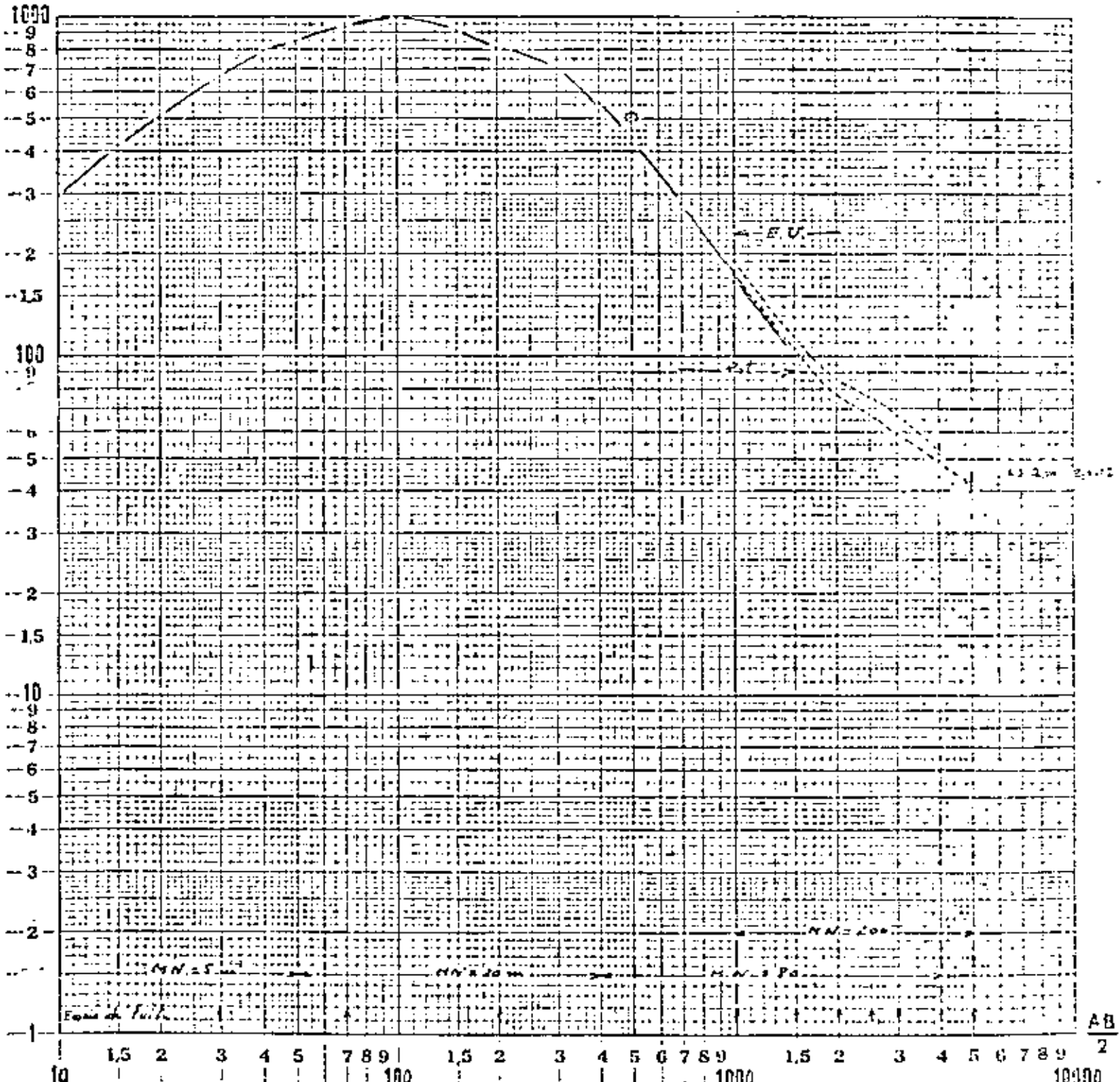
Puddinga Eolien }

Cote de Surface: 129

Azimut de AB:

Epaisseur du recouvrement:

Cote du Loing à Grez : 55'



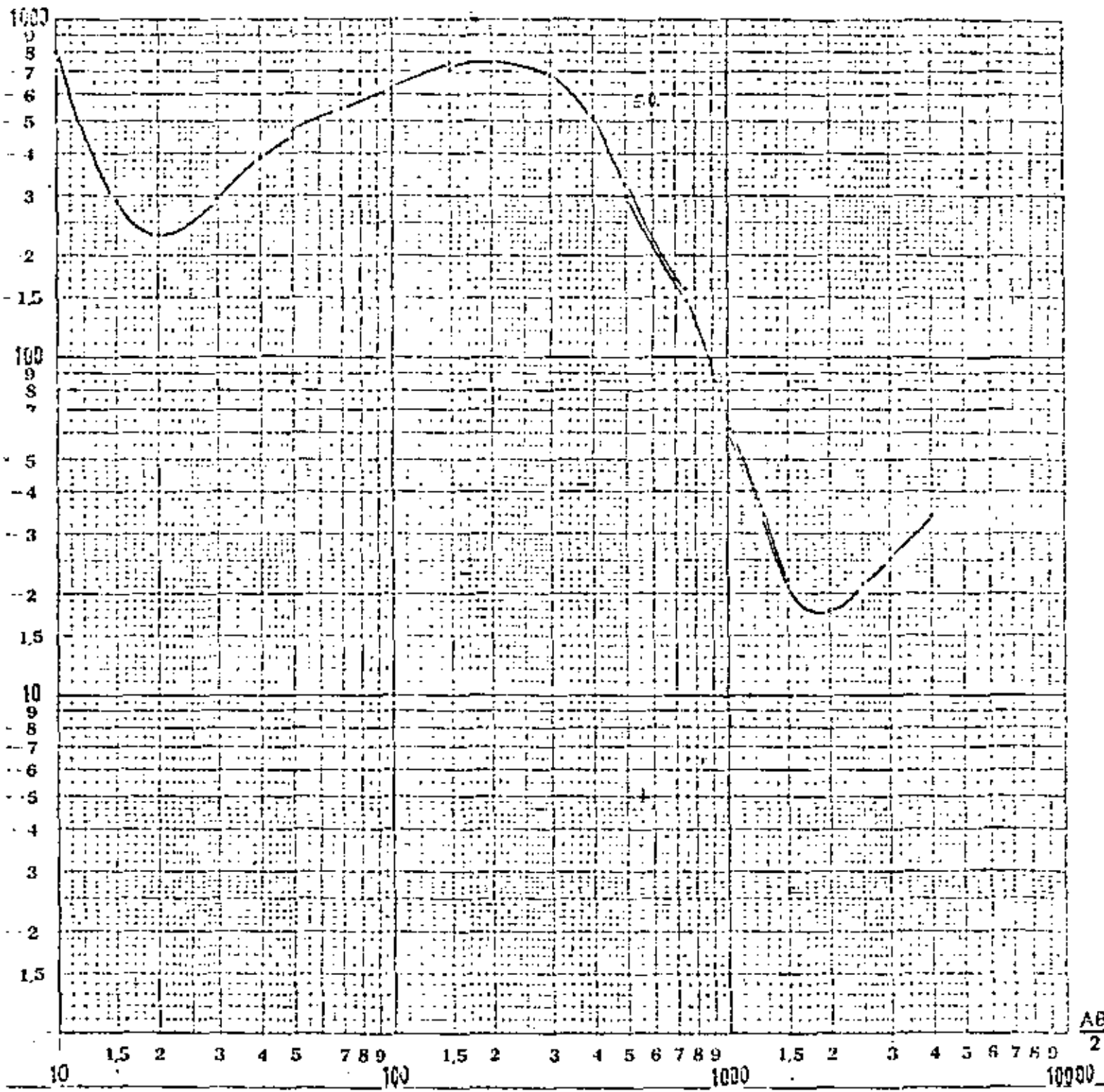
$n = 1.4$

1950. 20/01/50
+ 10000
+

Azimut de AB: 130°

Epaisseur du recouvrement:

Cote du substratum:



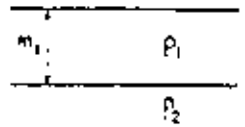
CARTE DES RESISTIVITES en AB = ...

				• 232	• 241	• 243	• 312
				• 260	• 248	• 280	• 278
• 257	• 248	• 200	• 187	• 220	• 245	• 262	• 293
• 255	• 241	• 185	• 186	• 201	• 223	• 158	• 310
• 214	• 213	• 194	• 201	• 188	• 242	• 273	• 311
• 197	• 198	• 203	• 218	• 186	• 268	• 308	• 309
• 208	• 208	• 227	• 224	• 180	• 258	• 204	• 269
• 231	• 228	• 179	• 205	• 180	• 245	• 184	• 246
• 240	• 242	• 198	• 188	• 193	• 243	• 268	• 240
• 265	• 228	• 188	• 188	• 218	• 259	• 279	• 255
• 253	• 241	• 188	• 197	• 247	• 252	• 243	• 284
• 252	• 240	• 188	• 211	• 228	• 210	• 158	• 309
• 248	• 218	• 188	• 183	• 193	• 192	• 240	• 270
• 242	• 205	• 180	• 187	• 189	• 181	• 211	• 224
• 239	• 217	• 196	• 190	• 192	• 198	• 195	• 226
• 230	• 235	• 214	• 197	• 210	• 205	• 193	
• 233	• 234	• 216	• 220	• 241	• 211	• 183	
• 245	• 218	• 224	• 252	• 269	• 213	• 196	
• 265	• 228	• 240	• 276	• 233	• 187	• 200	



ABAQUE CH.1s

$\frac{P_2}{P_1} = 55$



P_{app}

10

P_1

0.1

m_1

0

10 m_1

39

19

9

7

5

4

3

2.33 = $\frac{7}{3}$

2

1.5

1 = $\frac{1}{1}$

0.667 = $\frac{2}{3}$

0.5

0.429 = $\frac{3}{7}$

0.333 = $\frac{1}{3}$

0.25

0.2

$\frac{1}{7}$

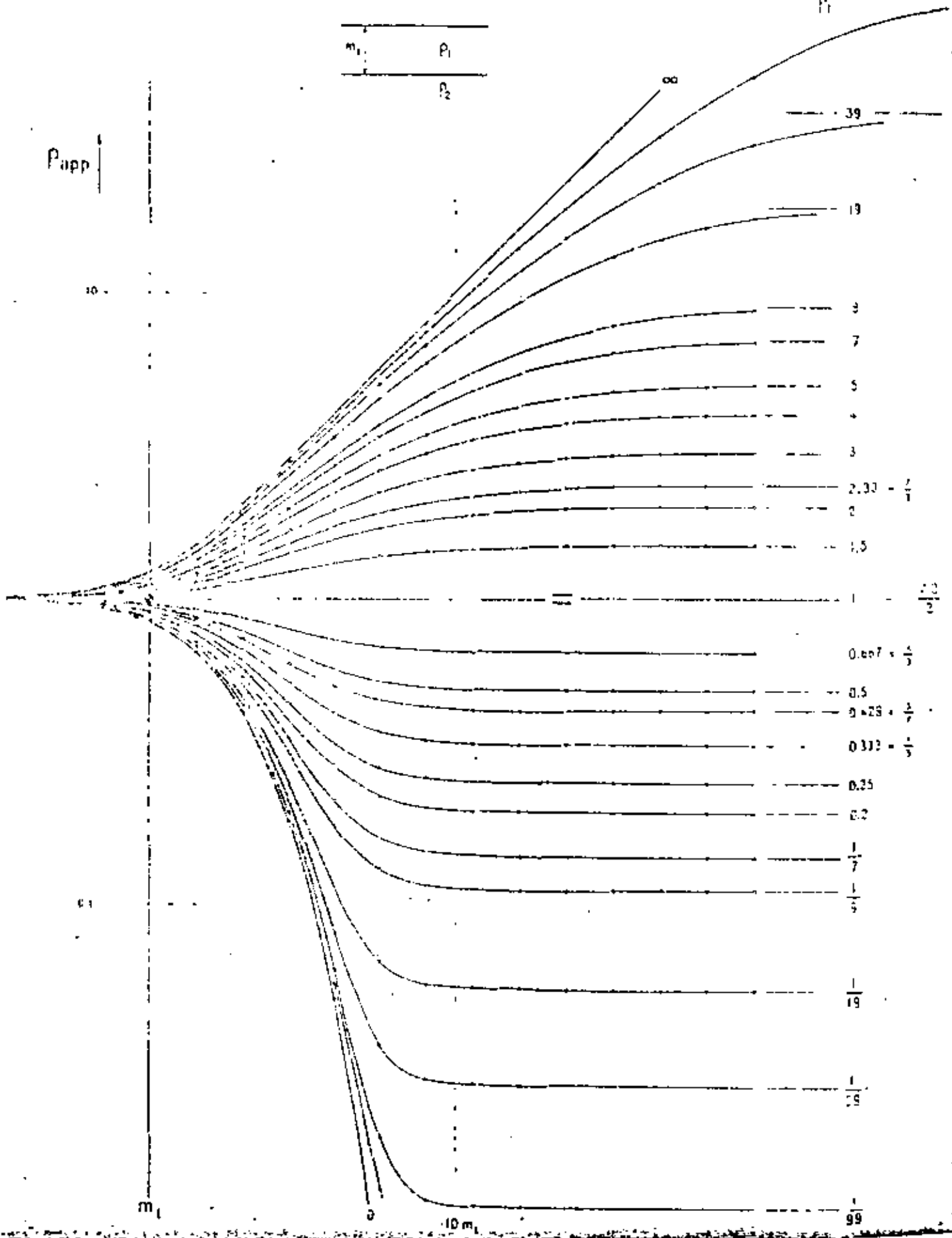
$\frac{1}{5}$

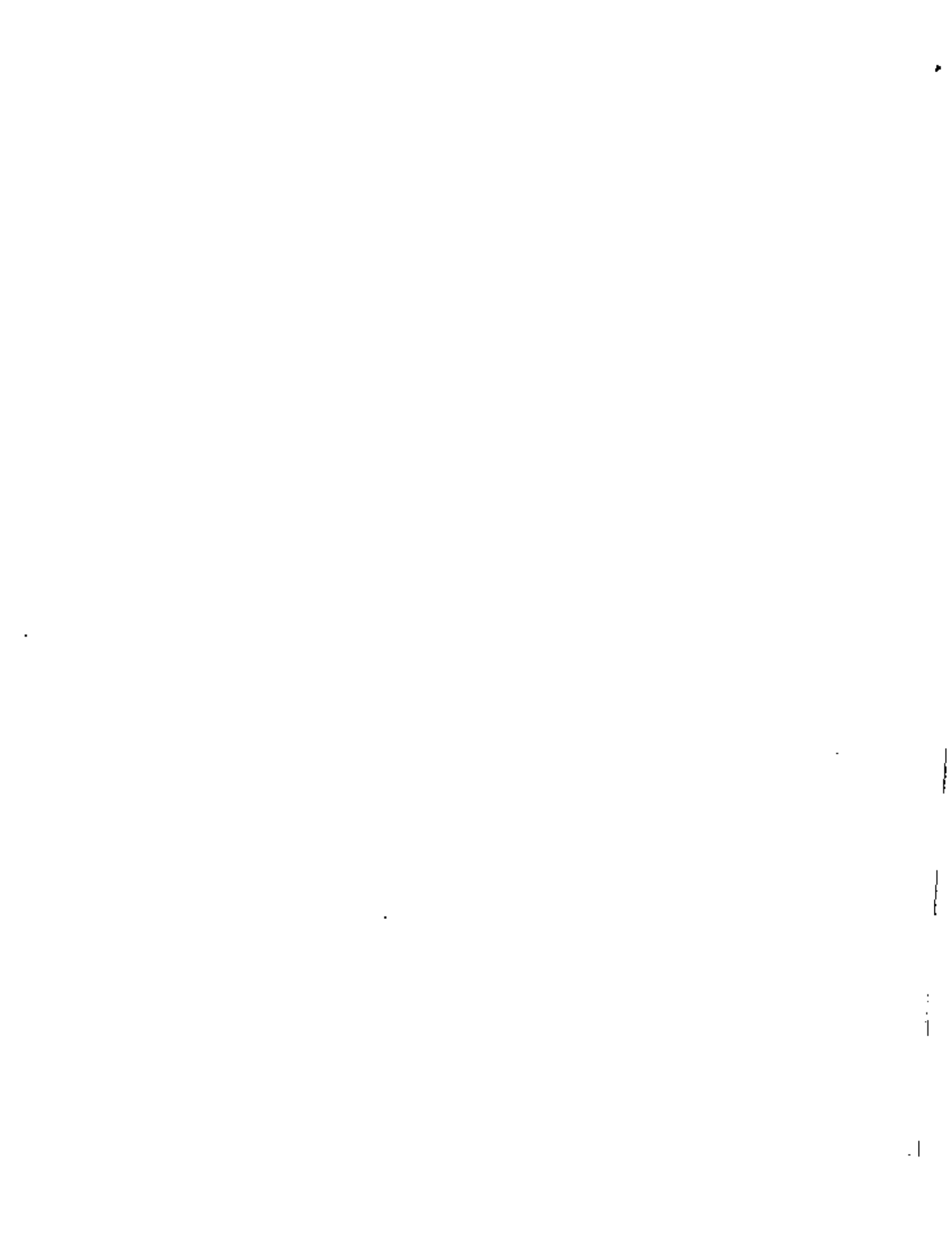
$\frac{1}{19}$

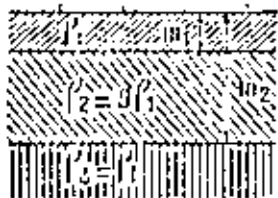
$\frac{1}{29}$

$\frac{1}{99}$

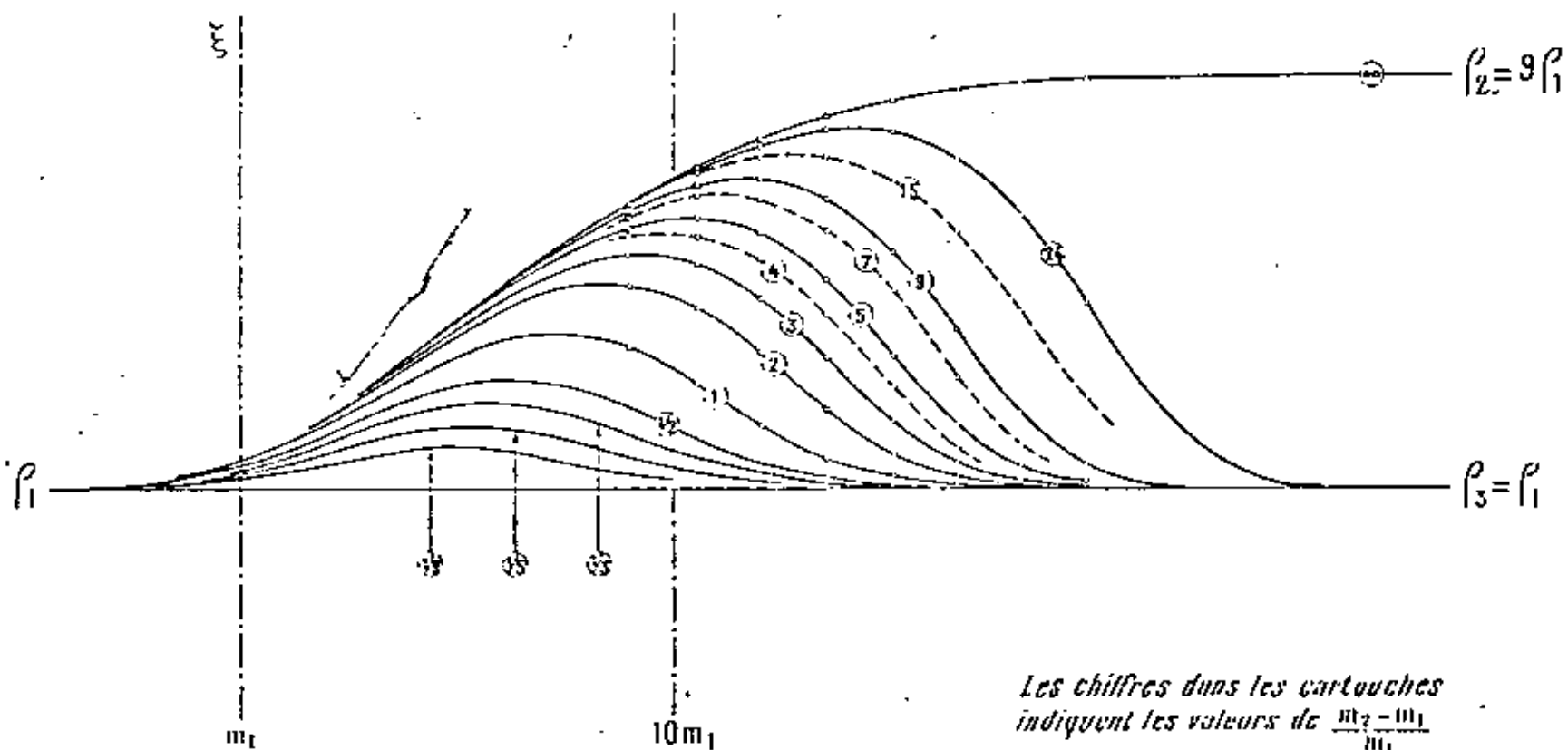
∞







ABAQUE CH. 60 s



Les chiffres dans les cartouches indiquent les valeurs de $\frac{m_2 - m_1}{m_1}$



PROJET DE TRAVAIL DE LA COMMISSION
NOMMÉE EN 1936 POUR ETUDIER
L'ETAT DE LA MER EN 1936

ARCADE CH. 61 3

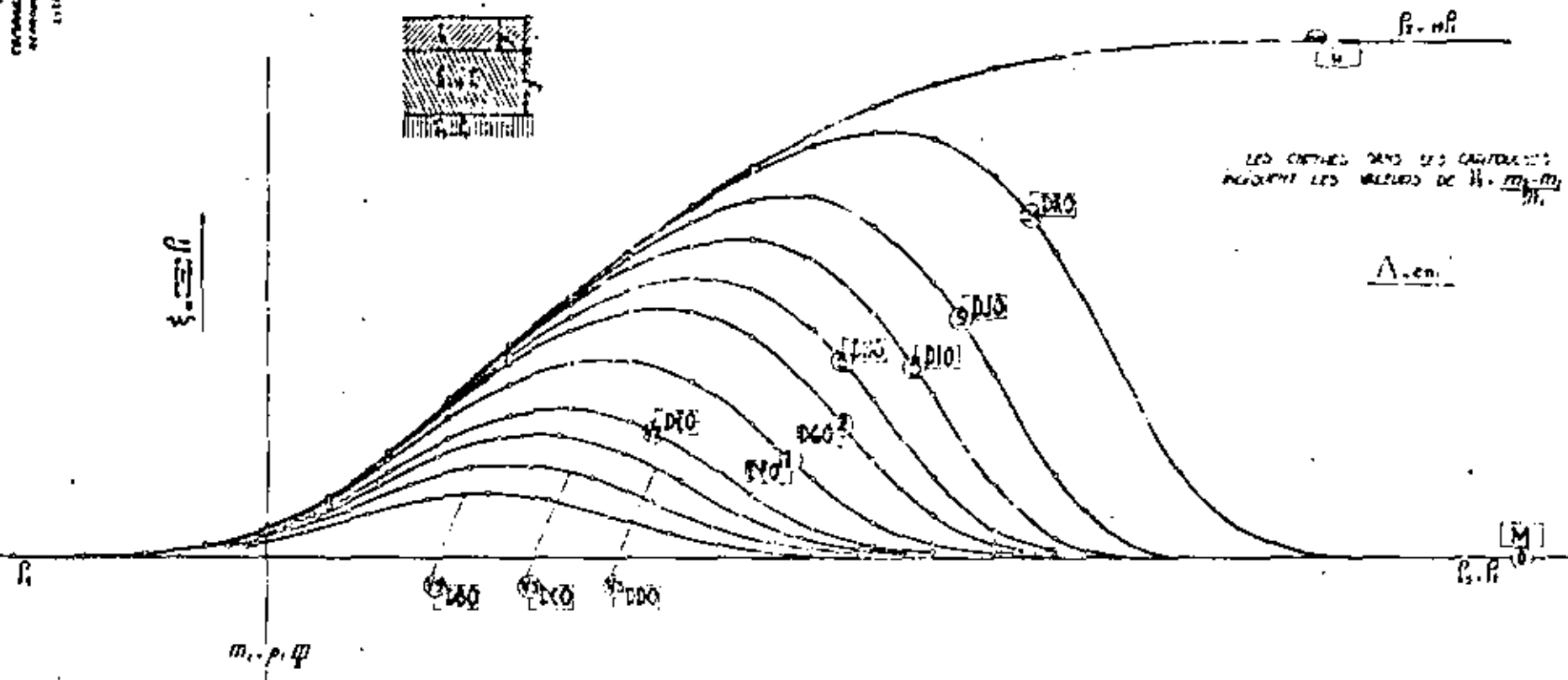
MARS 1936



$\xi = \frac{m}{H}$

LES COURBES DANS LES CARTES SONT
RÉDIGÉES À PARTIR DES VALEURS DE $\frac{H \cdot m_1 - m_2}{H_1}$

$\Delta \cdot \text{en.}$



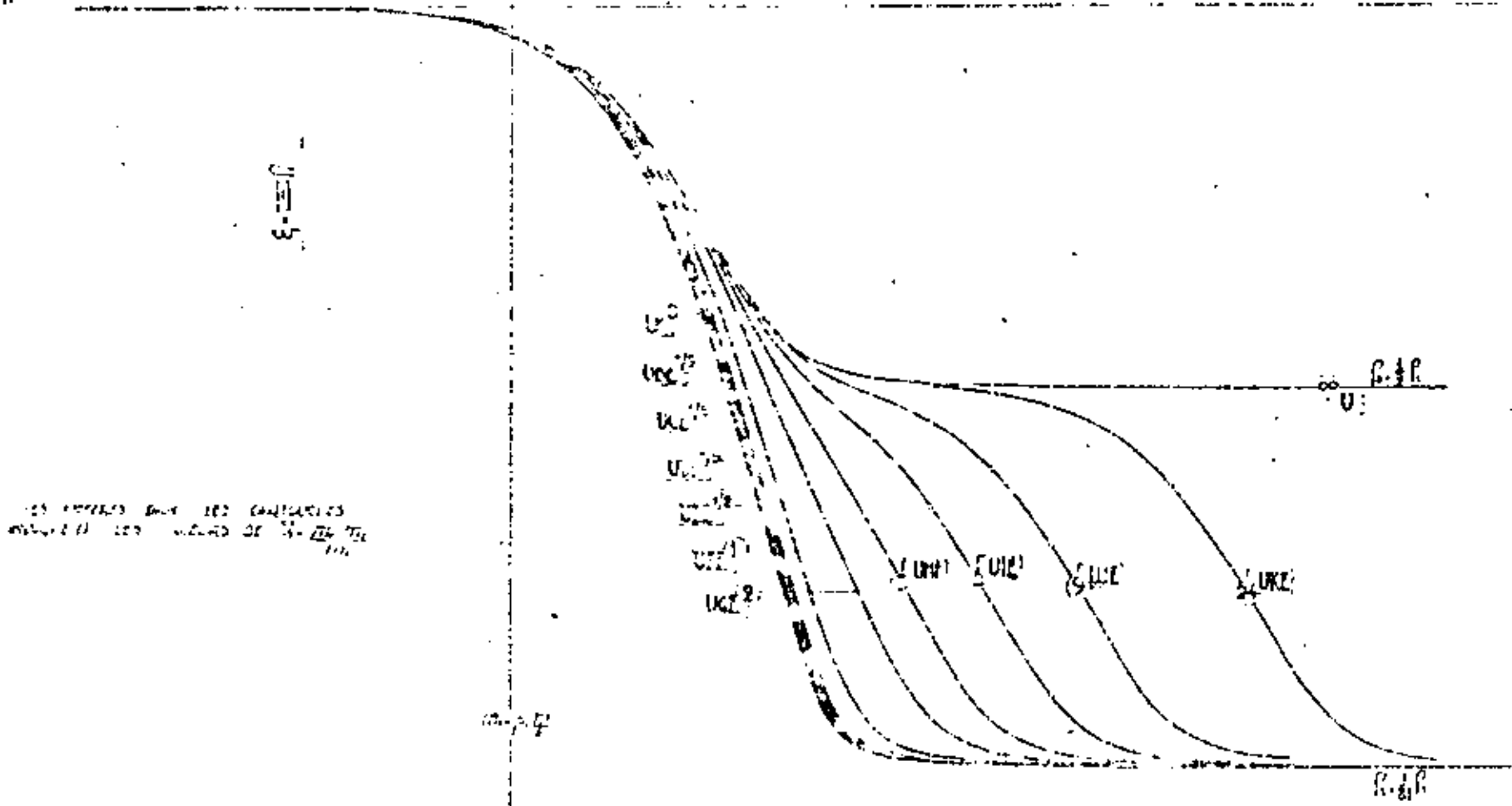
[M]

CH. 66 S

ENGINEERING DEPARTMENT
UNIVERSITY OF TORONTO
TORONTO, CANADA

CH. 66 S
CH. 66 S

1
2-10
3-15



AS SHOWN BY THE CURVES
THEY ARE ALL OF THE TYPE

A. C.

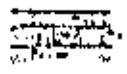
3
.
4

.

11/85

ABOUE CH. 85 5

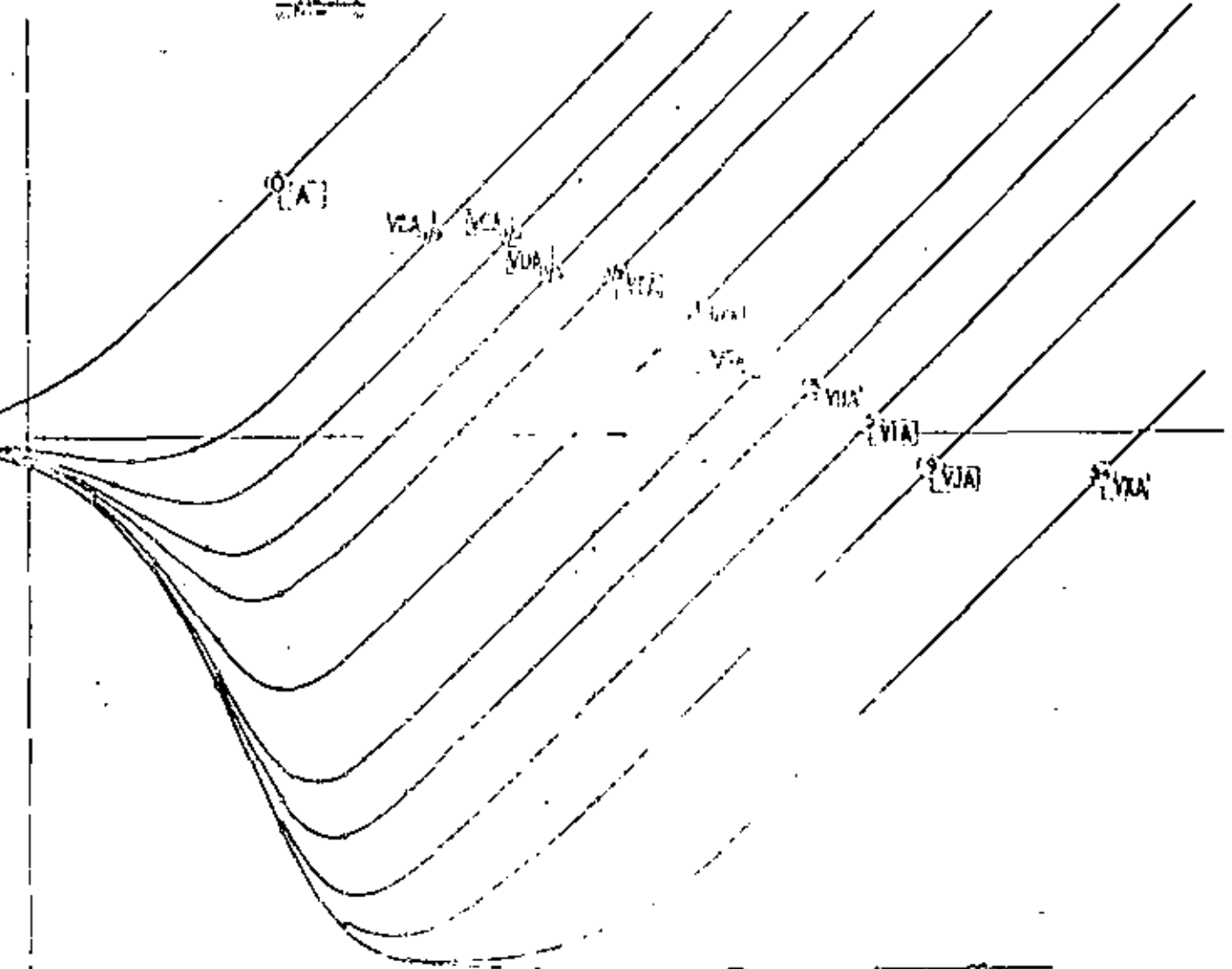
100 100



P₀₄₄

B

LES COURTES DANS LES CIRCULAIRES
INDIQUENT LES VITESSES DE $\frac{1}{100}$



AB/2

100 100

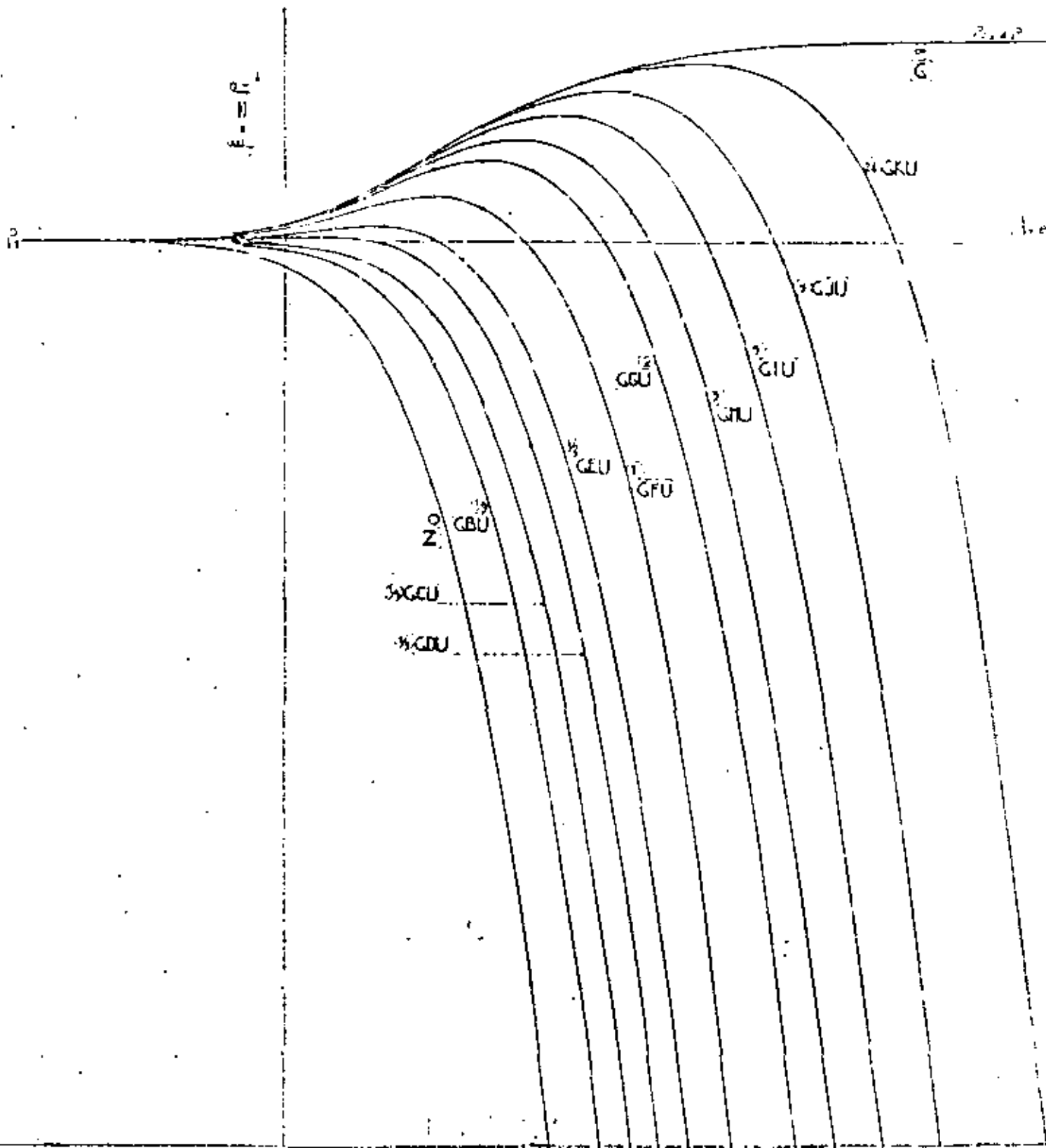
ABACQUE CH. 893

FÉVRIER 1939

LES COURBES SONT LES CARACTÉRISTIQUES
DE LA VITESSE DES ONDES SEISMiques

$V = \frac{2.303}{\rho} \log \frac{P}{\rho}$

P	ρ
$P = 10^5$	$\rho = 1$
$P = 10^6$	$\rho = 10$
$P = 10^7$	$\rho = 100$

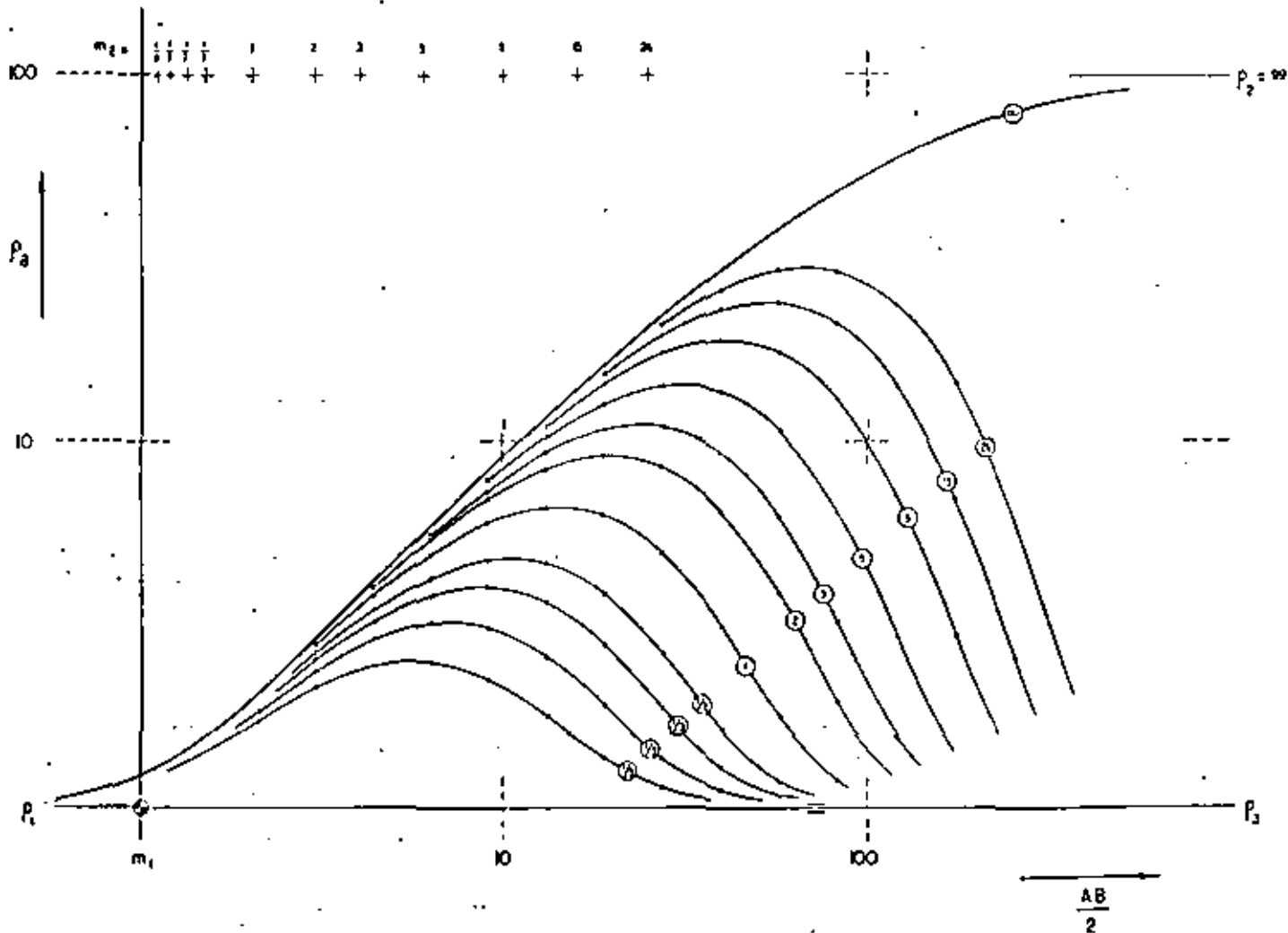


ABAQUE CH 163 s

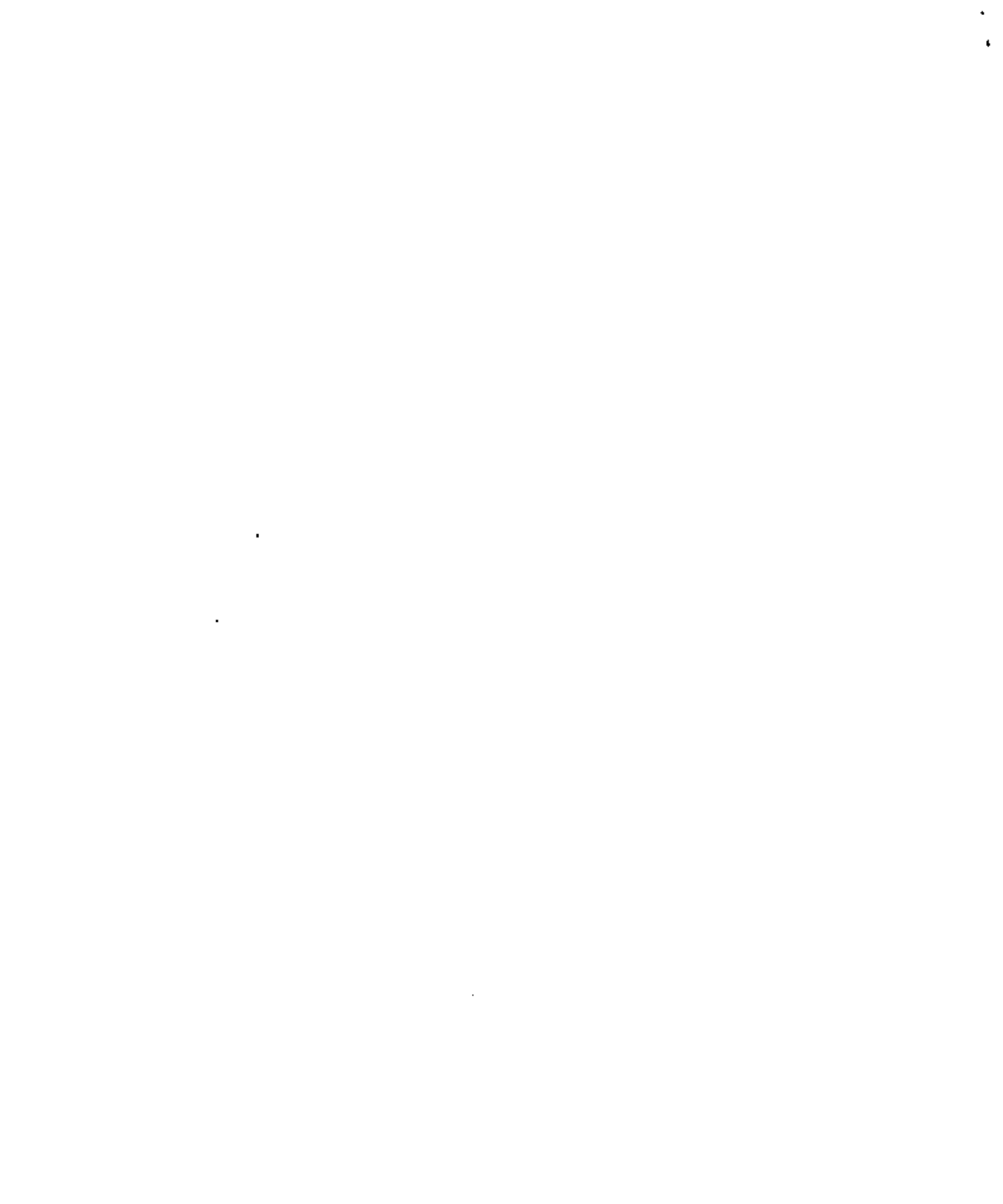
$P_3 = P_1$

m_1	P_1
m_2	$P_2 = 99P_1$
$P_3 = P_1$	

$\frac{m_2 - m_1}{m_1} = \infty$



NOTA - Cálculo e interpolación electrónica, controlada. El orden de las curvas ligeramente rectificado por analogía.

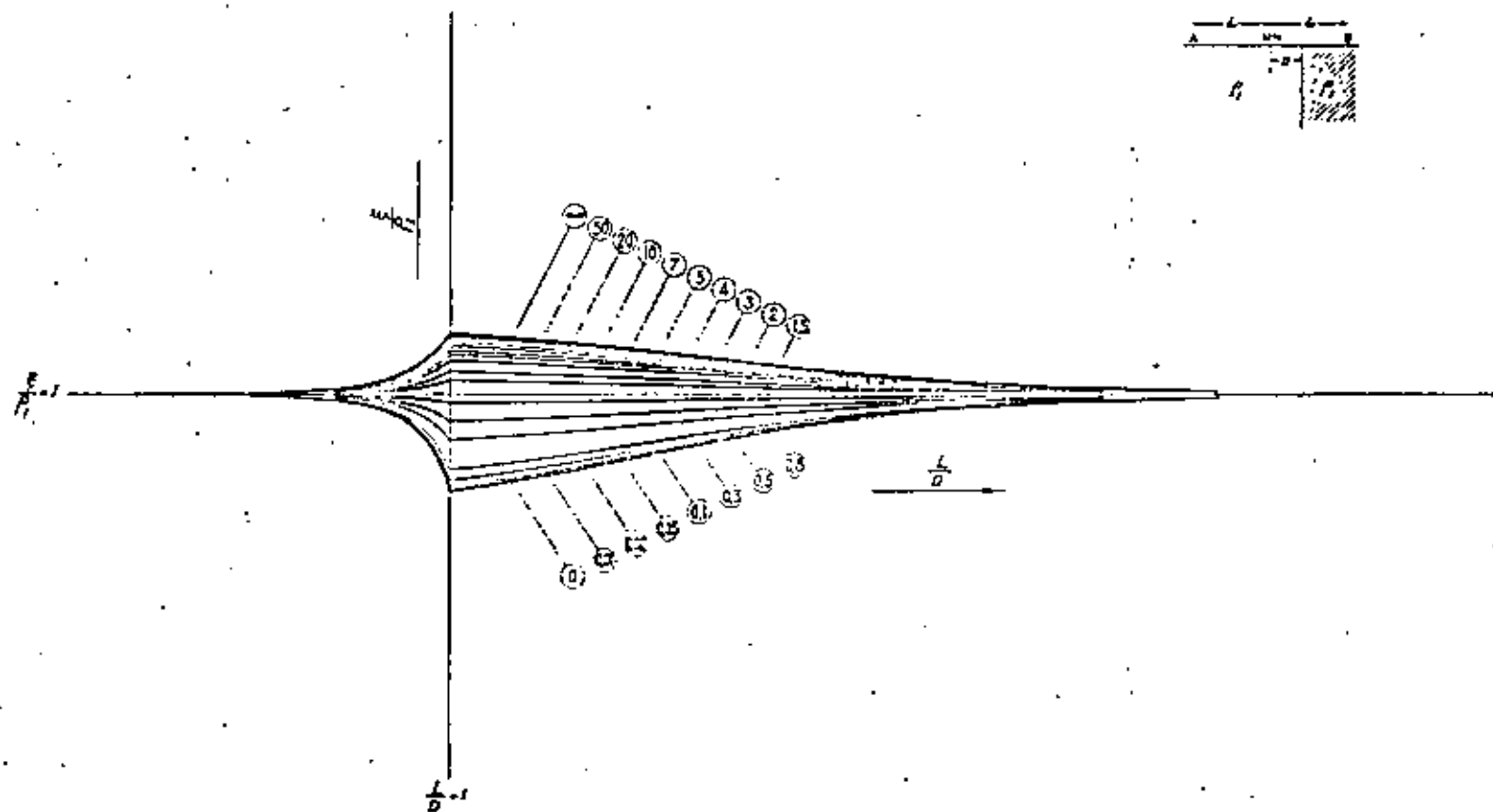


COMPAGNE GÉNÉRALE DE GÉOPHYSIQUE

ABAQUE CV.3 S

SONDAGE ÉLECTRIQUE
NORMAL A UN CONTACT VERTICAL
ÉCHELLE 0,15/0,75/2,25 (MODULE 0,25)

DEC 1937



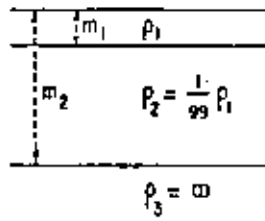
LES NOMBRES INSCRITS DANS LES CARTOUCHES REPRÉSENTENT

LES VALEURS DU RAPPORT $\frac{A}{H}$

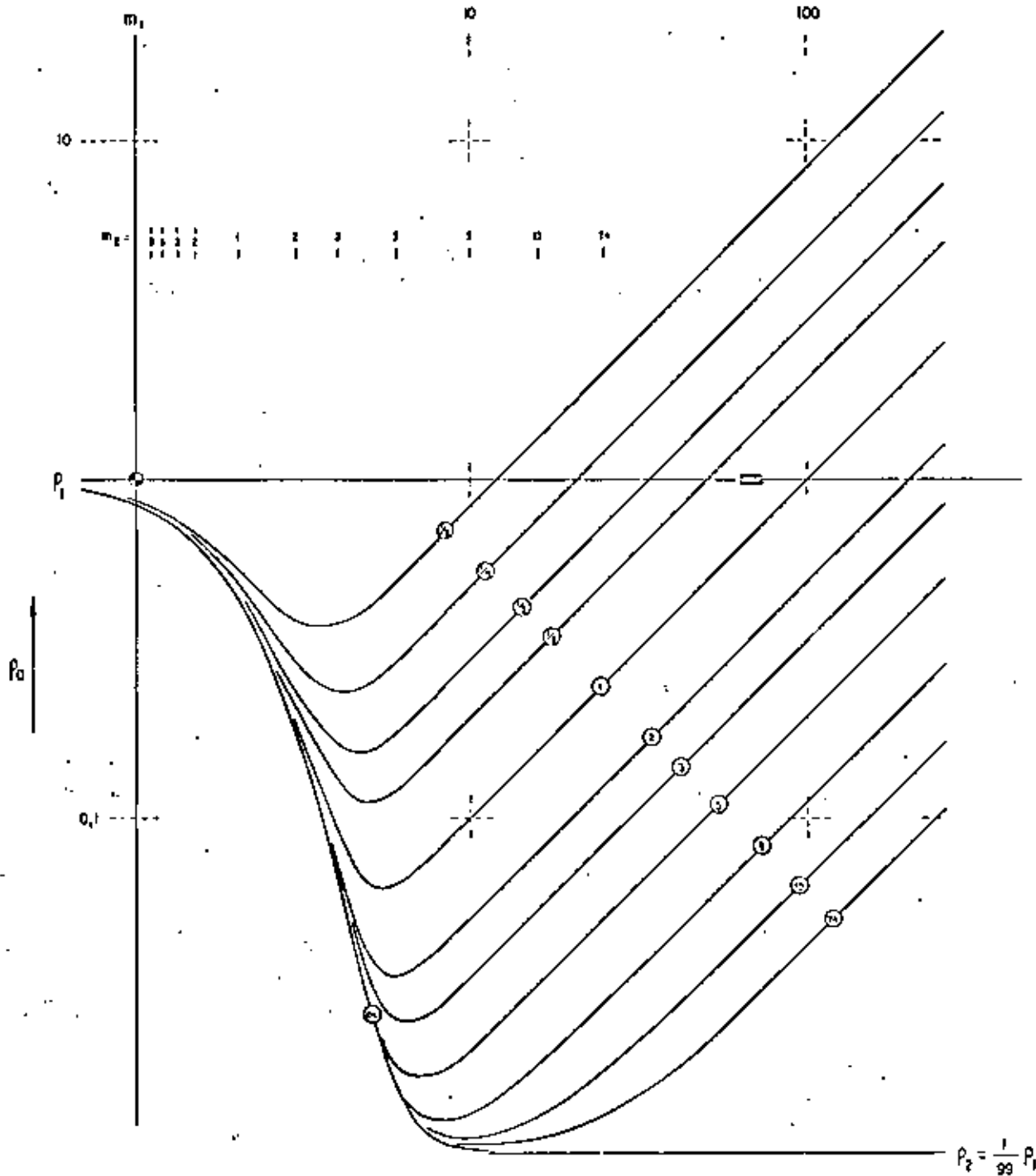


ABOQUE CH 187 s

$\rho_3 = \infty$



$\frac{m_2 - m_1}{m_1} = 0$



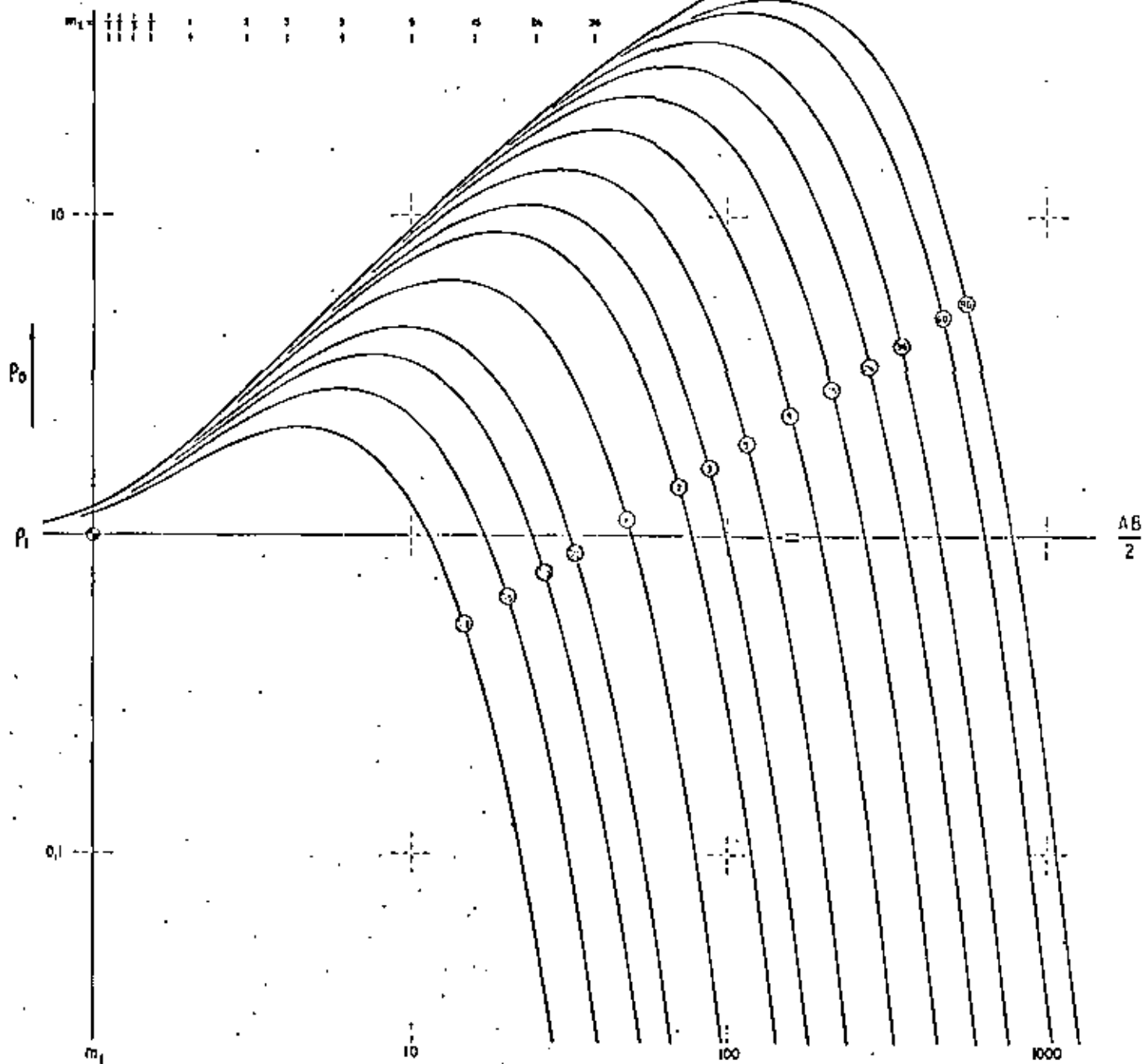
ABAQUE CH. 193 :

$$p_3 = 0$$

m_1	p_1
m_2	$p_2 = 99 p_1$
	$p_3 = 0$

$$\frac{m_2 - m_1}{m_1} = \infty$$

$$p_2 = 99 p_1$$



result that rocks are formed that resemble alkaline granites or syenites in composition. The aureoles of limited rocks spread out for hundreds of metres around the alkali complexes (occasionally up to ten kilometres).

During the lengthy process of the forming of ultrabasic-alkali igneous complexes, the successive series of rocks usually tend to shift toward the centre of the concentric zoned structure, so that the carbonatite occupies its core. Less frequently, however, the reverse is known, their developing from the central part of the structure to the periphery with the carbonatite occurring on the margin of the concentric zoned complex. The general pattern of the constitution of carbonatite deposit is shown in Fig. 64.

Carbonatite deposits may be: (1) stocks; (2) cone dikes dipping inward; (3) ring dikes dipping outward; and (4) radial dikes. They generally have knife-edge boundaries with the enclosing rocks, and differ in size.

Stocks are known that are between several hundred metres and seven or eight kilometres in cross-section (South Africa), and dikes ten metres thick and between several hundred metres and one or two kilometres long (Ainö, Sweden).

The mineral composition of carbonatites is determined by carbonates which constitute 80 to 99 per cent. The commonest carbonates are calcitic (Brögger's sövites). Dolomitic carbonatites are rarer, ankeritic ones rarer still, and sideritic manganeseiferous ones quite rare. A definite sequence is observed in carbonatite formation: calcite is laid down first, then dolomite, and then ankerite. The other minerals (over 70 in number) are virtually accessory (see Table 16). Quite specific ones are met among these accessory minerals, that can be regarded as typomorphic; they include phlogopite and apatite, and less often the following: (1) pyrochlore $(Na, Ca, Ce)_2 \times (Nb, Ti, Ta)_2O_6(OH, F)$; (2) baddeleyite or brazilite ZrO_2 ; (3) perovskite-knopitodysanlyte $(Ca, Ce)(Ti, Fe^{2+}, Nb)O_3$; (4) carbonates of the rare earths like

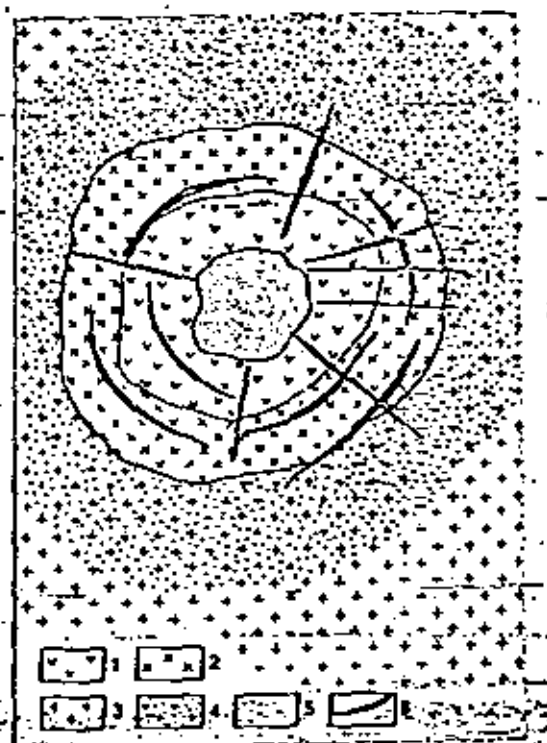


FIG. 64. General pattern of the structure of a carbonatite deposit

- 1—alkali rocks
- 2—ultrabasic rocks
- 3—gneisses
- 4—syenites
- 5—carbonatite stock
- 6—carbonatite dikes

synchisite $Ca(Ce, La)(CO_3)_2F$, parisite $Ca(Ce, La)_2(CO_3)_2F_2$, and bastnaesite $(Ce, La)(CO_3)F$.

A stadial character has been established for the mineral formation of most carbonatites. Thus those of the Gulino intrusion in Siberia were formed in three stages; in the first giant-grained calcitic carbonatite formed, in the second medium- to fine-grained calcitic carbonatite, and in the third dolomitic carbonatite. Further evidence of the multi-stage character of the process is the presence in carbonatites of 'prohibited' associations like quartz-olivine, quartz-nepheline, and quartz-baddeleyite, which belong to different stages of a single process of mineral deposition. The early generations of carbonatites are followed by later

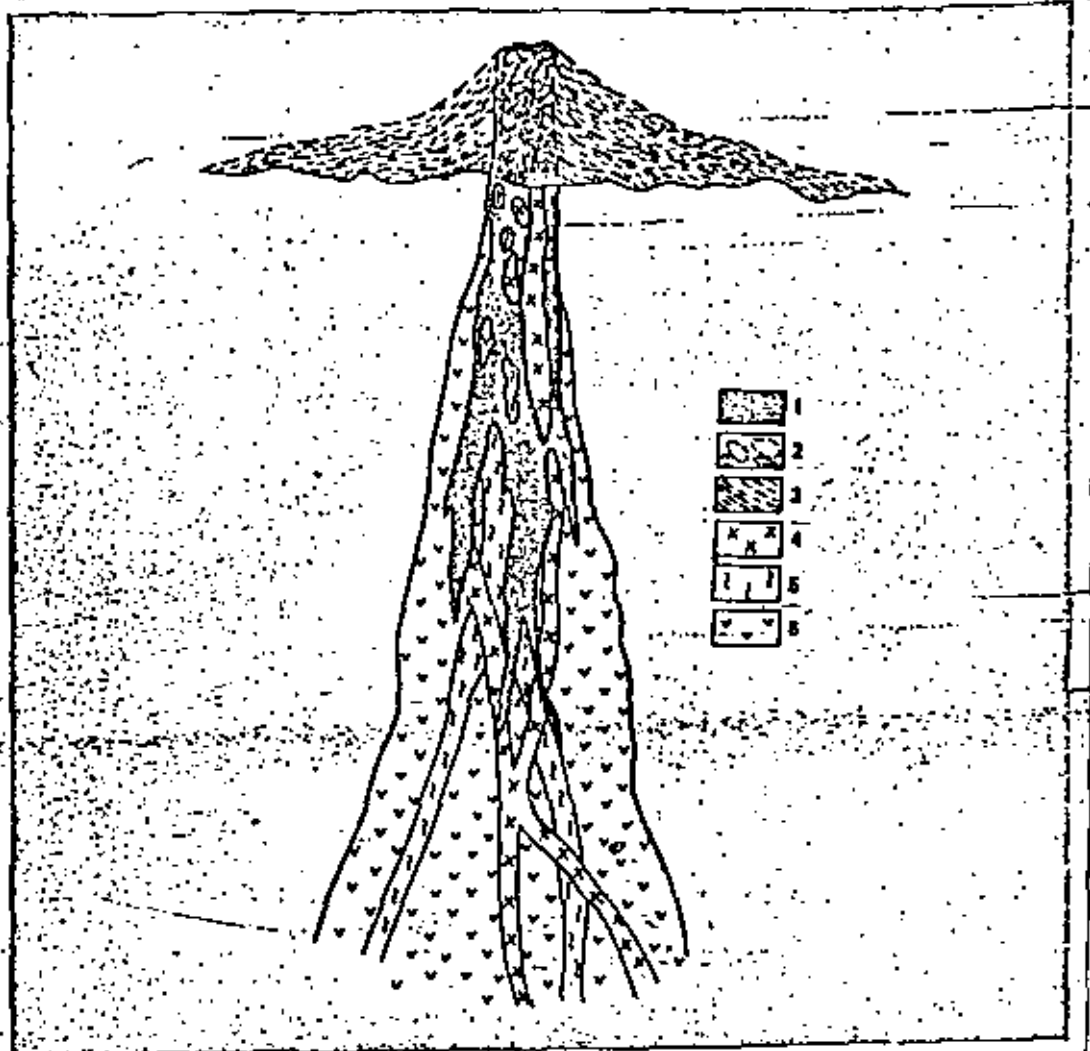


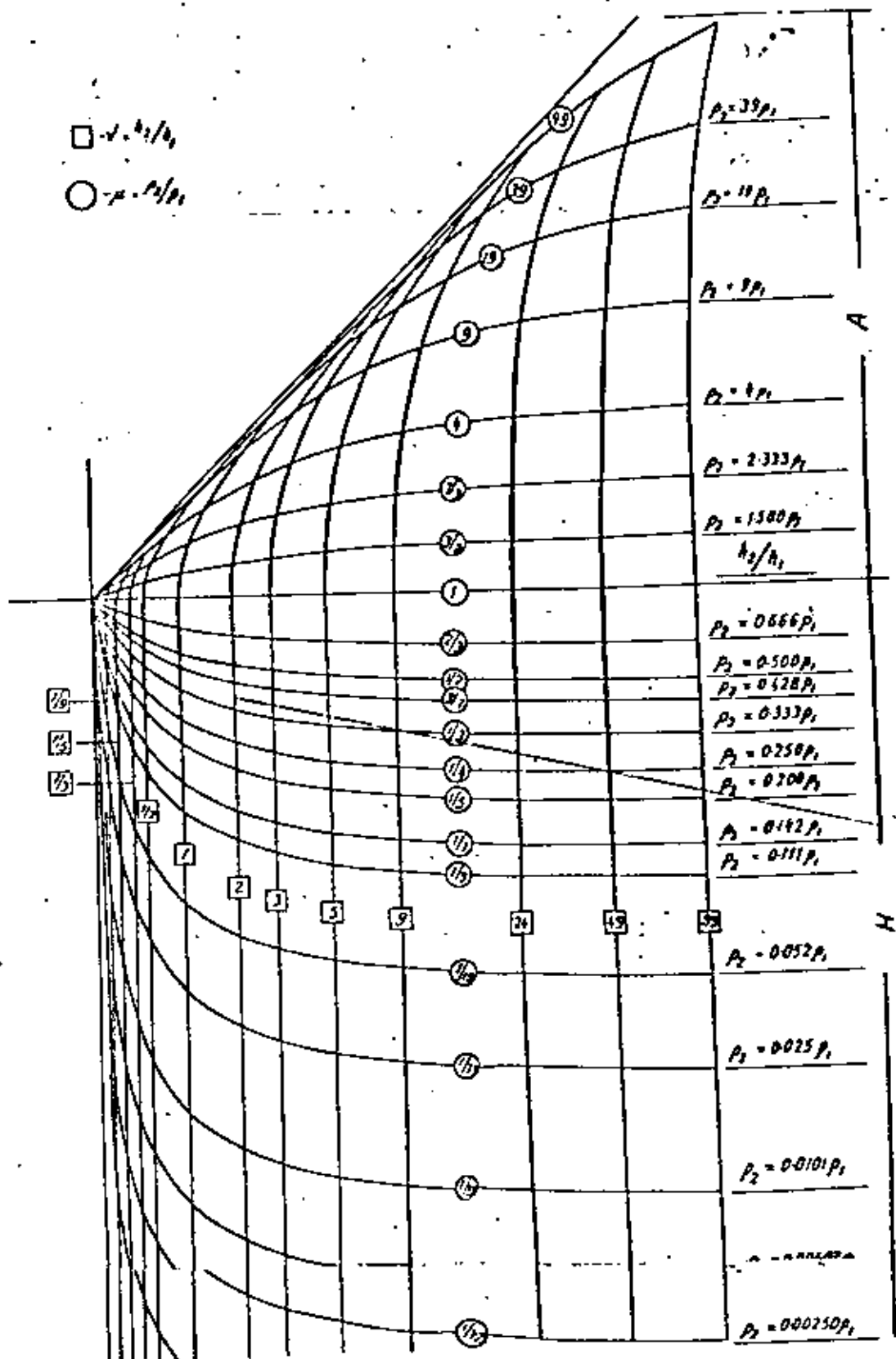
FIG. 65. Scheme of the vertical structure of an 'open' carbonatite deposit (after Ginsburg and Epstein)
 1—carbonatites
 2—rocks of vent facies
 3—ultrabasic alkali effusives and tuffs
 4—alkali and nepheline syenites
 5—jolites
 6—hyperbasic rocks

(7) the higher $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ ratios in carbonatites compared with sedimentary carbonate rocks, which is evidence of their juvenile source and higher formation temperature.

Two hypotheses of the origin of carbonatites compete at present. One considers them to be a rock formed by the crystallization of a magmatic melt. This is the view advocated by Brögger, Davies, von Eckermann, Holmes, King, Larsen, Pecora, Smith and others, and

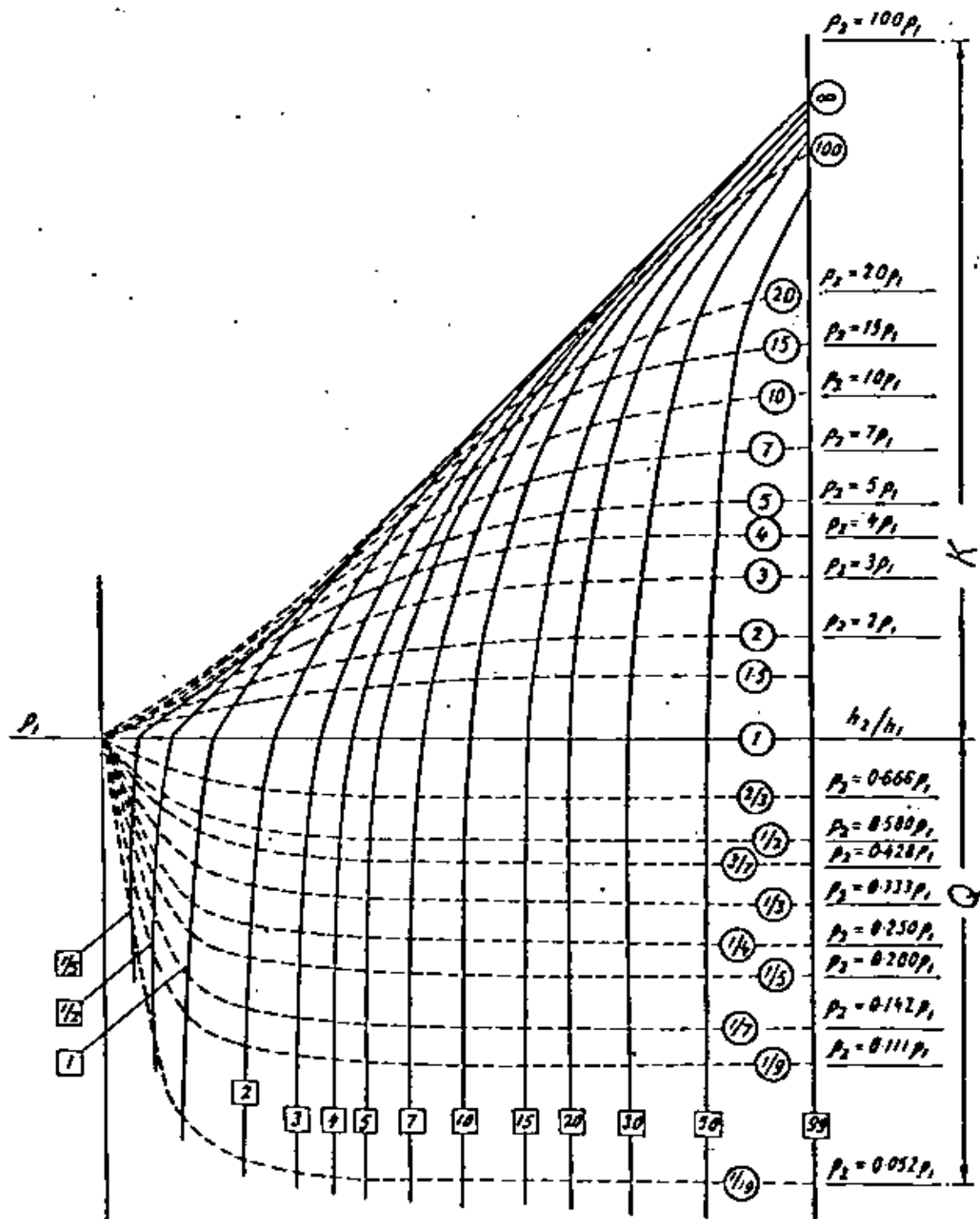
by Egorov among Russian geologists. The other hypothesis is that carbonatites form as typical post-magmatic hydrothermal deposits with different proportions of the substances being laid down in cavities in the enclosing rocks, and with replacement of the enclosing rocks. This is the view advocated by Bowen (1924-26), and in part by Sæther (1948), and by Borodin, Epstein, Ginsburg, Pozharitskaya, Scheinmann and other Soviet geologists.

PLATE III



Auxiliary point charts, H and A.

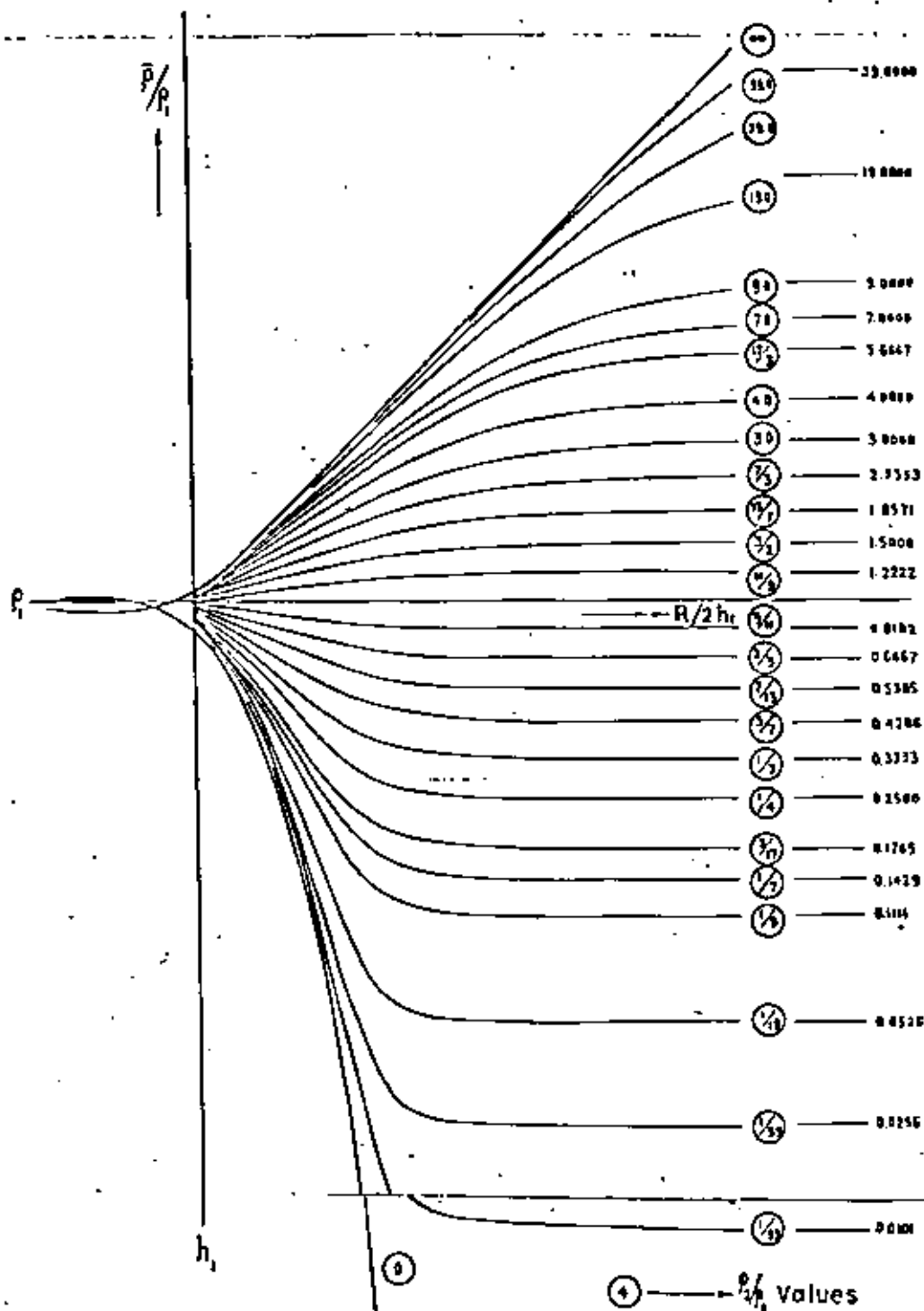
PLATE IV



□ - $v = h_2/h_1$
 ○ - $\mu = p_2/p_1$

Auxiliary point charts, K and Q.

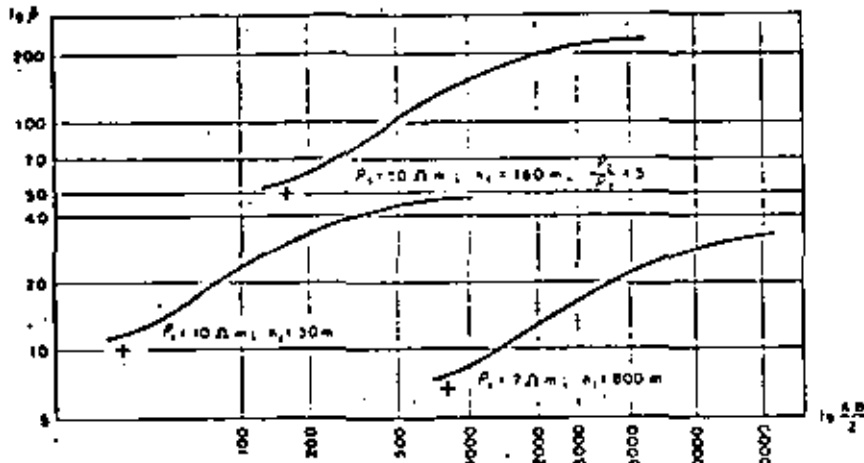




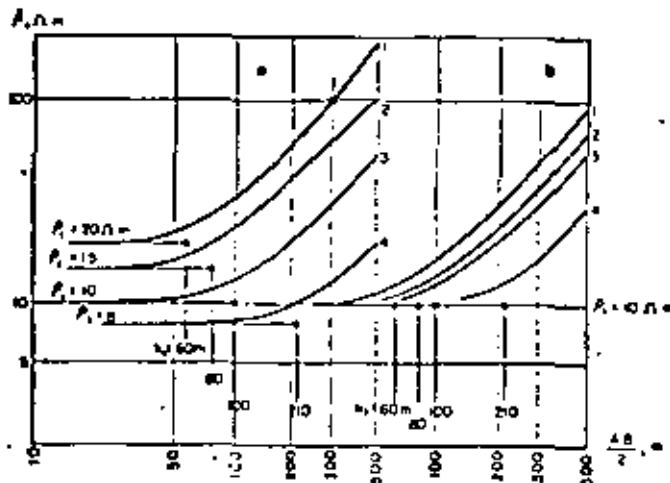
Two-layer master curves: radial dipole arrangement. (From ANONYMOUS, 1957.)



h_1



Constancia de la forma de la curva $\beta = P_1 \cdot \left(\frac{A \cdot B}{2 \cdot h_1} \right)$, representada en escala logarítmica, al permanecer $\frac{P_1}{h_1}$ constante y variar P_1 y h_1 .



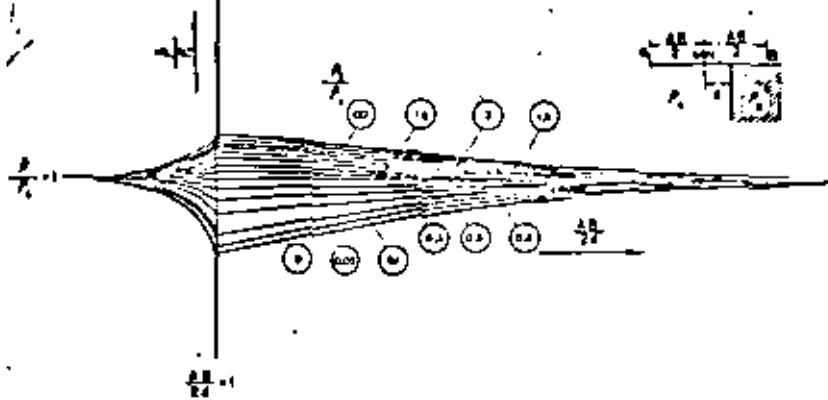
- Curvas de SEV para el bare geoelectrónico de la fig. 43. a- Curvas de SEV para h_1 y P_1 variables; b- Curvas de SEV para h_1 variable y P_1 constante e igual a 10 Ohm

2

.....

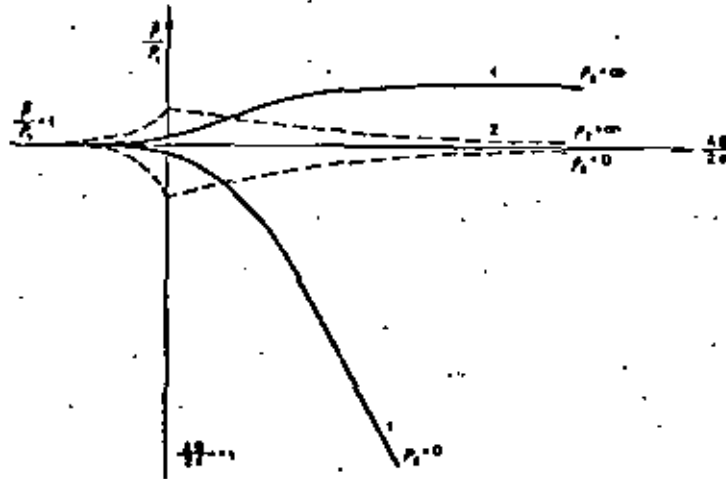
•

•



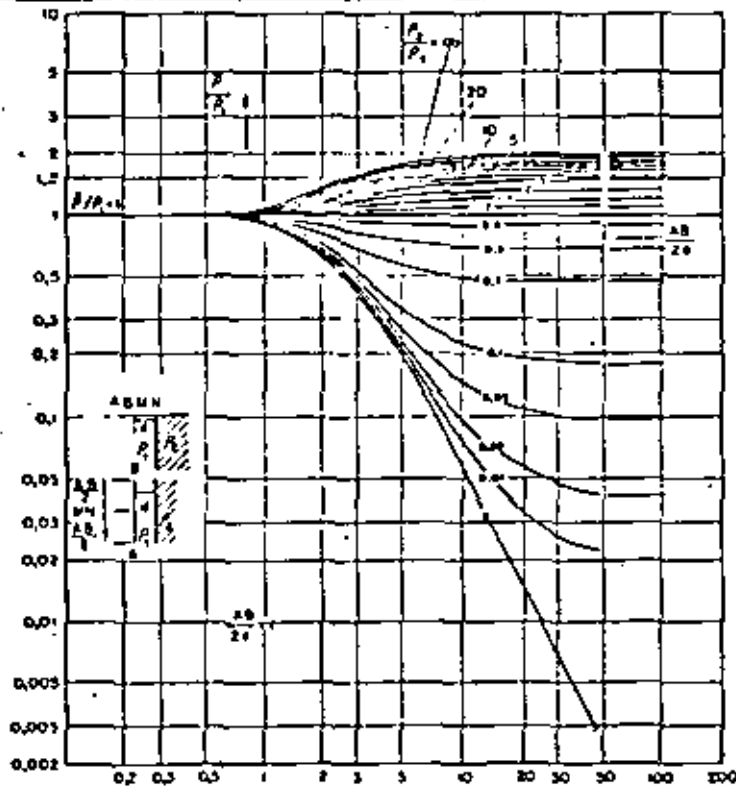
Abaco de curvas de SEV próximas al límite de separación vertical de dos medios.

La alineación AB es perpendicular a la línea del afloramiento del plano de contacto sobre la superficie del terreno.



Comparación de las curvas de SEV con alineación AB paralela y perpendicular a la línea de afloramiento del contacto vertical, sobre la superficie del terreno.

1- AB paralela a la línea de afloramiento del contacto vertical, 2- AB perpendicular a la línea de afloramiento del contacto vertical.



Abaco de curvas de SEV próximas al límite de separación vertical de dos medios.

Alineación AB paralela a la línea de afloramiento superficial del plano de



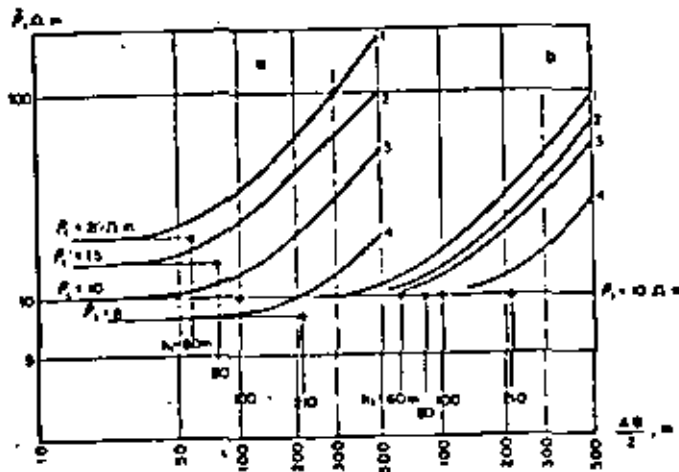
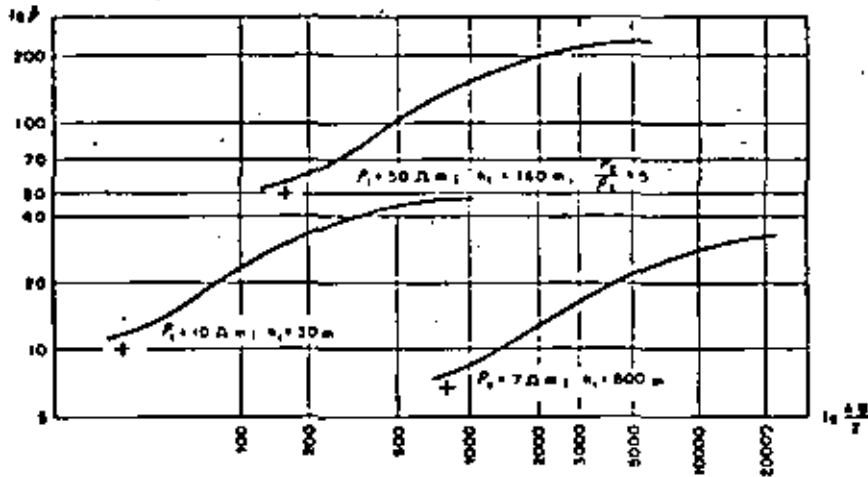


Fig. 43. Curvas de SEV para el corte geométrico de la fig. 43. a- Curvas de SEV para h_1 y R_1 variables; b- Curvas de SEV para h_1 variable y R_1 constante e igual a 10 Δm .

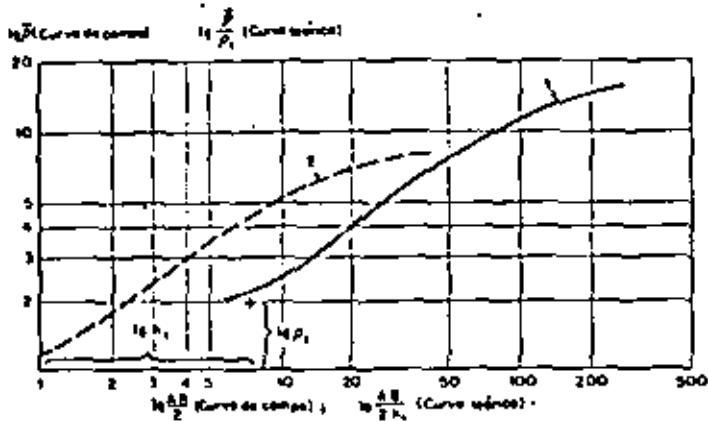
2

h_1



Constancia de la forma de la curva $R = R_1 \cdot f\left(\frac{\Delta B}{2 h_1}\right)$, representada en escala bilogarítmica, al permanecer $\frac{R}{h_1}$ constante y variar R_1 y h_1 .

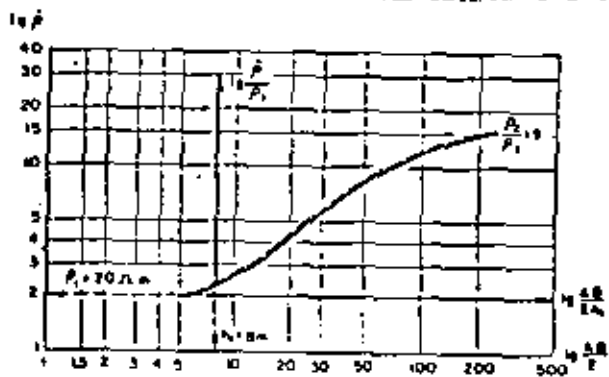
2



Desplazamiento de la curva de campo de SEV respecto a la del abaco variando los valores $\lg h$, (a la derecha a la izquierda) y $\lg P$, (hacia arriba o hacia abajo).

- 1- Curva de campo de SEV para el caso $P_1 = 20 \text{ años}$, $h_1 = 8 \text{ m}$, $\frac{A_1}{B_1} = 8$;
 2- Curva teórica de SEV para el mismo caso

3

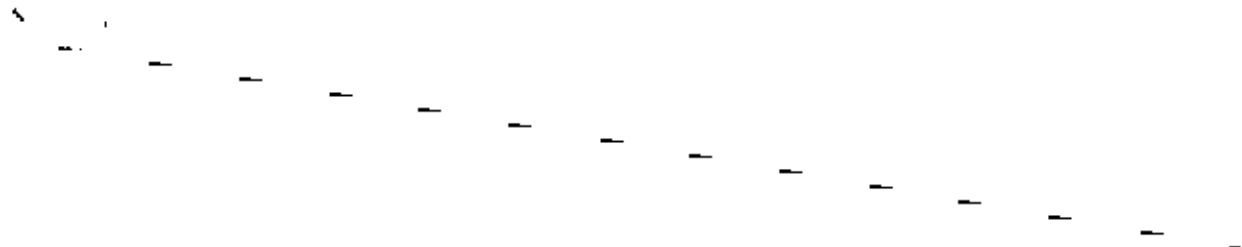


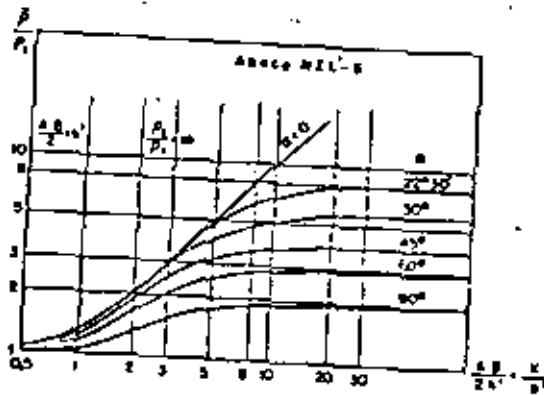
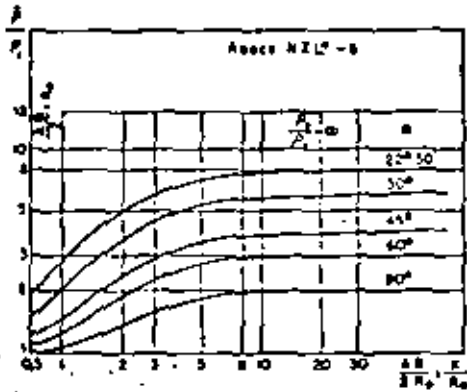
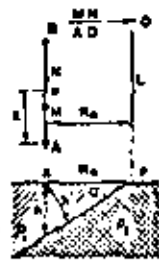
Situación de los ejes de coordenadas del abaco y de la curva de campo de SEV en el caso de interpretación de esta última mediante superposición con la primera.

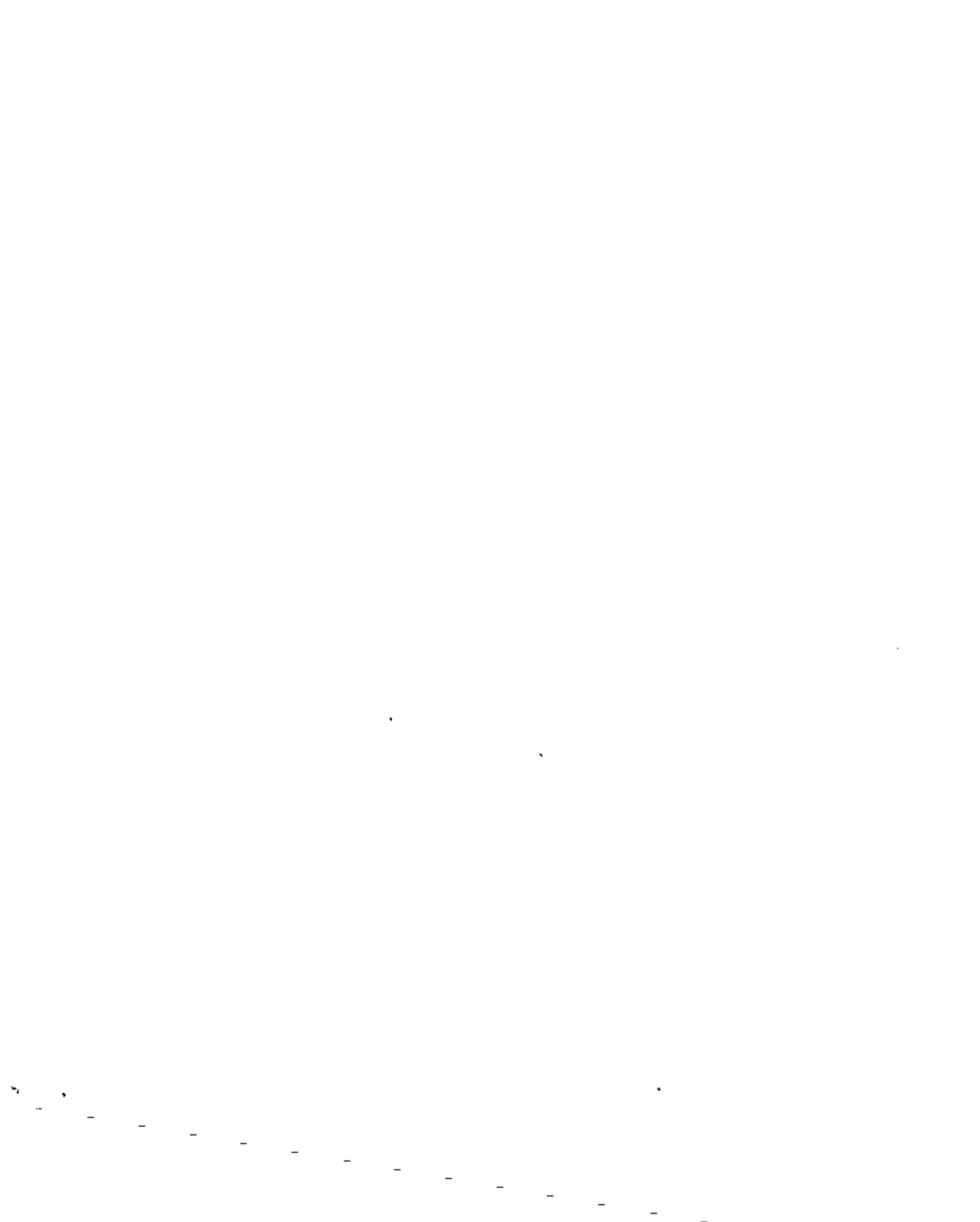
3

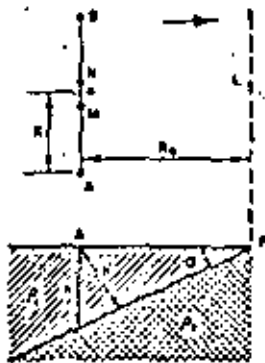
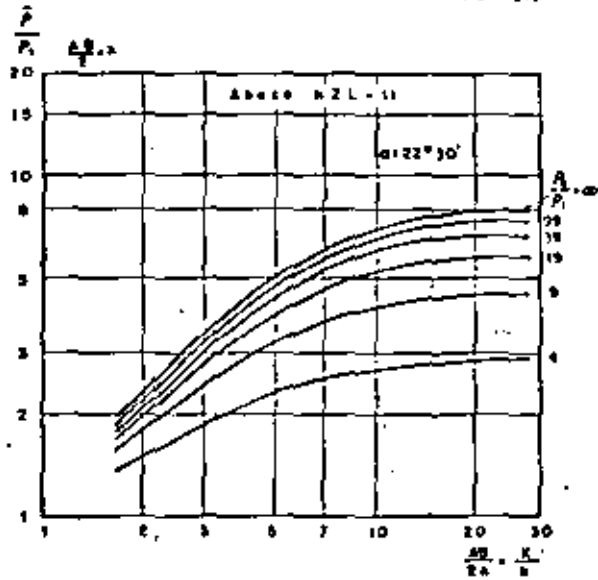
2

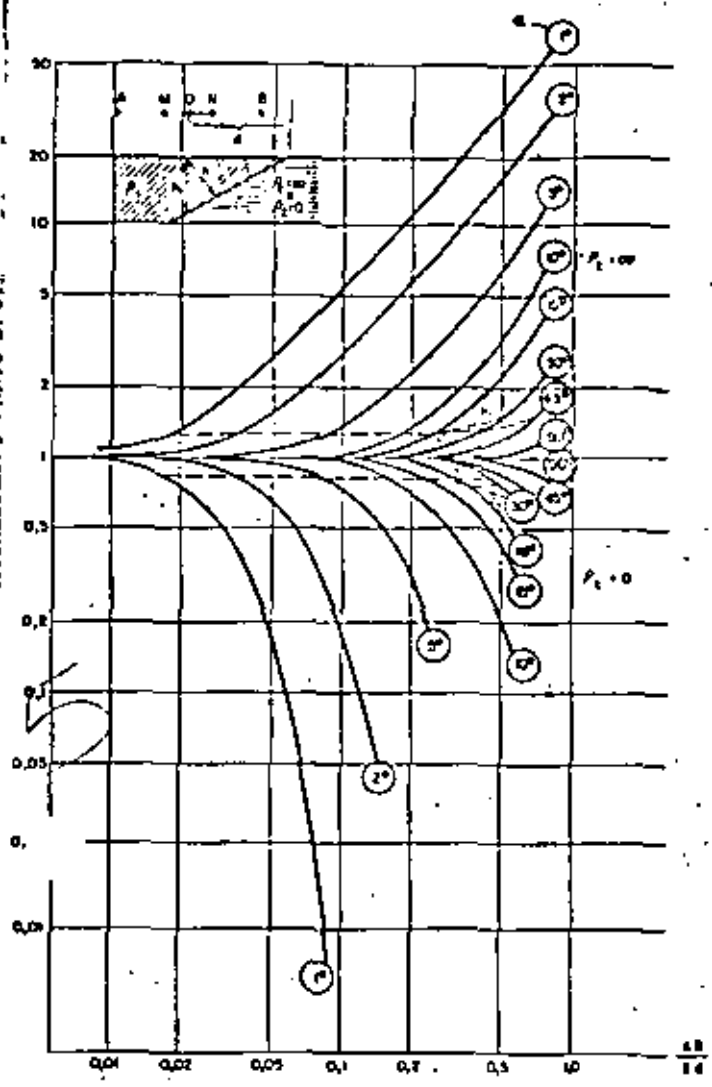
1



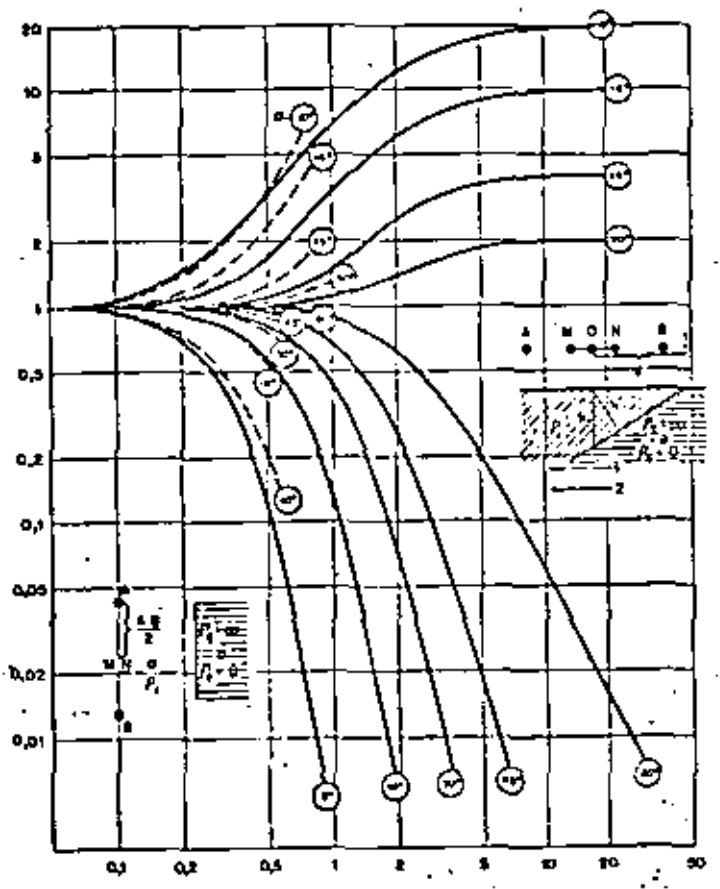






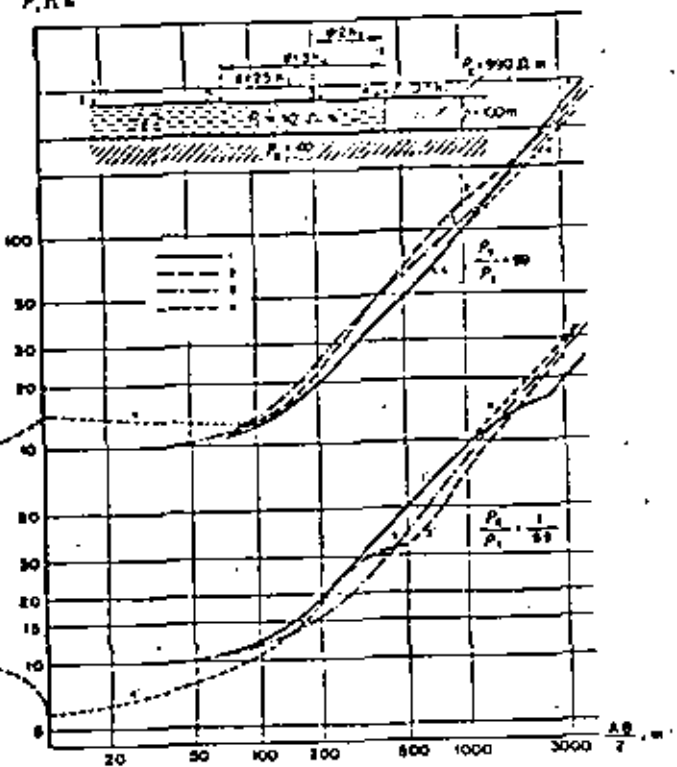


Abaco de curvas de SEV para el caso de plano de separación de los dos medios inclinado.
 Alineación A B perpendicular a la línea de intersección con el terreno del plano de separación (Calculado en el Laboratorio de Exploración Eléctrica NIIGR en el año 1953)



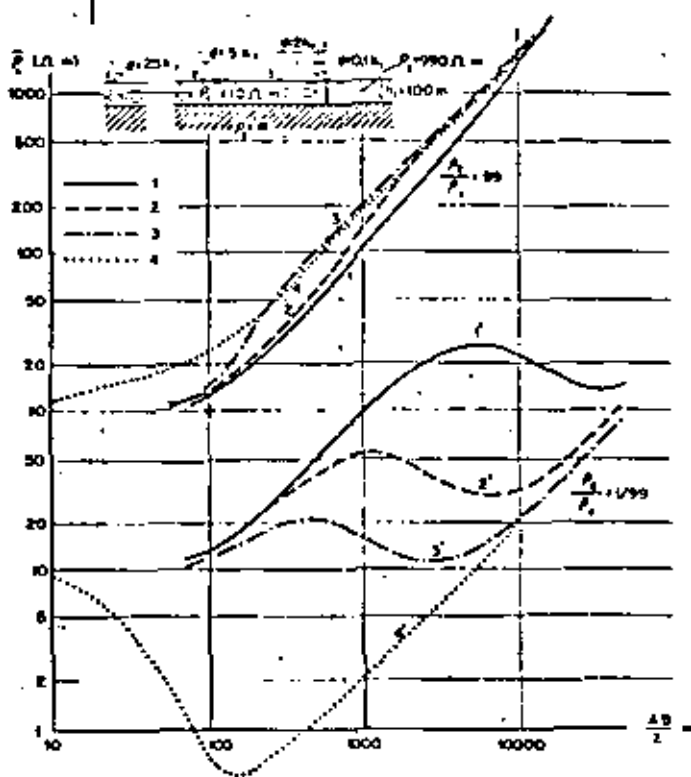
Comparación de las curvas de SEV para el caso de plano de separación de los dos medios inclinado, con alineación A B perpendicular y paralela a la línea de intersección.
 1- Curvas de SEV con alineación A B perpendicular a la línea de intersección.
 2- Curvas de SEV con alineación A B paralela a la línea de intersección.

P, n =



Curvas de SEV para un contacto horizontal-vertical de tres medios, para diversas distancias del punto de SEV al plano de contacto vertical. Dispositivo AB perpendicular a la traza del plano de contacto con la superficie del terreno.

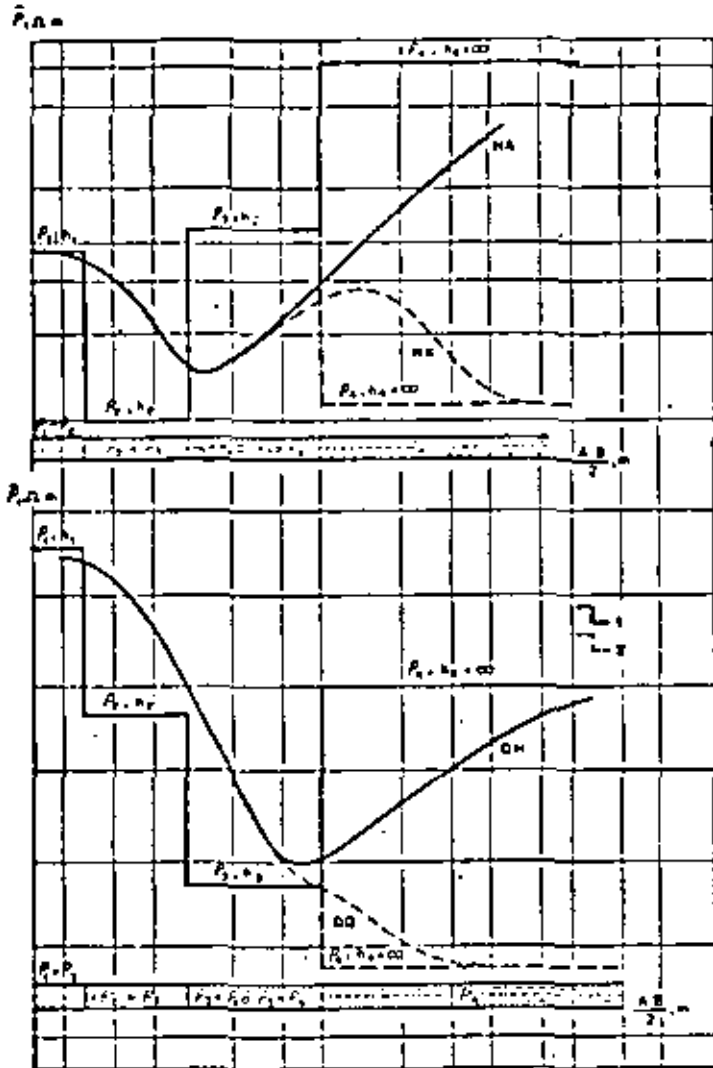
1- SEV en los puntos 1 y 1', $d = 25 h_1$; 2- SEV en los puntos 2 y 2', $d = 5 h_1$; 3- SEV en los puntos 3 y 3', $d = 2 h_1$; 4- SEV en los puntos 4 y 4', $d = 0,1 h_1$.



Curvas de SEV en caso de contacto horizontal-vertical de tres medios, para diversas distancias del punto de SEV al plano de contacto vertical. Dispositivo AB paralelo a la traza del plano de contacto con la superficie del terreno. Los puntos de SEV 1, 2, 3, 4 están a la derecha de la traza, simétricos de los puntos de SEV 1', 2', 3', 4'.

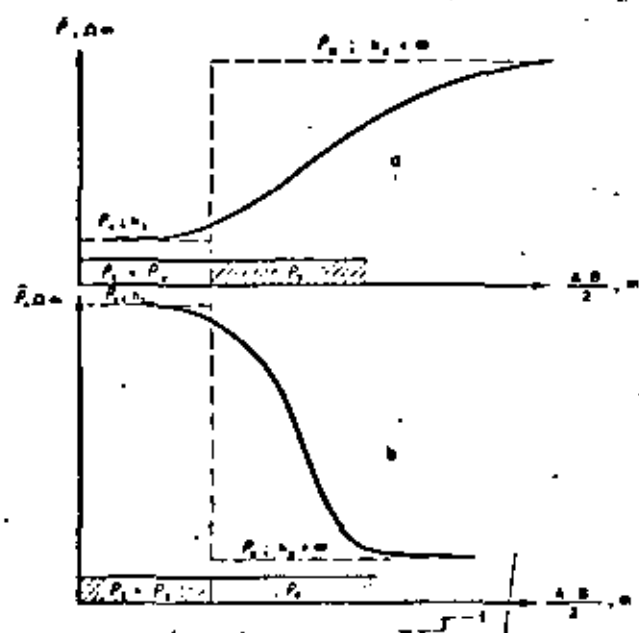
1- SEV en los puntos 1 y 1', $d = 25 h_1$; 2- SEV en los puntos 2 y 2', $d = 5 h_1$; 3- SEV en los puntos 3 y 3', $d = 2 h_1$; 4- SEV en los puntos 4 y 4', $d = 0,1 h_1$.

0



Tipos de curvas de SEV de cuatro capas

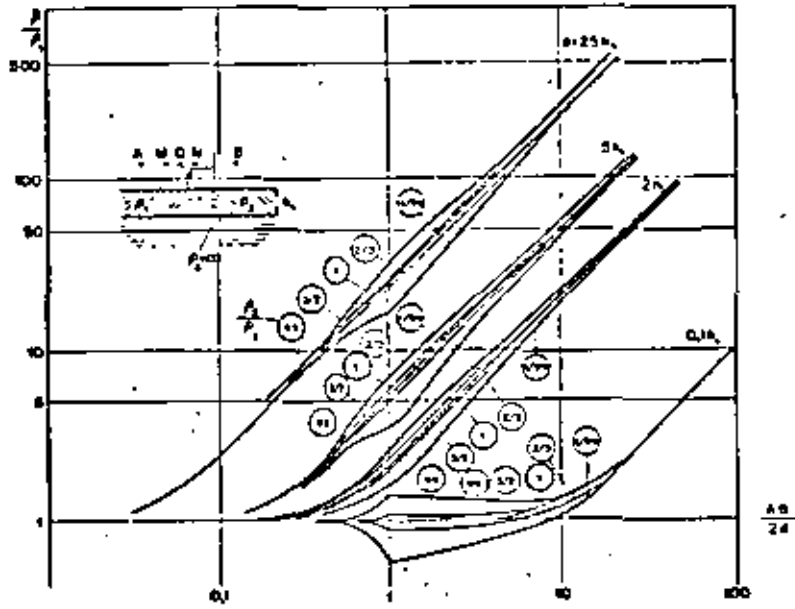
1,2 - Gráficas de curvas y momentos verdaderos de las capas



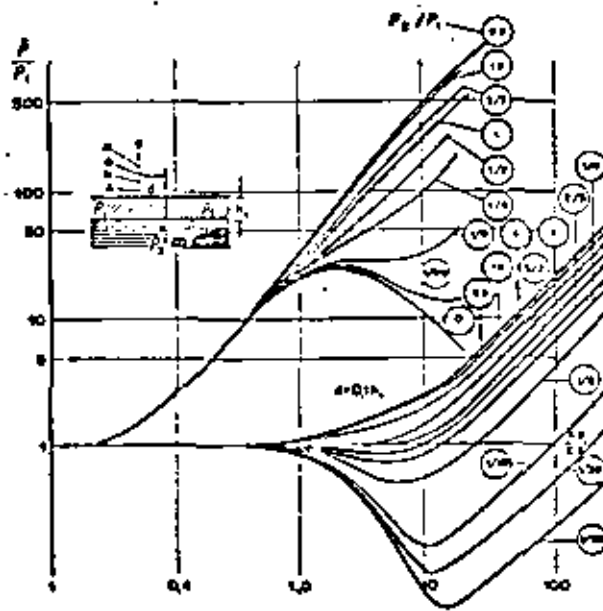
Tipos de curvas de SEV de dos capas

1 - Gráfica de resultados verdaderos de las capas

6



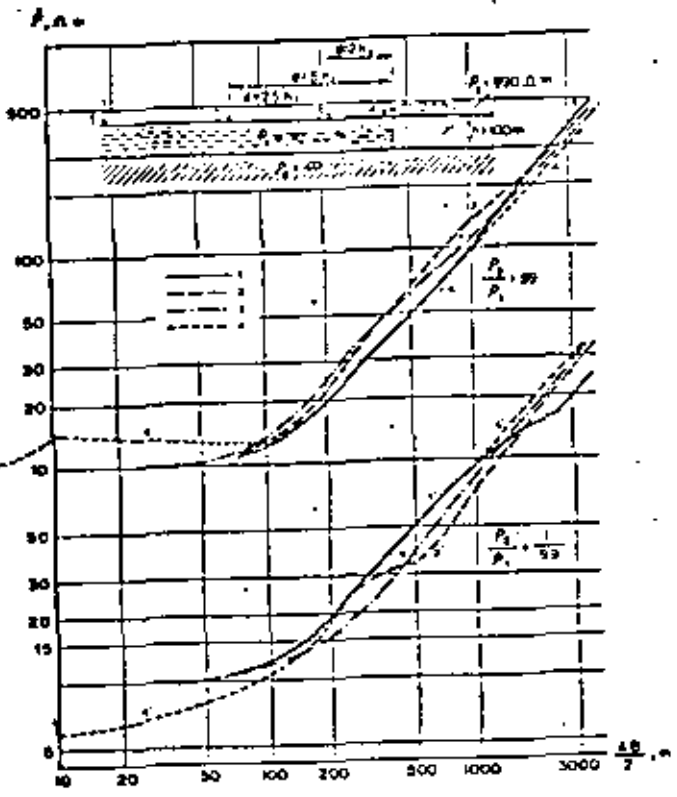
Abecás de curvas de SEV para contacto horizontal-vertical de tres medios con distribución AB de electrodos perpendicular a la línea de afloramiento del contacto vertical



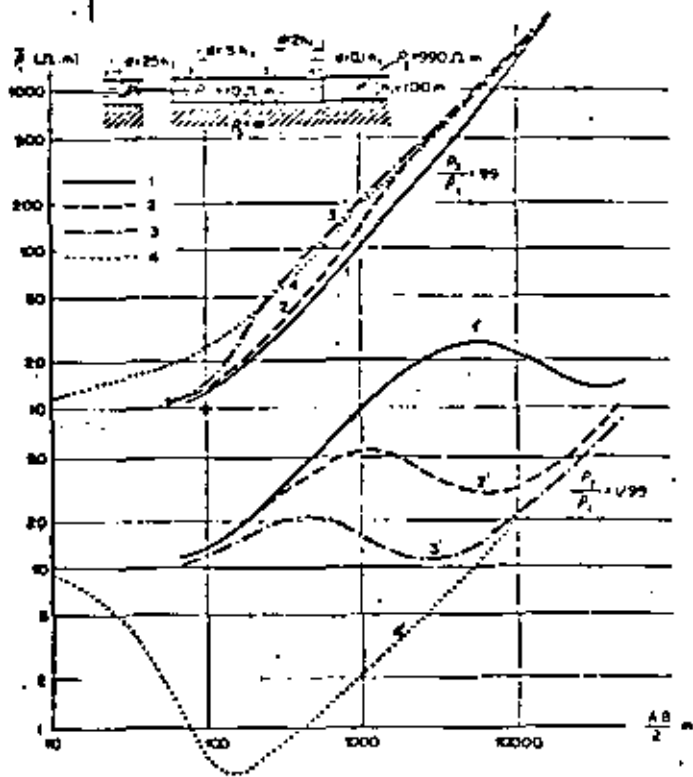
Abecás de curvas de SEV calculadas, en caso de contacto horizontal-vertical de tres medios y dispositivo electrodinámico AB paralelo a la línea de afloramiento del plano de contacto vertical.

(Calculadas en el Laboratorio de Examen Eléctrico NIIGR, año 1955)

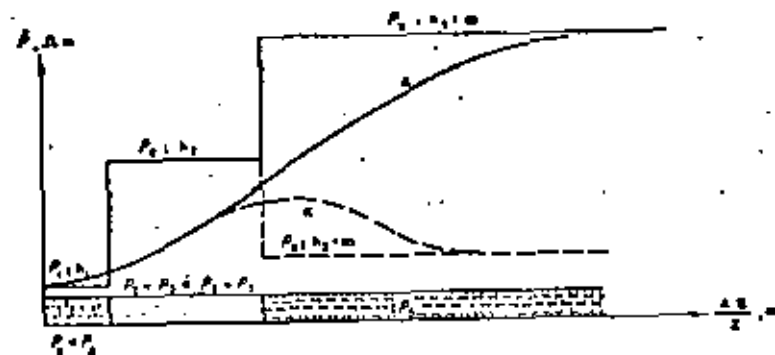
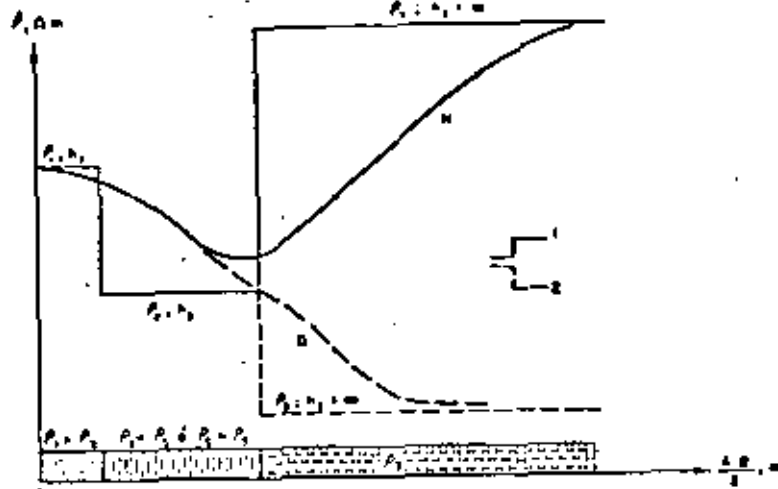




Curvas de SEV para un contacto horizontal-vertical de tres medios, para
 varias distancias del punto de SEV al plano de contacto vertical.
 Dispositivo AB perpendicular a la traza del plano de contacto con la
 superficie del terreno.
 1- SEV en los puntos 1 y 1', $d = 25h$; 2- SEV en los puntos 2 y 2', $d = 5h$;
 3- SEV en los puntos 3 y 3', $d = 2h$; 4- SEV en los puntos 4 y 4', $d = 0,1h$.

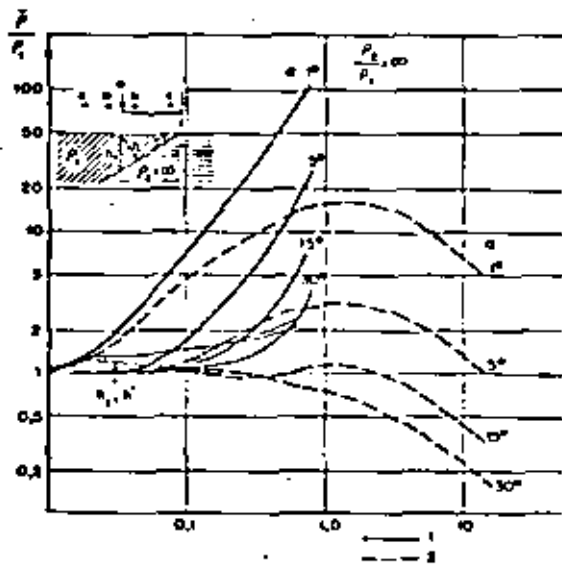


Curvas de SEV en caso de contacto horizontal-vertical de tres medios, para diversas
 distancias del punto de SEV al plano de contacto vertical. Dispositivo AB
 paralelo a la traza del plano de contacto con la superficie del terreno.
 Las curvas de SEV 1, 2, 3, 4' están a la derecha de la traza, simétricas de los
 puntos de SEV 1, 2, 3, 4.
 1- SEV en los puntos 1 y 1', $d = 25h$; 2- SEV en los puntos 2 y 2', $d = 5h$; 3- SEV en los puntos
 3 y 3', $d = 2h$; 4- SEV en los puntos 4 y 4', $d = 0,1h$.



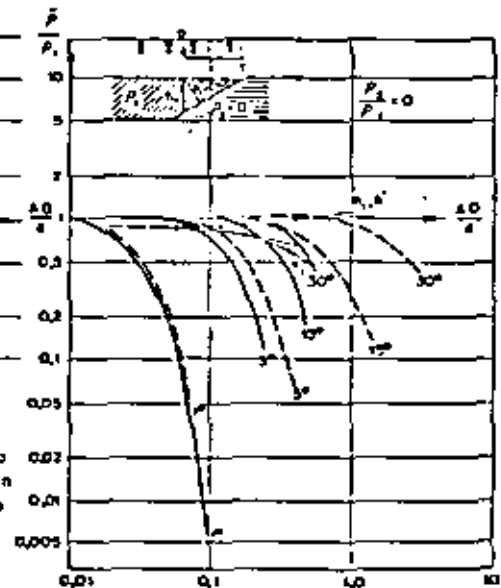
1.2 - Tipos de curvas de SEV de tres copos

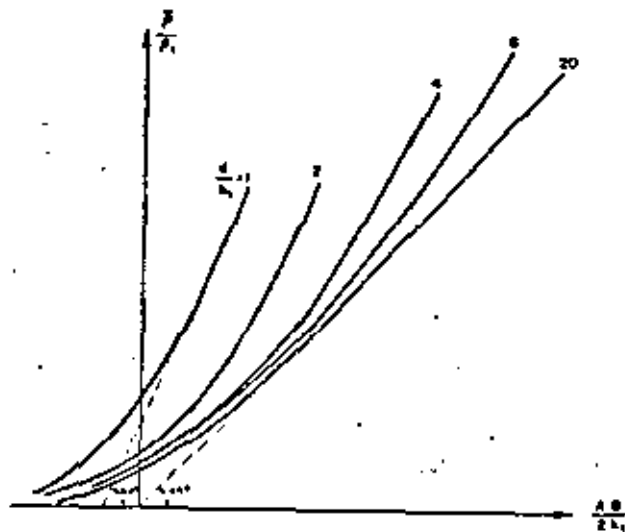
1.2 - Gráficas de separación y resistencias variables de los copos



Comparación de abacos de curvas de SEV obtenidos con depositivo AMNIB- ω de tres electrodos sobre plano de separación inclinado, al elevarse el electrodo A en dirección del levantamiento y del hundimiento del plano de separación.

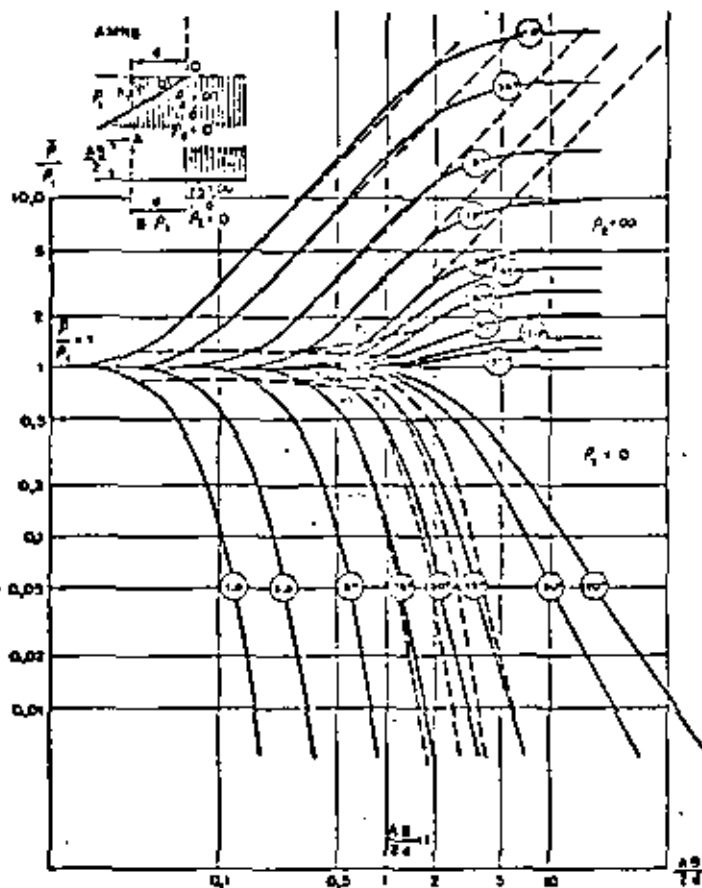
- 1- El electrodo A se eleva en la línea de separación.
- 2- El electrodo A se eleva de la línea de separación.





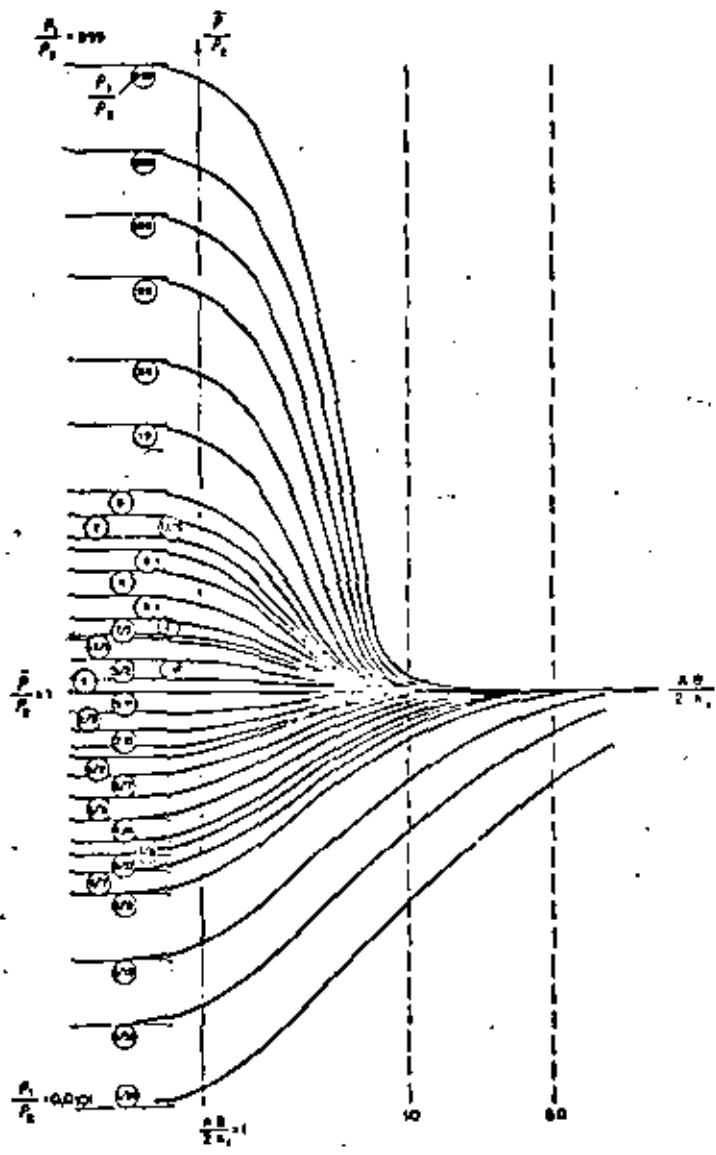
Curvas teóricas de SEV de dos capas para el caso de un valle estrecho.





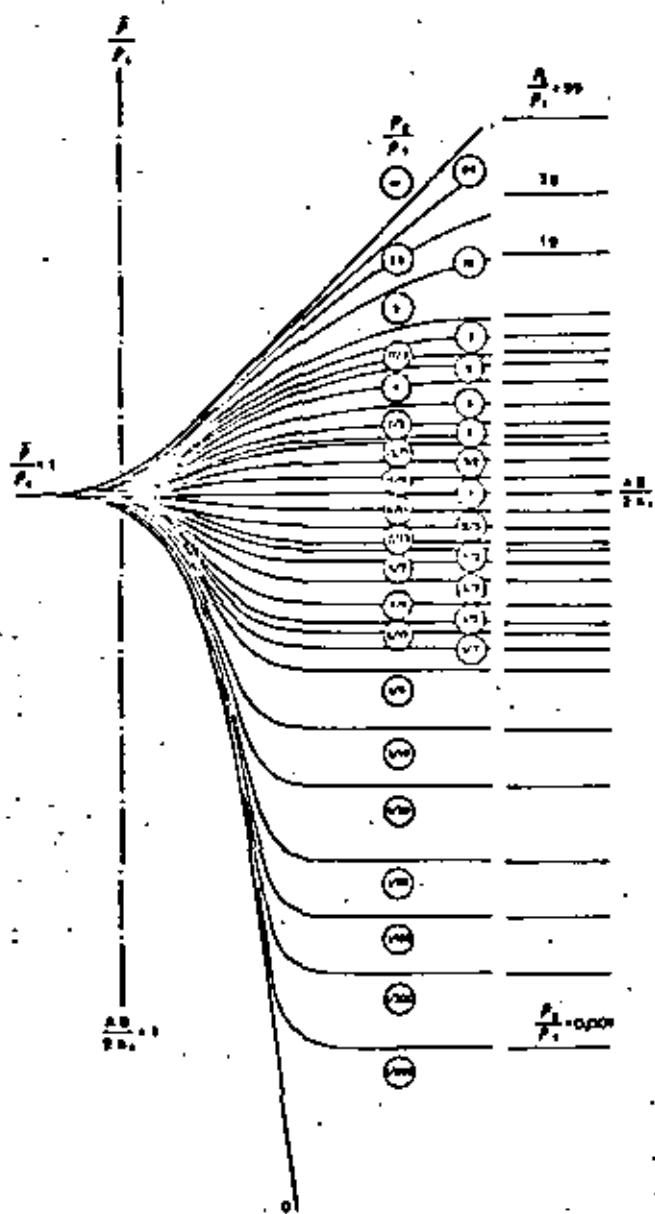
Abaco de curvas de SEV con distribución AB paralela a la línea de
 afloramiento del contacto inclinado, para diversos ángulos de buzamiento
 del plano de contacto (ábscisa $C_1 = 15$ y $C_1 = 25$).
 Están señalados de puntos algunas curvas del abaco de dos ejes con su
 origen de coordenadas en el punto $\frac{A}{B} = 1$ y $\frac{A_2}{A_1} = 1$.





Aprox de curvas de SEV de dos casos referidos a P_2





- Abaco de curvas de SEV de dos capas

Mission de MADAGASCAR

S.E. 1001

Le Août / 1954

liée approximative

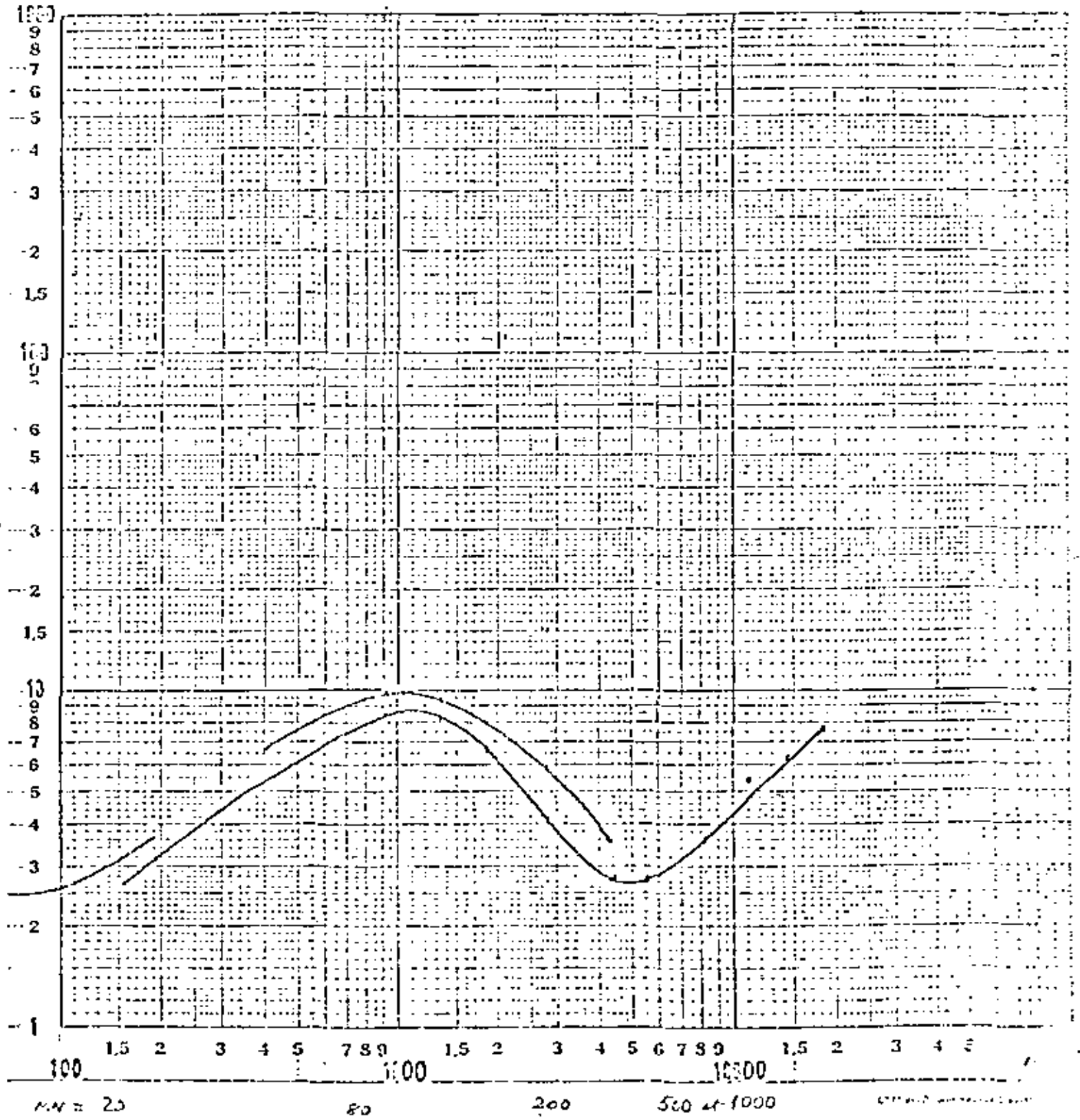
Cable : tellur. et monomet. mélangés
 $R_{\text{ligne}} \approx 600 \Omega$ $R_{AB} \approx 600 \Omega$?
 $E = 1000 \text{ V.}$ $I = 1,25 \text{ A.}$
 $\Delta V \approx 0,01 \text{ mV}$
 $T = 80 \text{ s.}$ Enregist. = 9 h. } *dern. mesure*

Cote de Surface:

Asimut de AB:

Épaisseur du revêtement:

Cote du substratum:

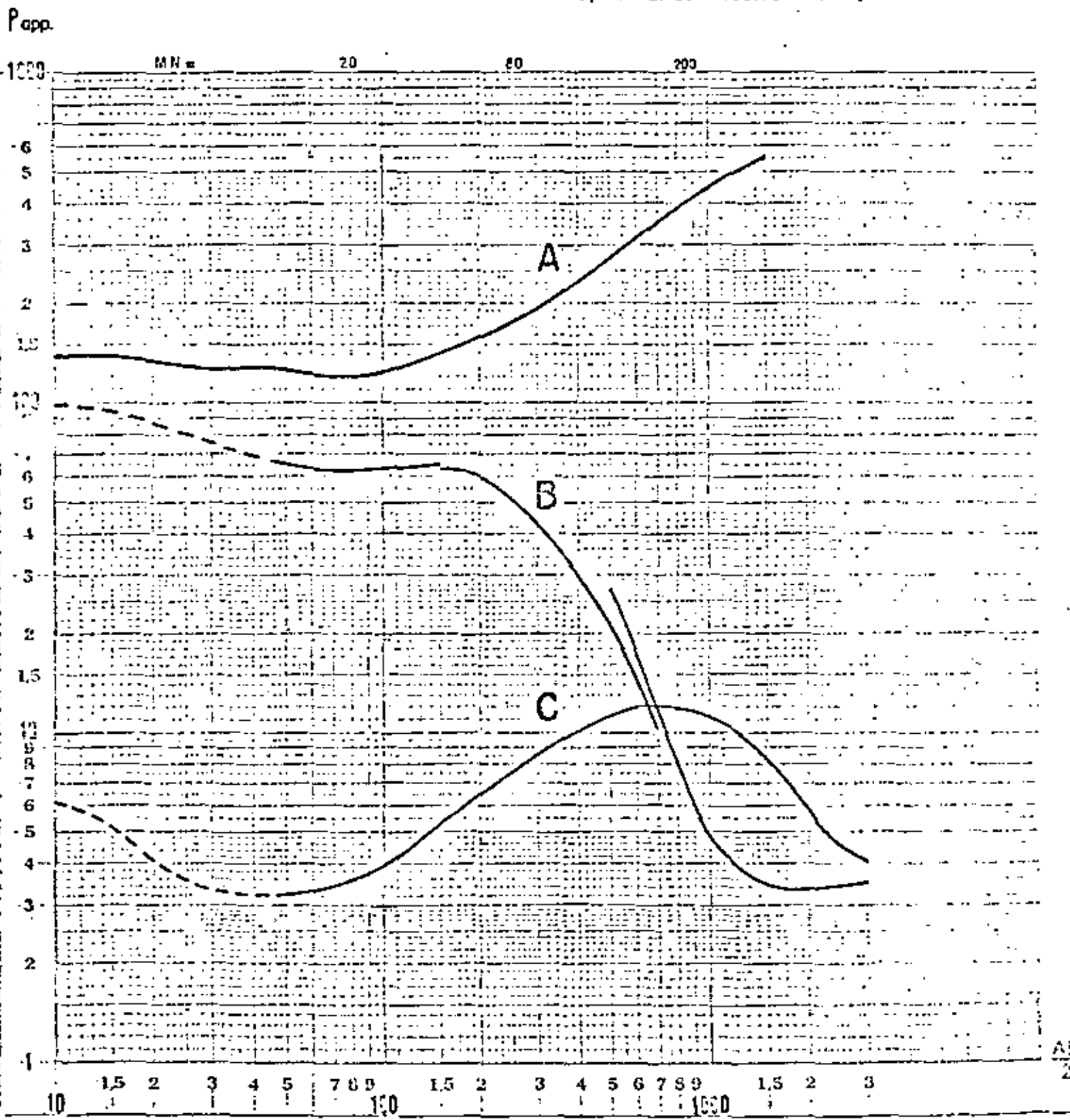


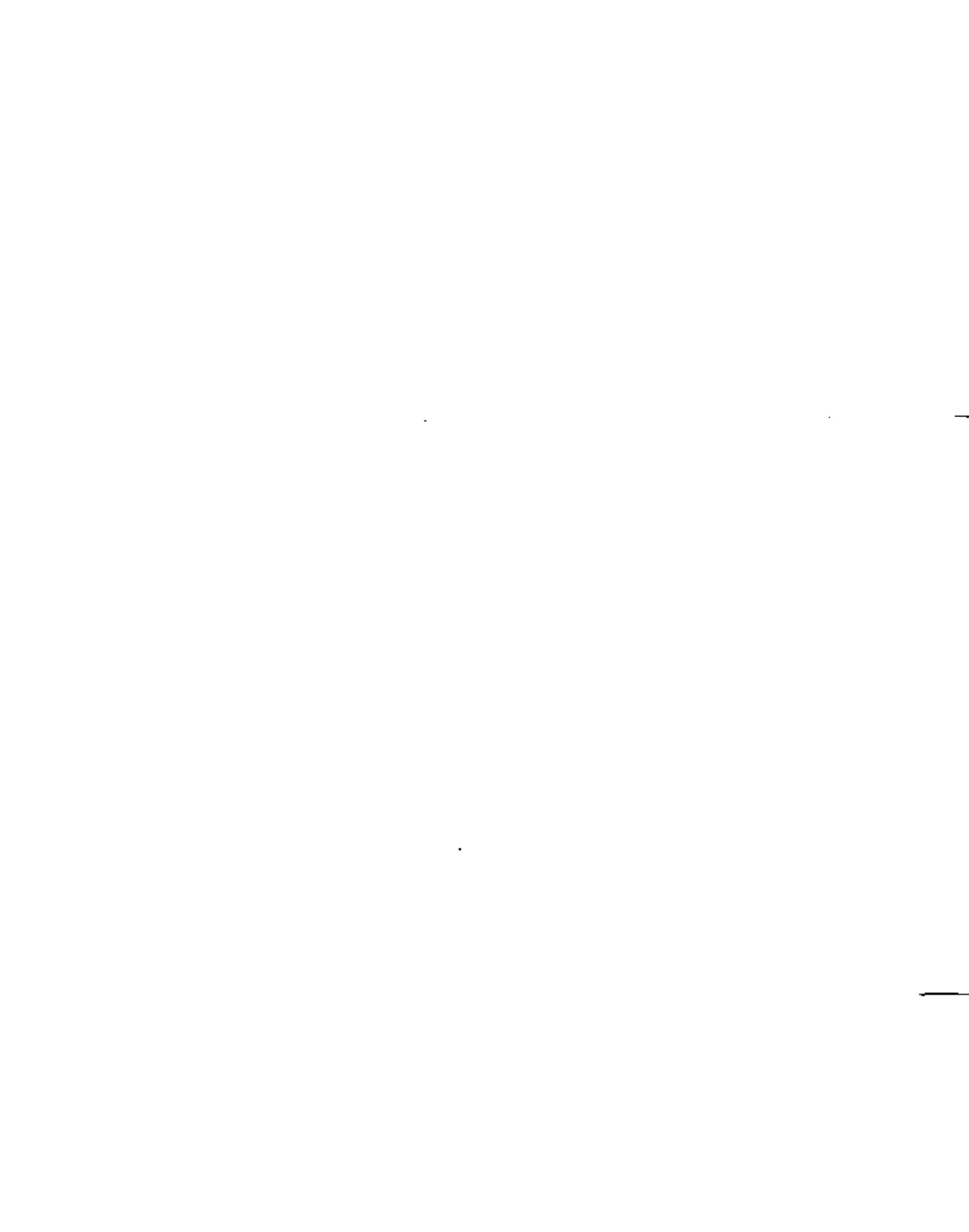
Exercice d'interprétation n°1

[S.E. fictifs]

- Admettre une tolérance de 5 à 10% sur les valeurs de résistivité apparente.
- Négliger provisoirement les portions en tireté, pour ne considérer que 2 ou 3 terrains homogènes.
- Supposer que les courbes B et C correspondent au même substratum.

Épaisseur du recouvrement ?





Mission _____

Date _____

S.E. Exercice N° 2

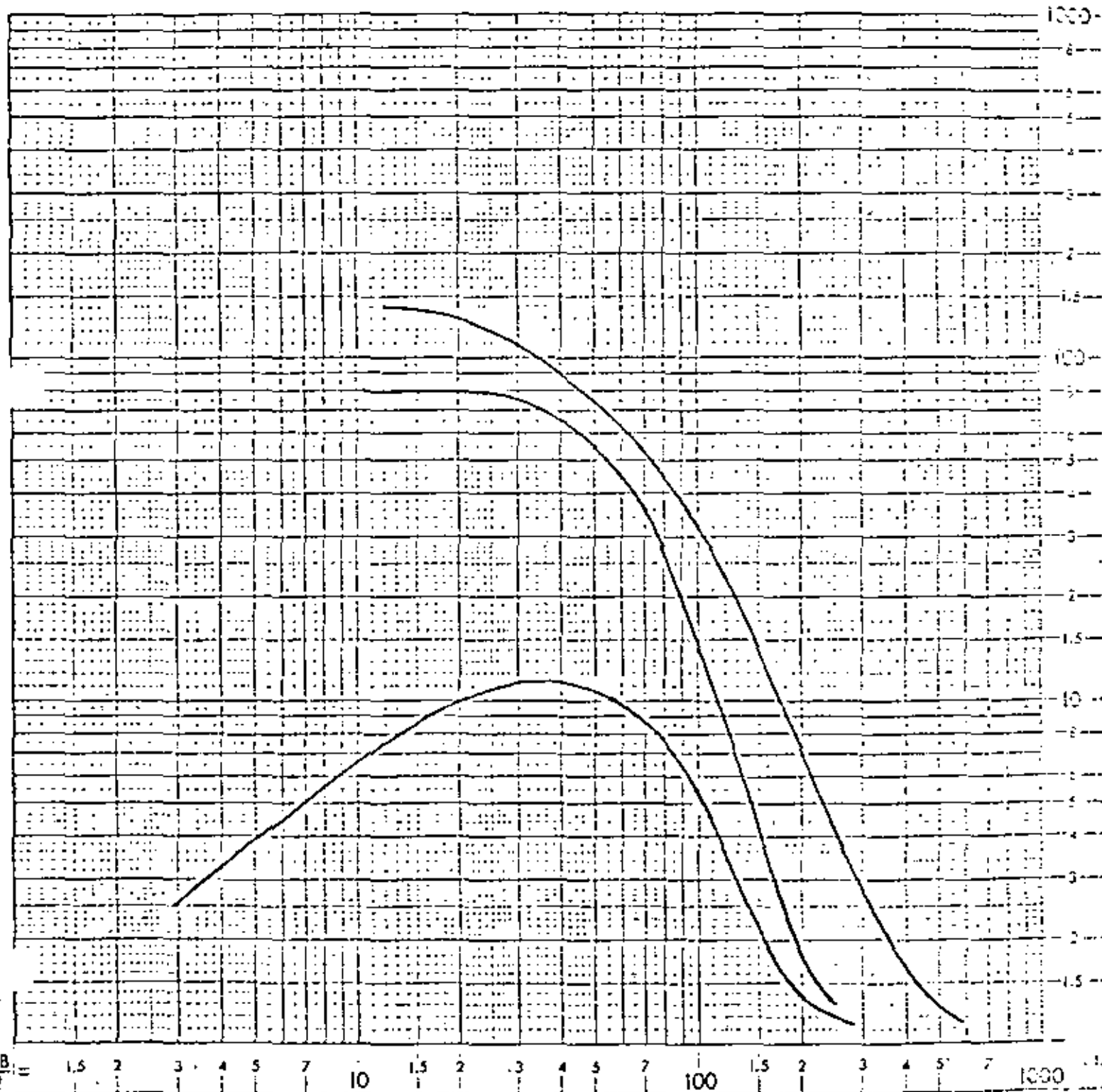
Ferage

Interprétation:

Azimet de AB _____

Cote de surface _____

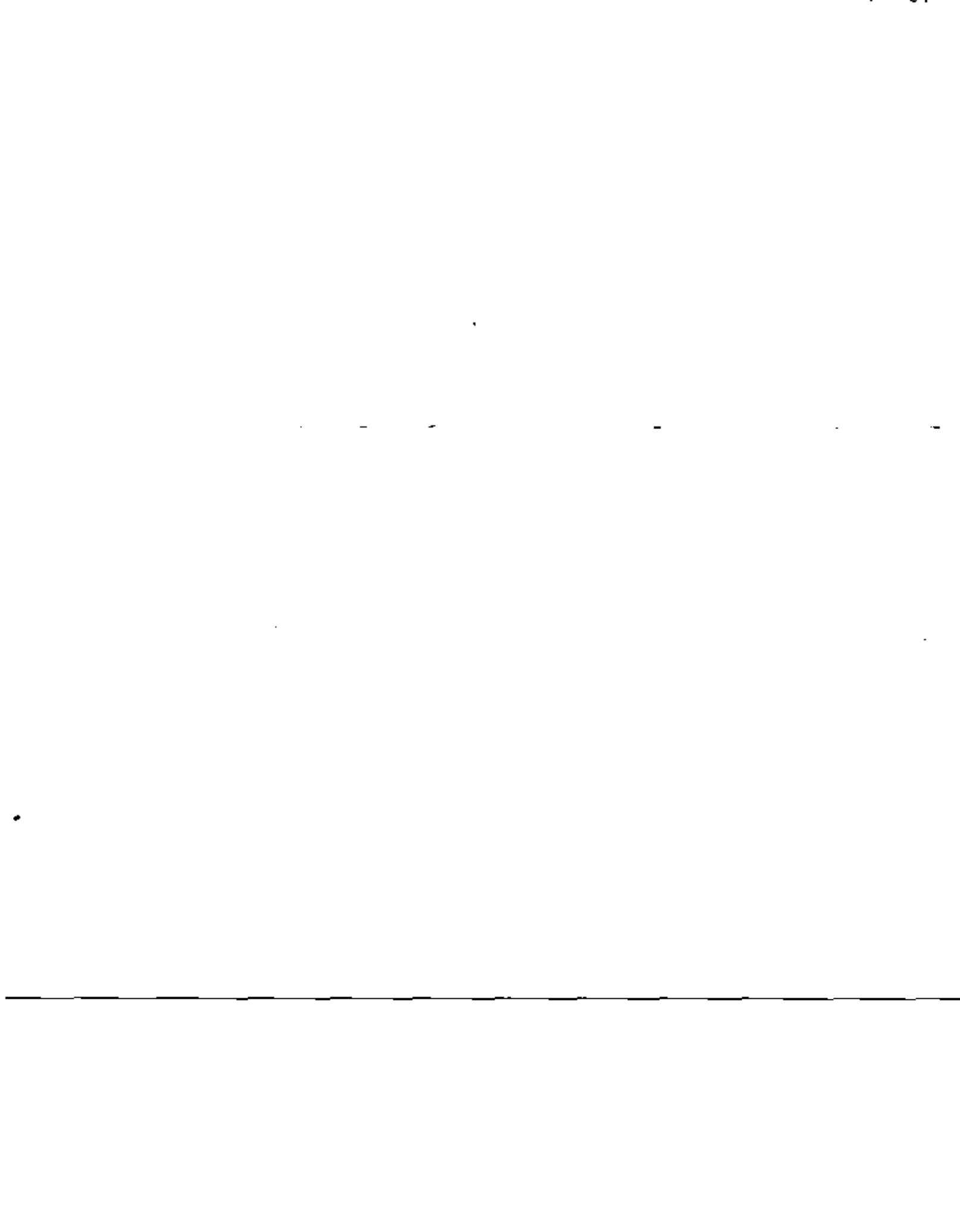
Coupe des terrains



Symbolis C.G.G. 8 BA

$\frac{AB}{2} =$ 1.5 2 3 4 5 7 10 1.5 2 3 4 5 7 100 1.5 2 3 4 5 7 1000 1.5

MN =

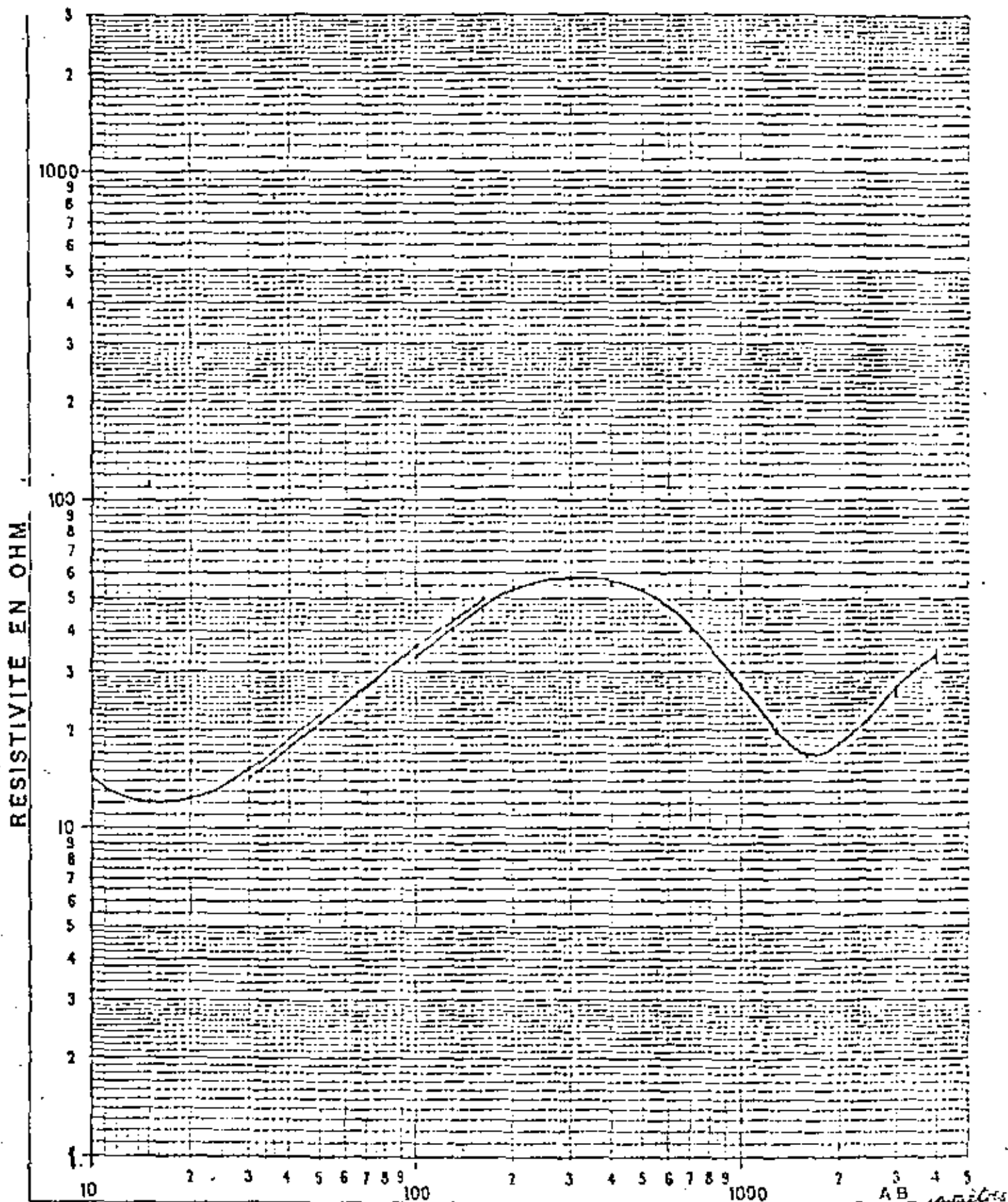


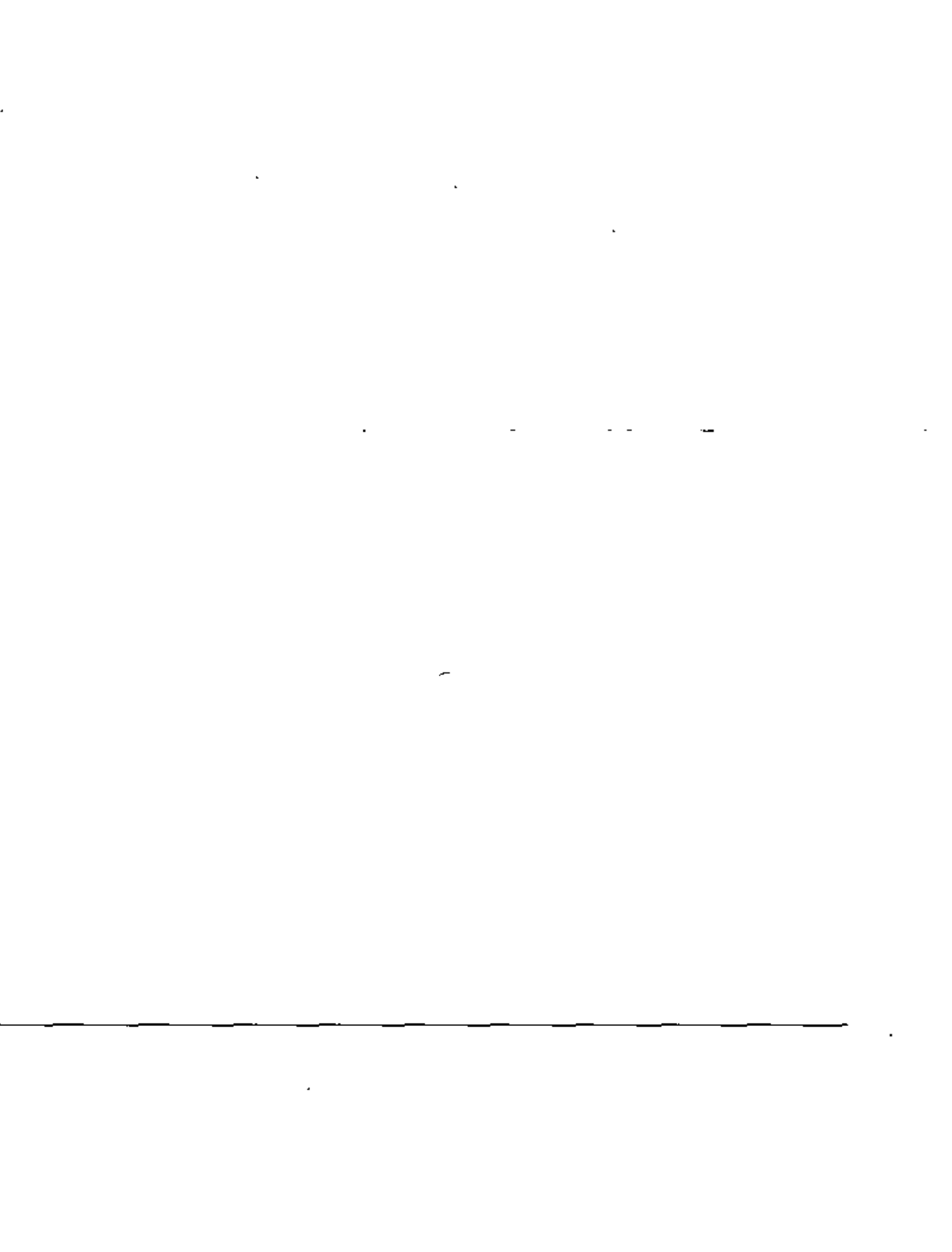
C.N.A.M. 25 Mai 1963

Examen de Géophysique

Question I

S.E.





LE MASNE
L. GUSL.
et cours de l'événement

Mission - ECOLE

RECLOSÉS

S. G. Marc des Fermes

Le 10 Mars 1959

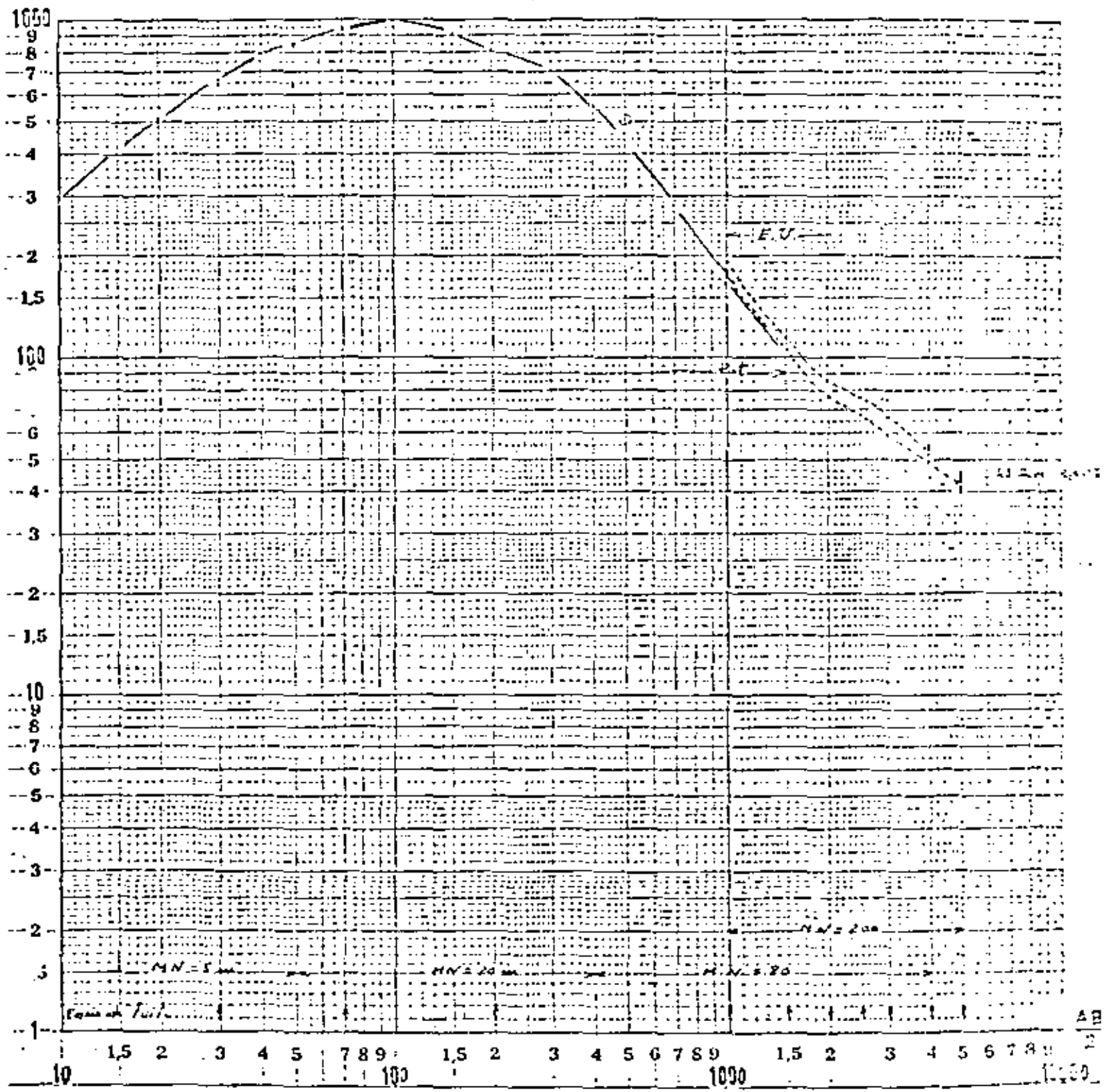
Cote de Surface: - - - - 129

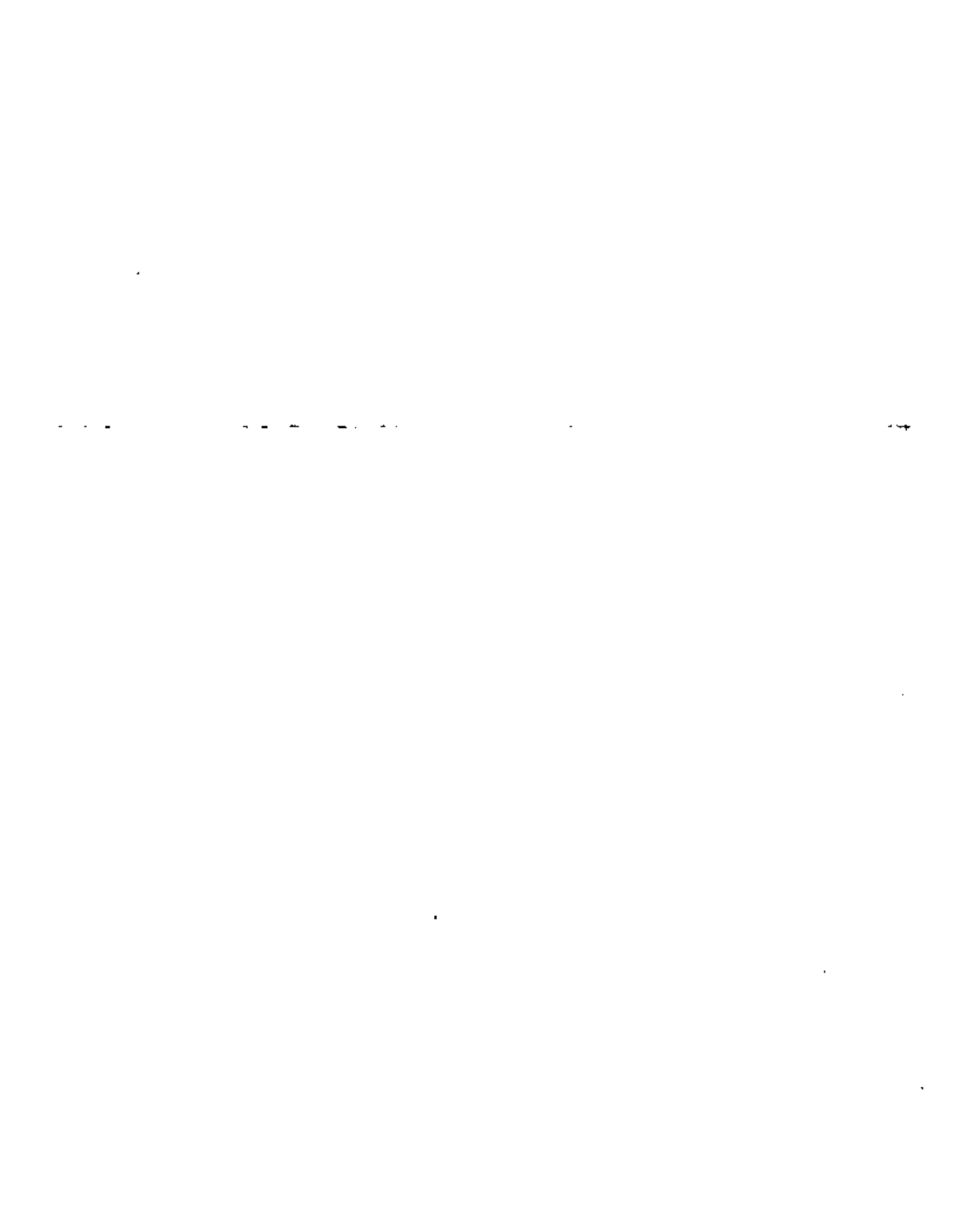
Azimat de AB:

Epaisseur du recouvrement:

Cote du Laing à Grez: 55

Saint-François }
----- } R# 180.000
Puddingon Boile }
}





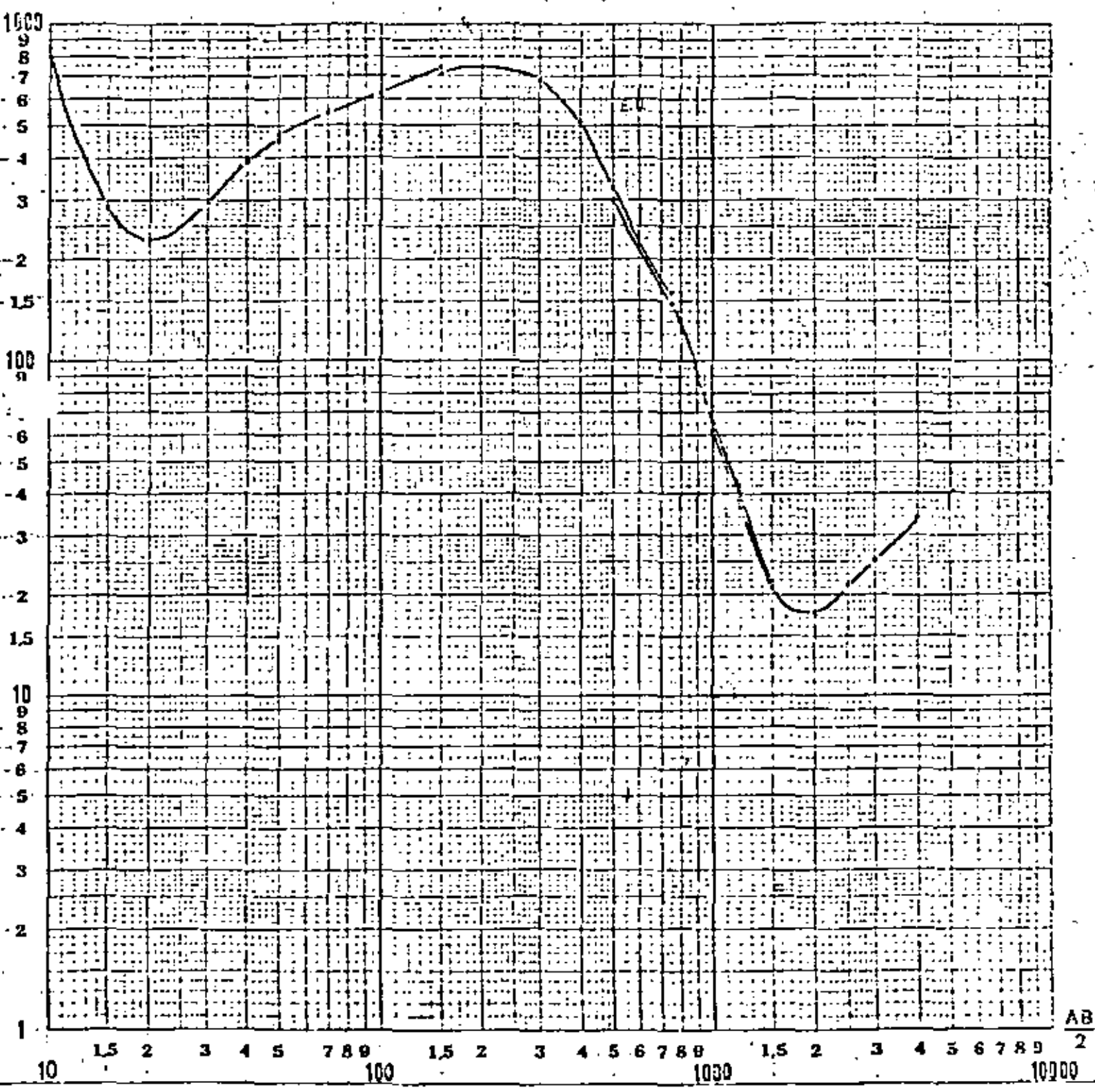
A = 1,1

70.000

Azmut de AB: 130°

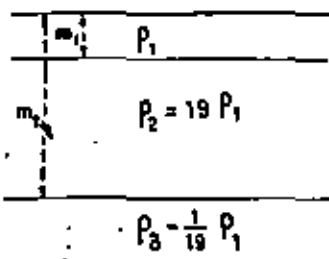
Epaisseur du recouvrement:

Cote du substratum:

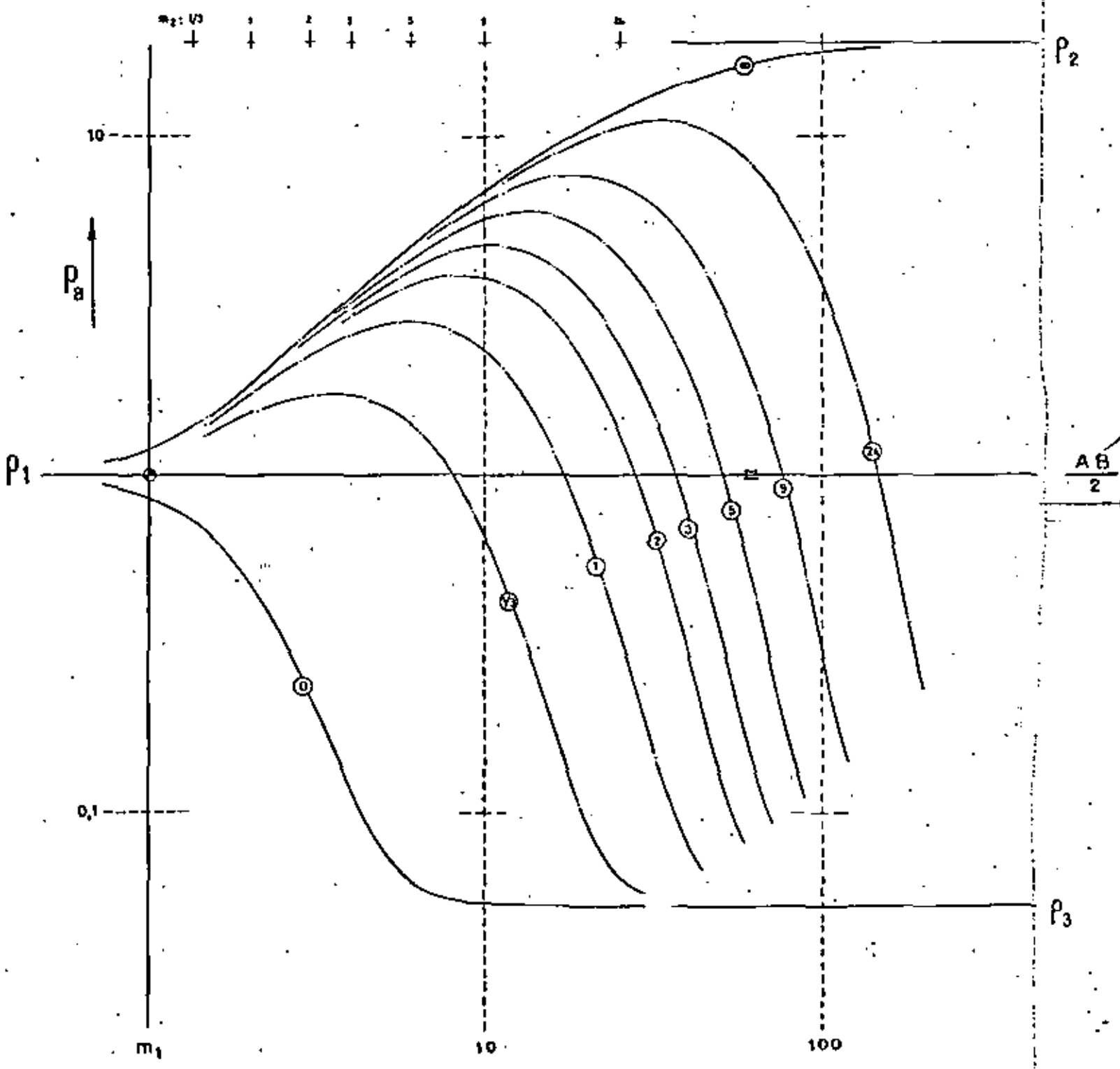


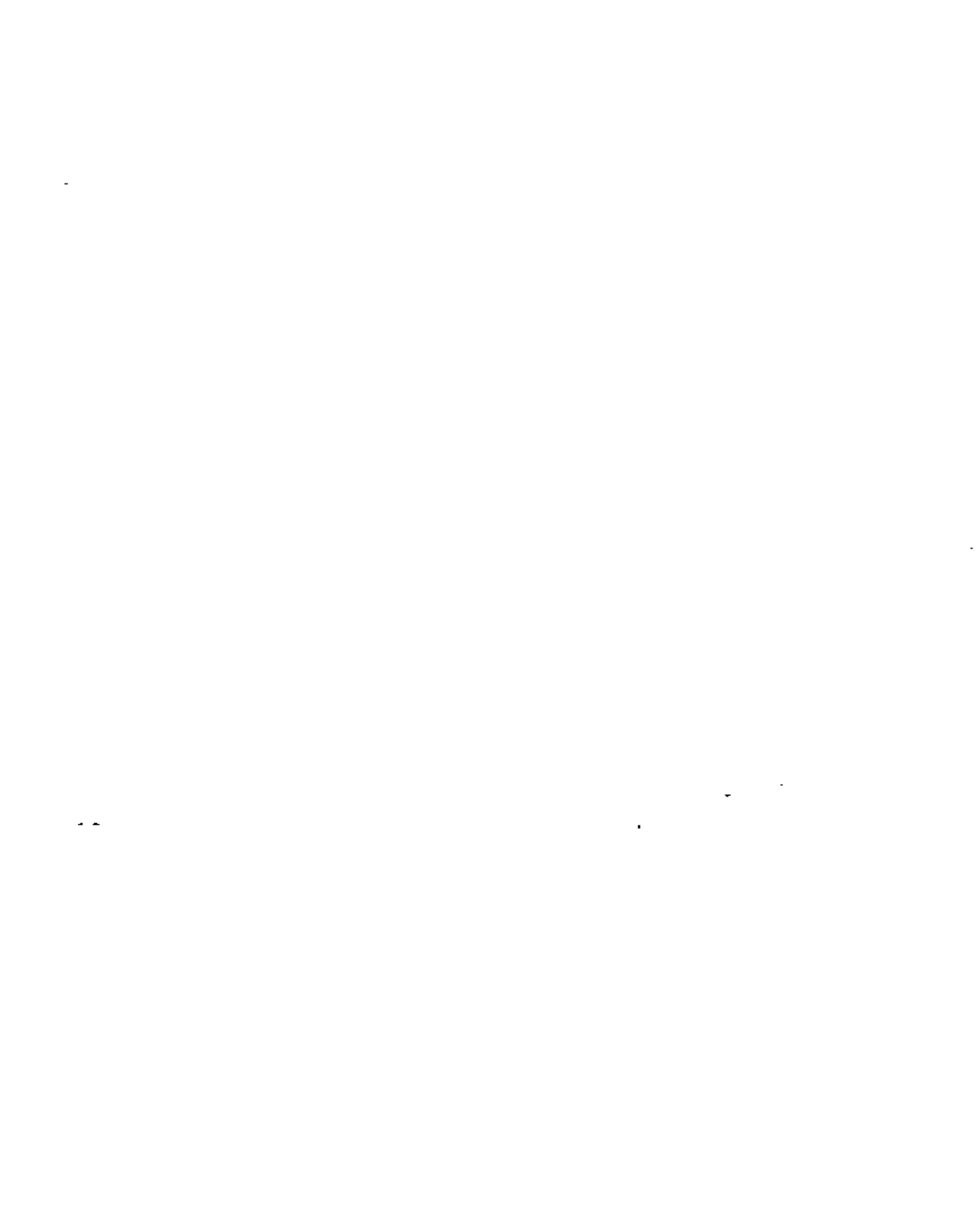


$$\rho_3 = \frac{\rho_1^2}{\rho_2}$$

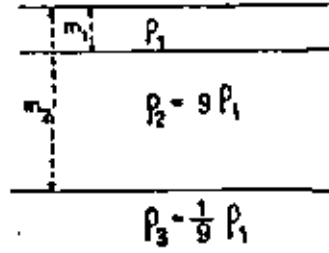


$$\frac{m_2 - m_1}{m_1} = 0$$

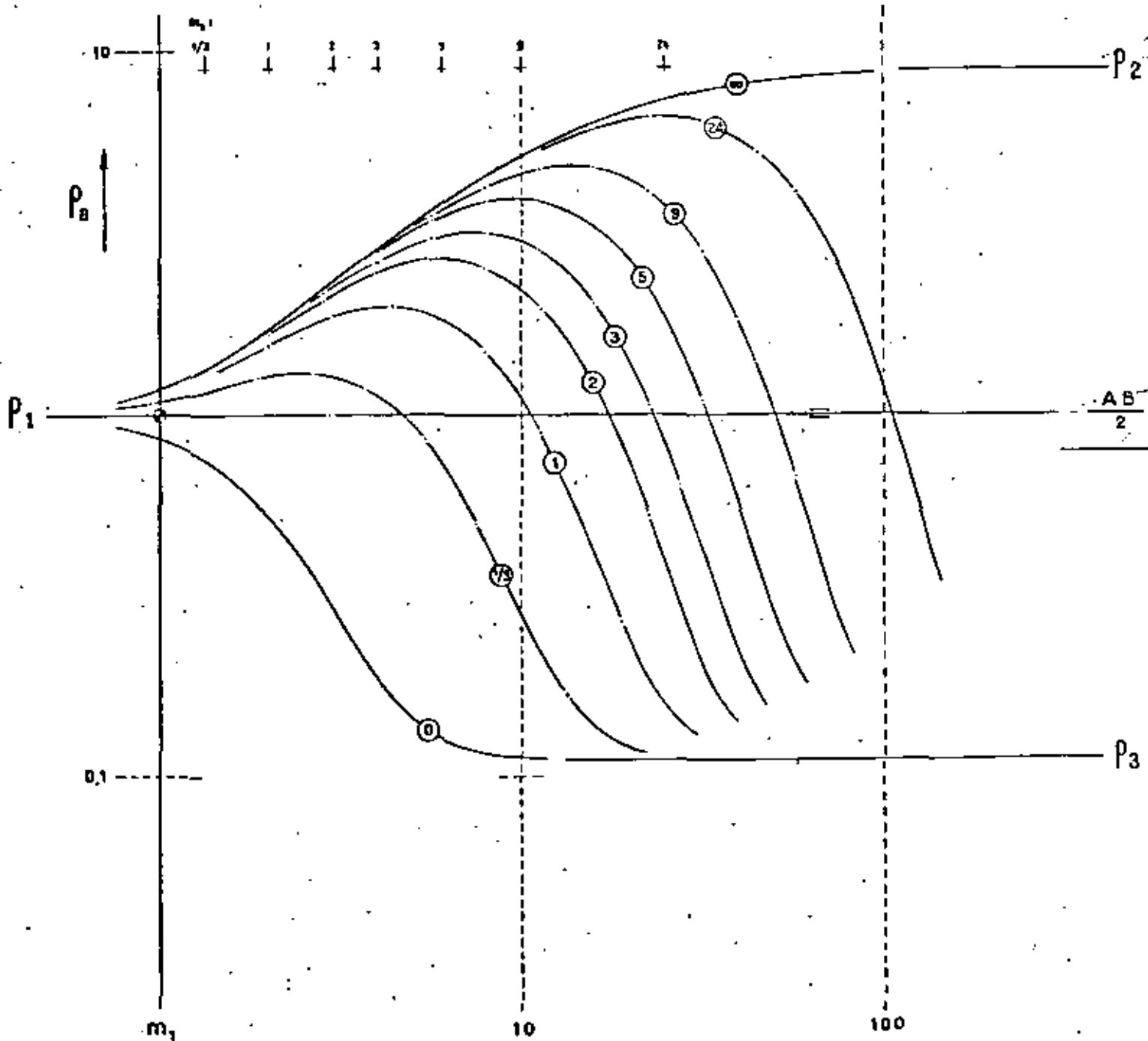




$$\rho_3 = \frac{\rho_1^2}{\rho_2}$$

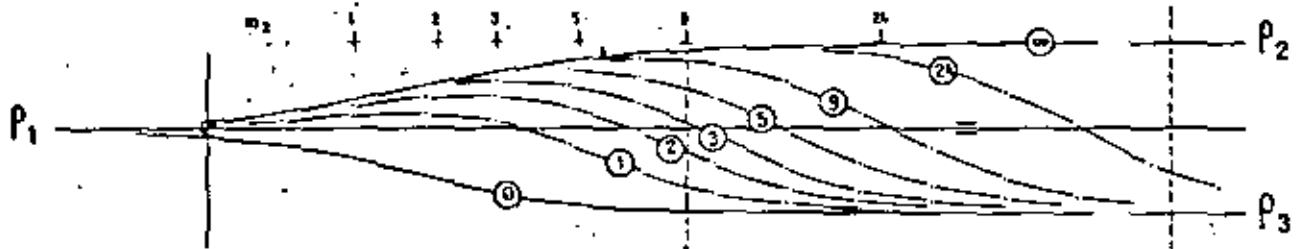


$$\frac{m_2 - m_1}{m_1} = \infty$$



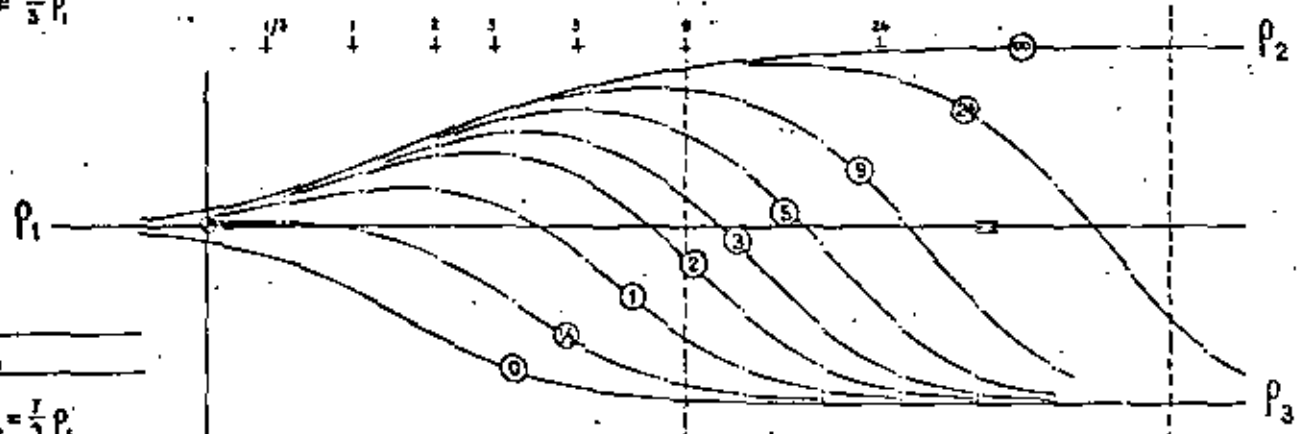
$$= \frac{P_1^2}{P_2}$$

ABAQUE CH 341 s



m_2	P_1
	$P_2 = \frac{3}{2} P_1$

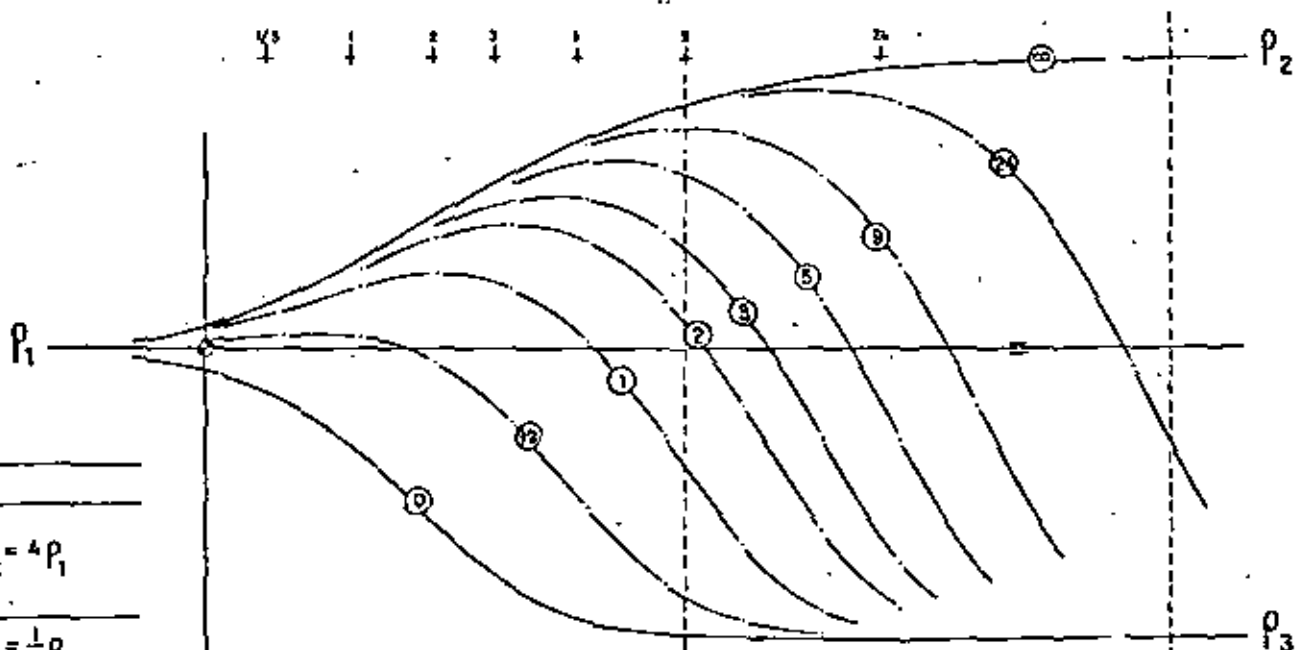
ABAQUE CH 342 s



m_2	P_1
	$P_2 = \frac{7}{3} P_1$
	$P_3 = \frac{3}{7} P_1$

$$\frac{m_2 - m_1}{m_1} = \bigcirc$$

ABAQUE CH 343 s



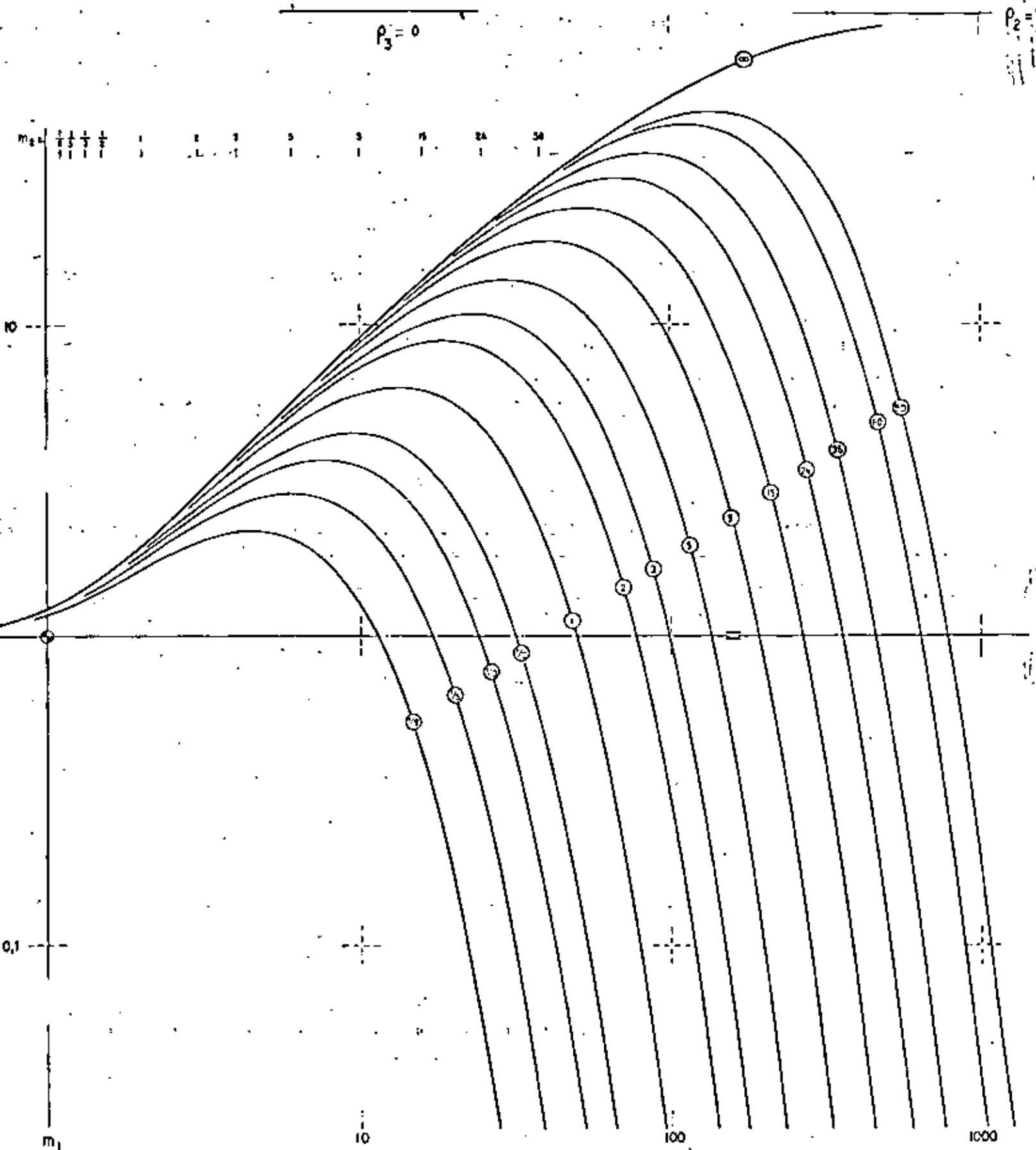
m_2	P_1
	$P_2 = 4 P_1$
	$P_3 = \frac{1}{4} P_1$



$\rho_3 = 0$

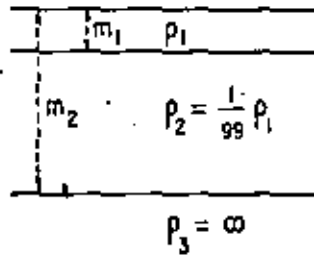
m_1	ρ_1
m_2	$\rho_2 = 99\rho_1$
	$\rho_3 = 0$

$\frac{m_2 - m_1}{m_1} = 0$

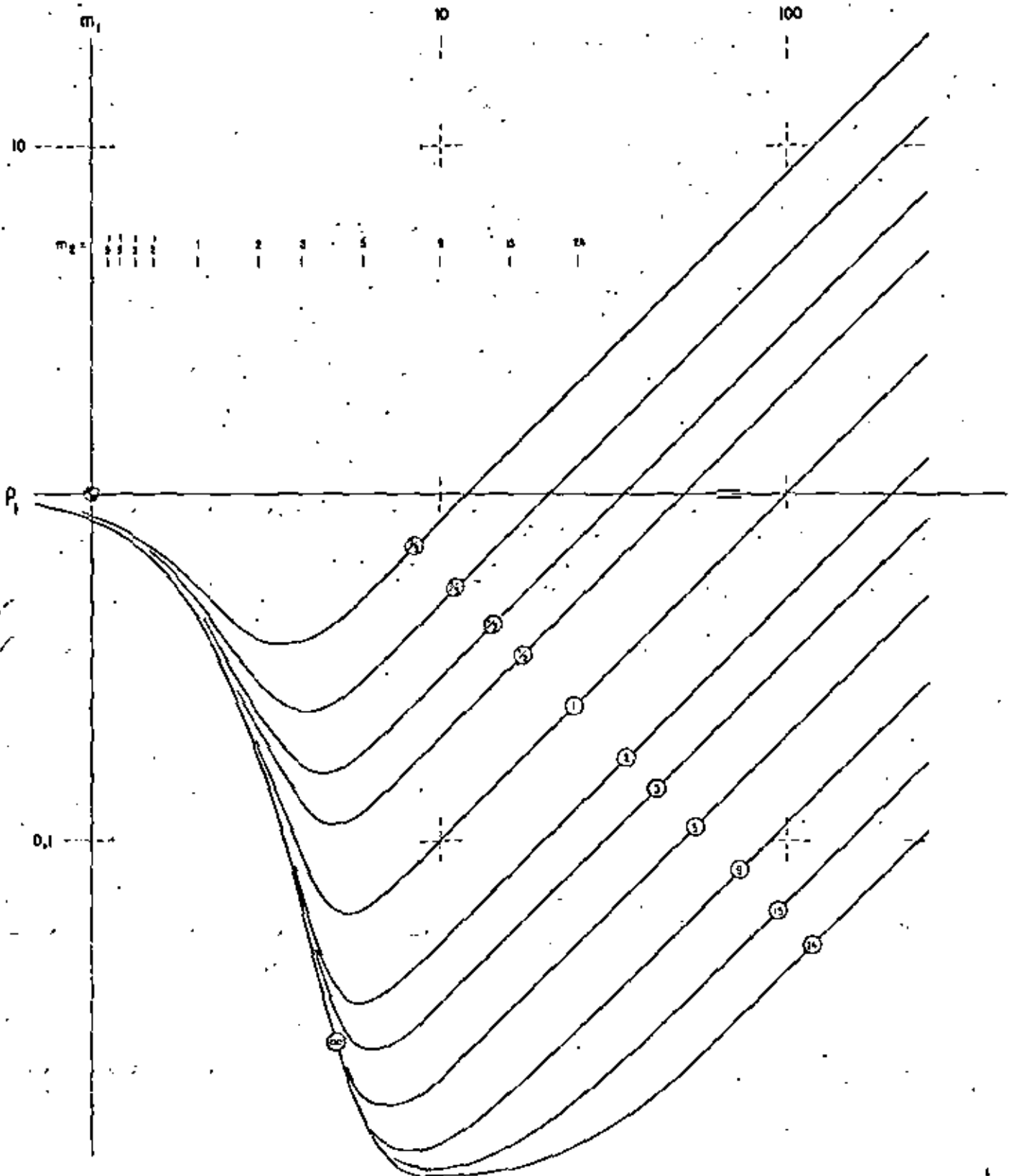




$$\rho_3 = \infty$$

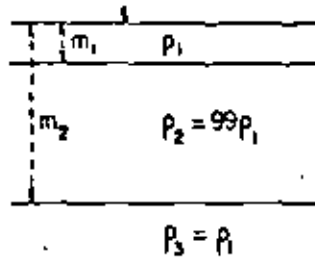


$$\frac{m_2 - m_1}{m_1} = 0$$

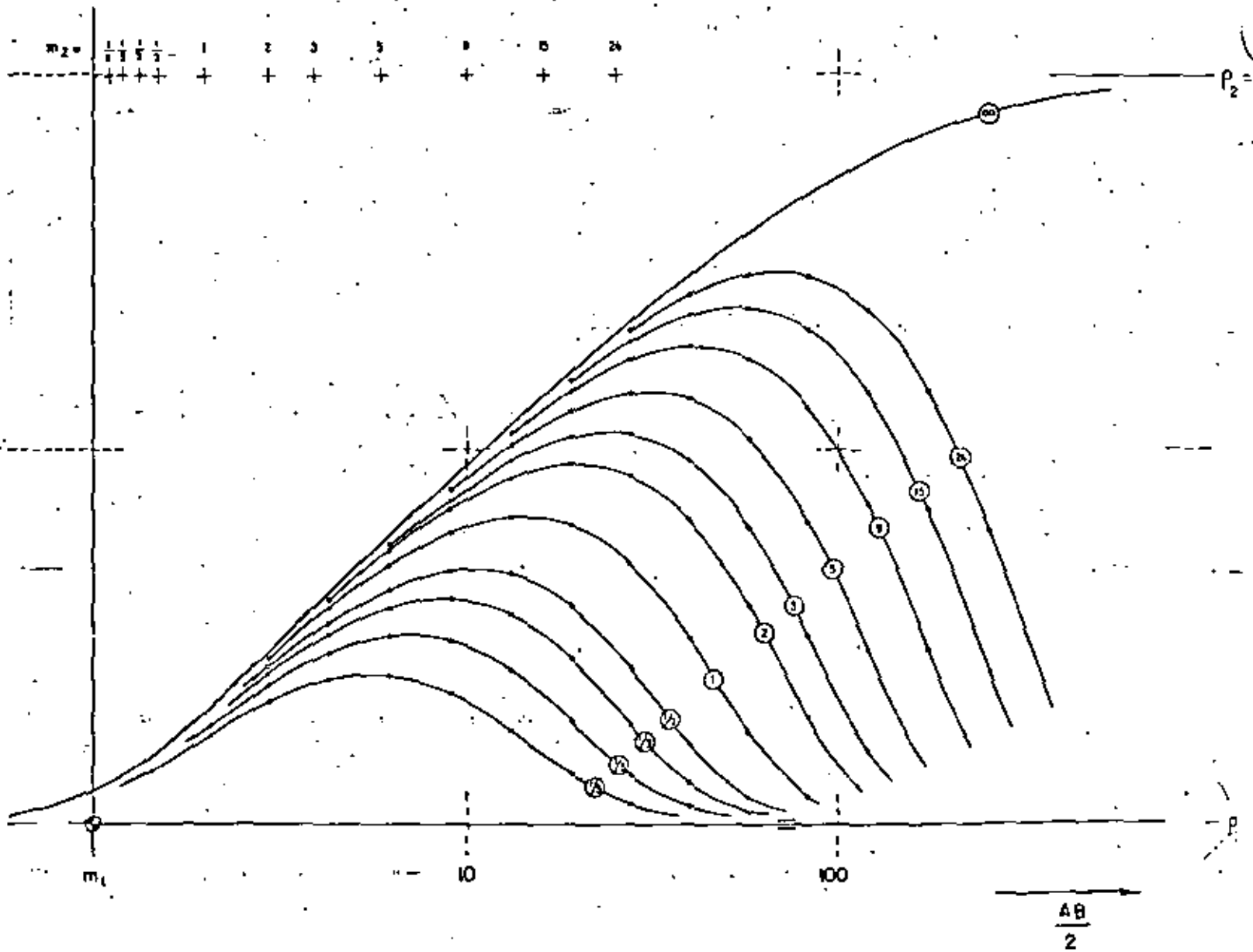


ABAUUE CH 163 s

$P_3 = P_1$



$\frac{m_2 - m_1}{m_1} = \infty$





$(P_2 = P_4)$

$\frac{P_2}{P_1} = 4$

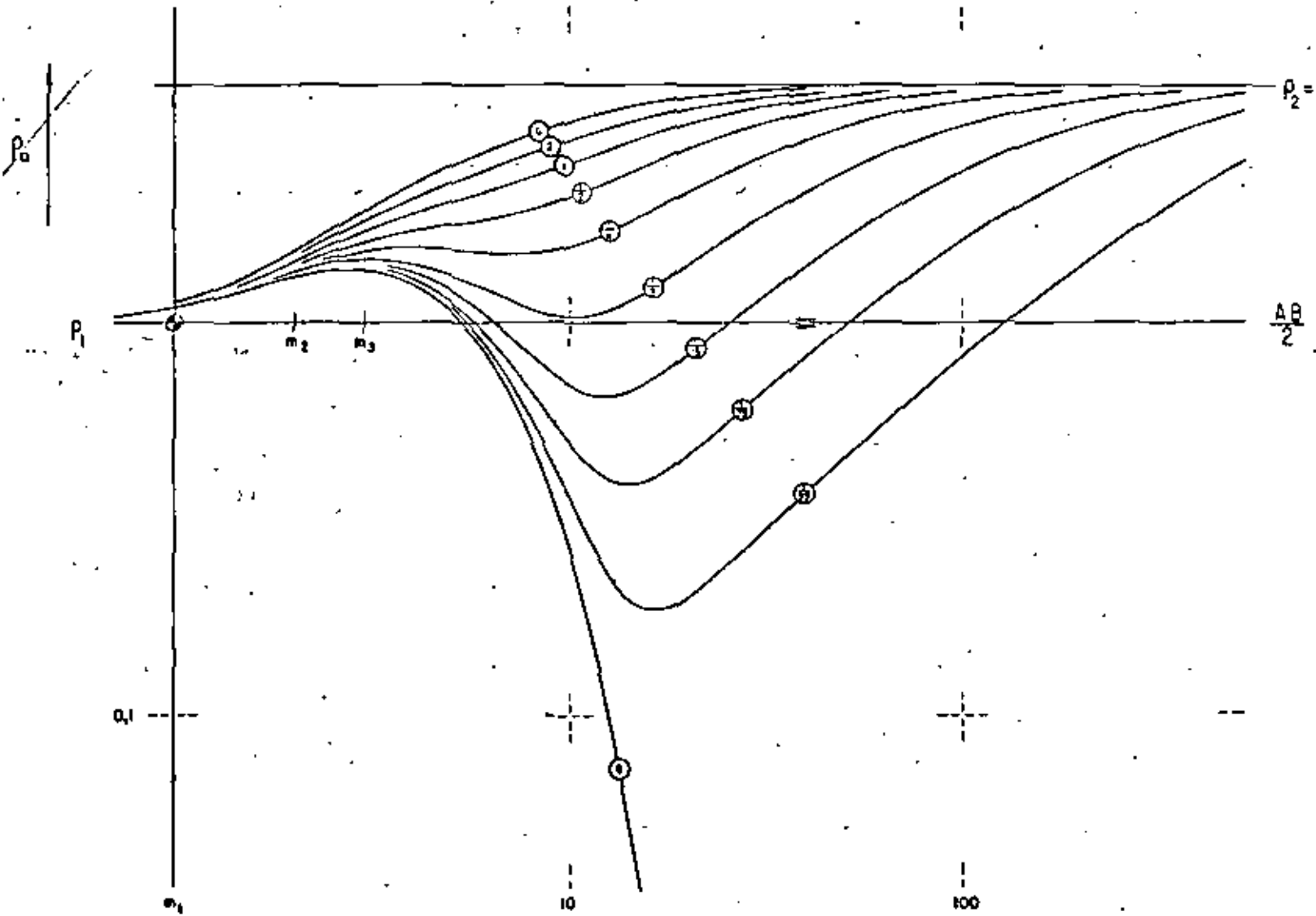
$h_1 = m_1$			P_1	(C)
$h_2 = m_2$	m_2	m_3	P_2	(R)
$h_3 = m_1$			P_3	(C)
			$P_4 = P_2$	(R)

$\frac{P_3}{P_1} = \bigcirc$

Courbes variables, dans certaines limites, pour une succession C/R/C/R telle que

$\frac{h_2 \cdot P_2}{h_1 \cdot P_1} = 4$

$\frac{h_1 / P_1}{h_3 / P_3} = \bigcirc$





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

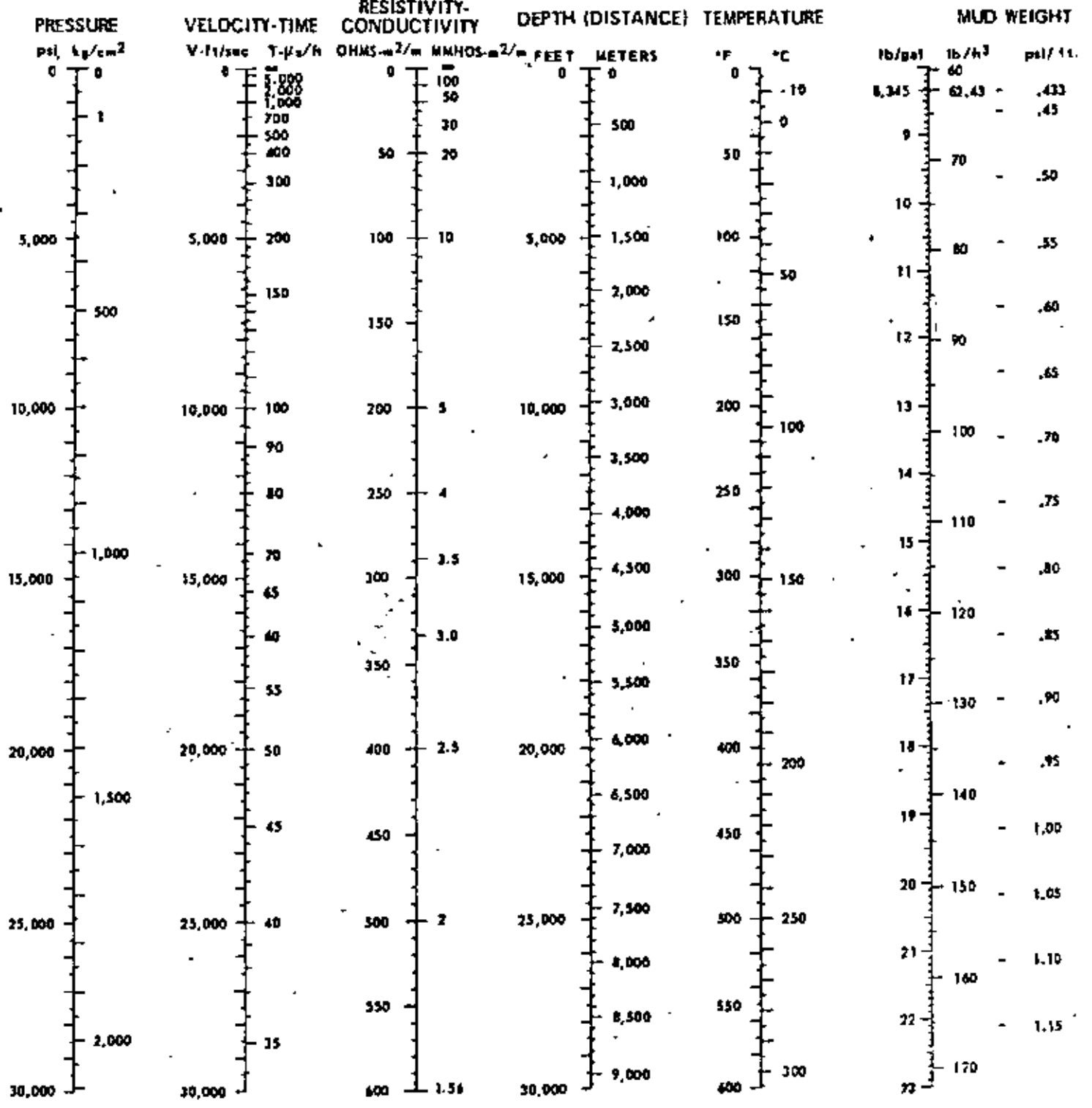
**LOS METODOS ELECTRICOS EN LA EXPLORACION
HIDROGEOLOGICA**

INTERPRETACION LOGARITMICA

Abril, 1981



CONVERSIONS



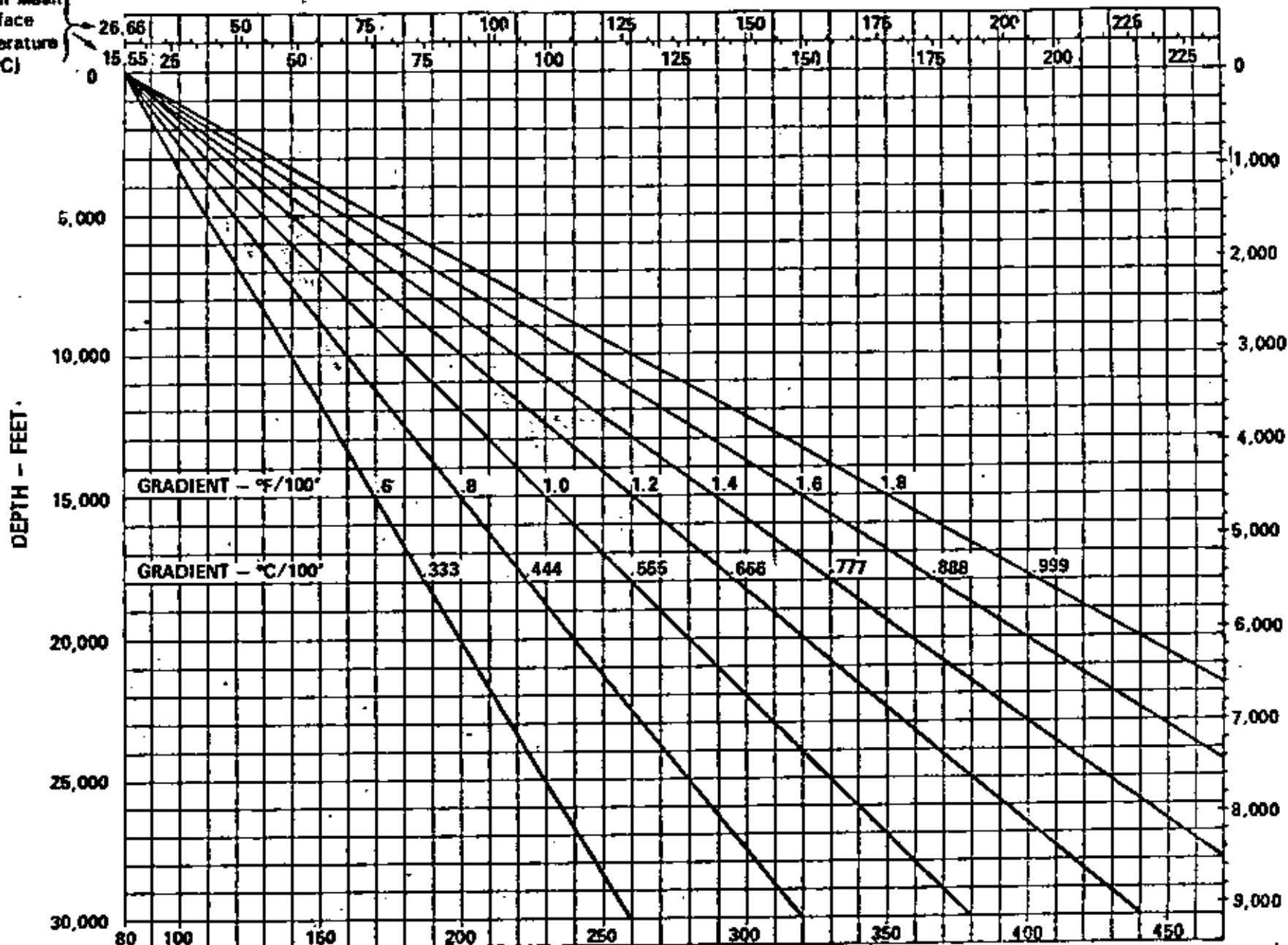
1-20



FORMATION TEMPERATURE - DEPTH RELATIONSHIPS

°C

Annual Mean
Surface
Temperature
(°C)



DEPTH - METERS

Annual Mean
Surface
Temperature
(°F)

°F

16

Figure 10-10

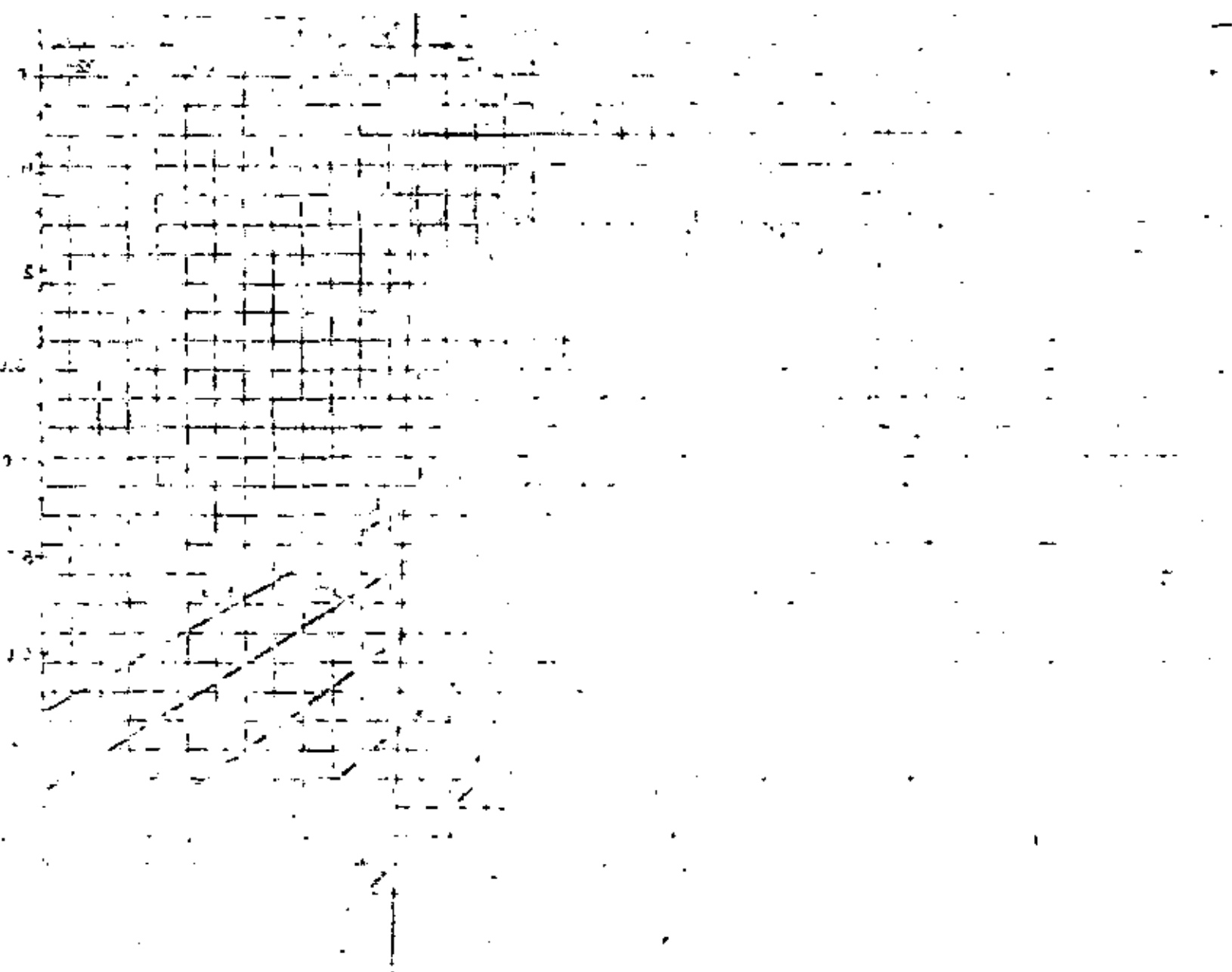
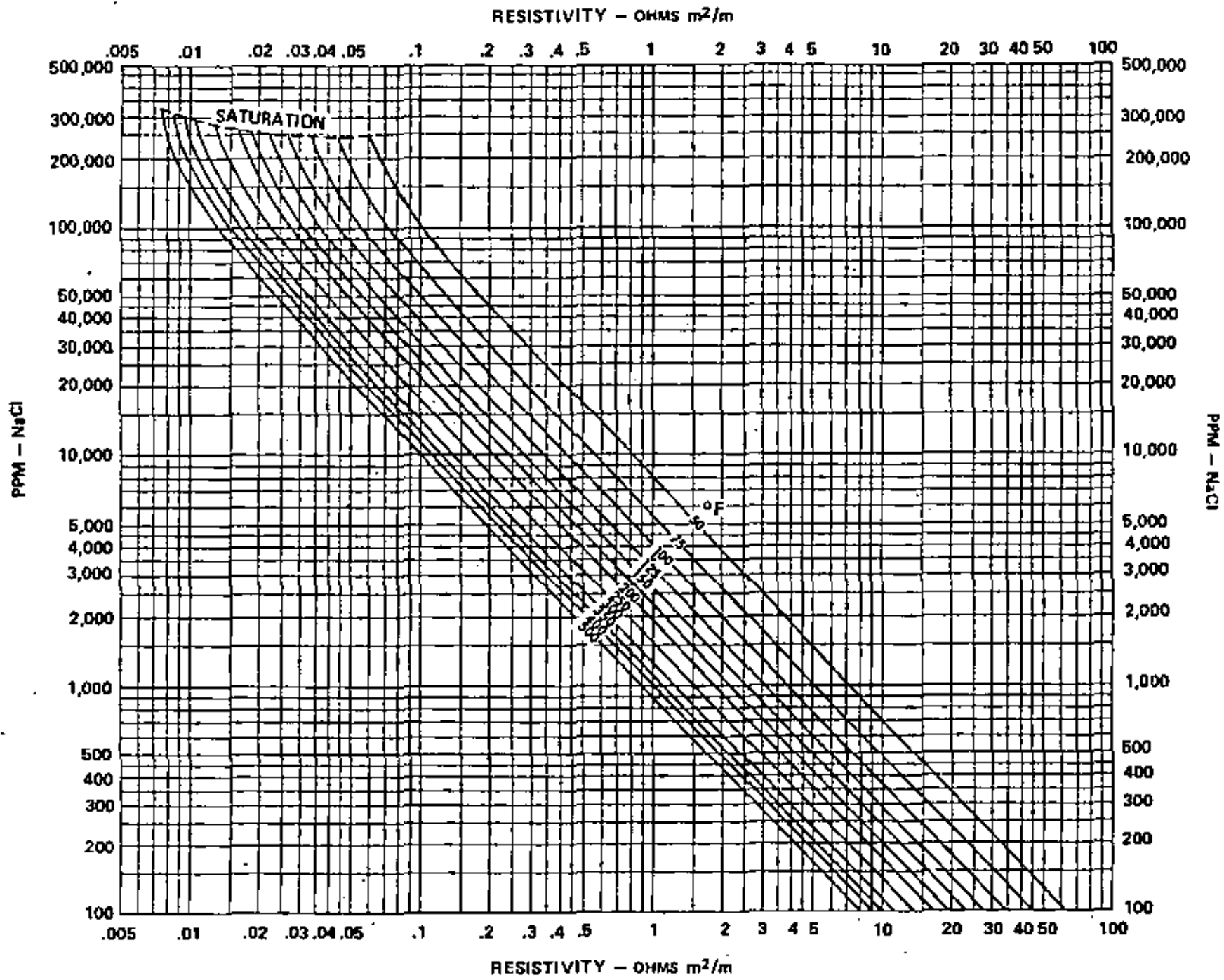
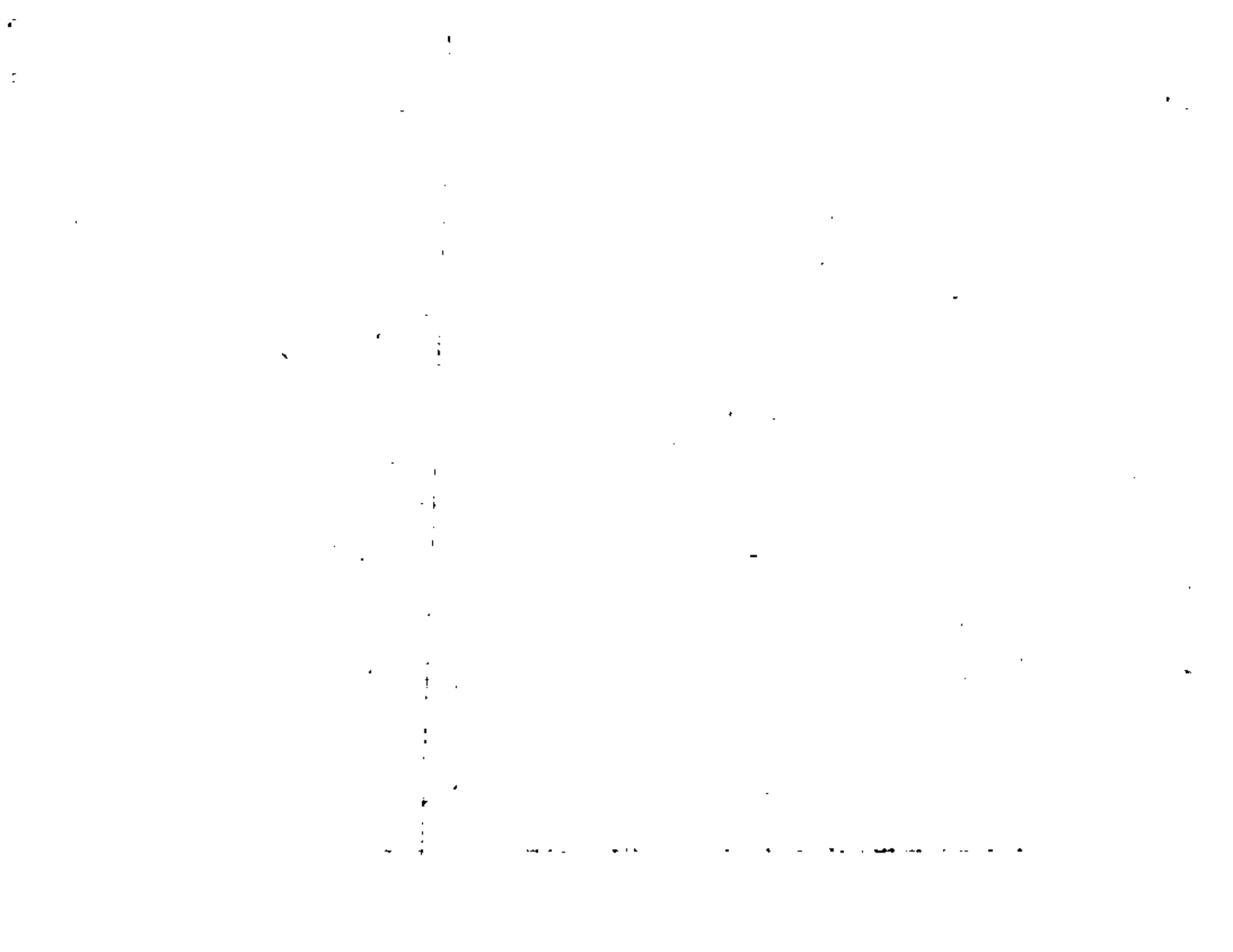
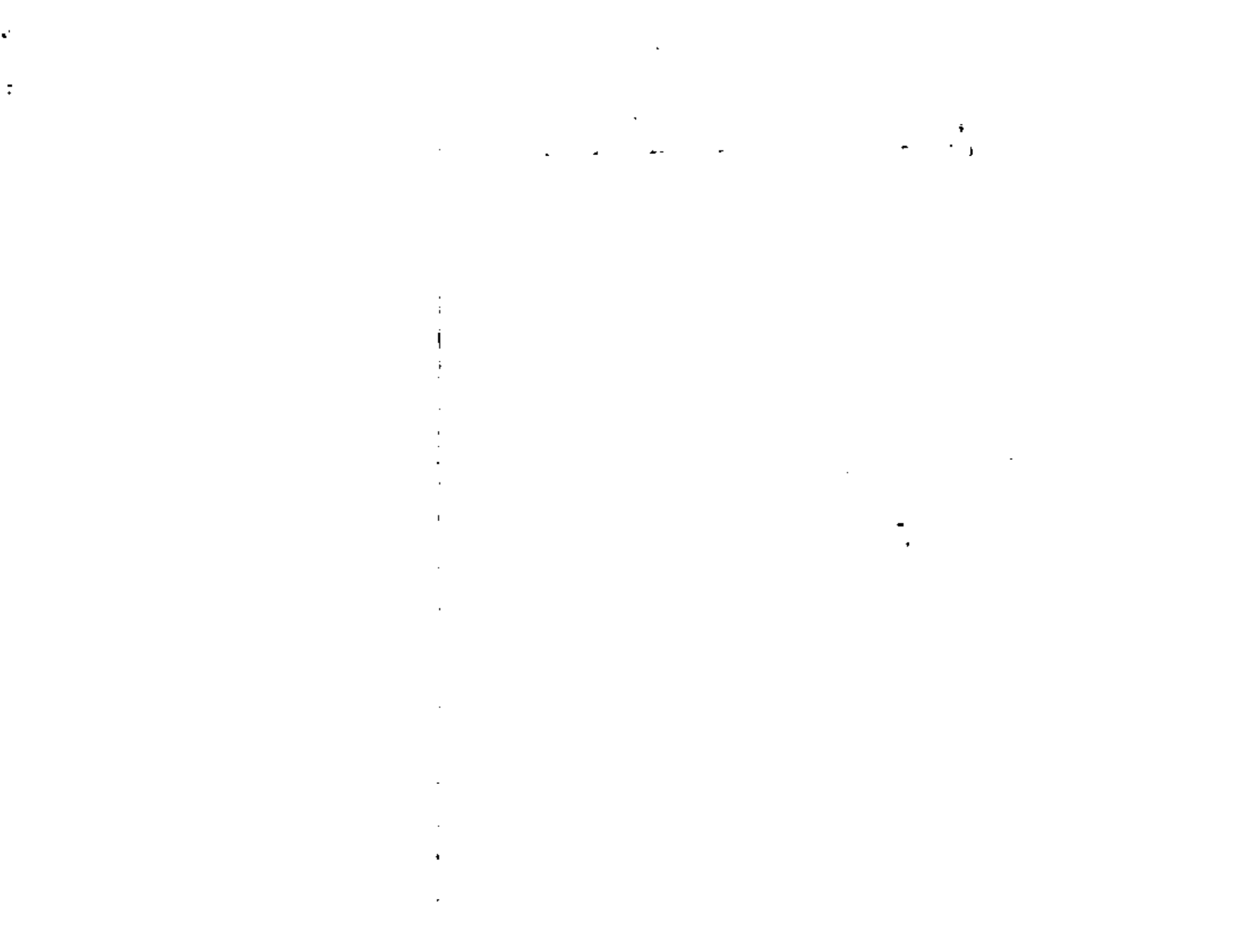


Figure 10-10

RESISTIVITY VERSUS TEMPERATURE - NaCl SOLUTIONS

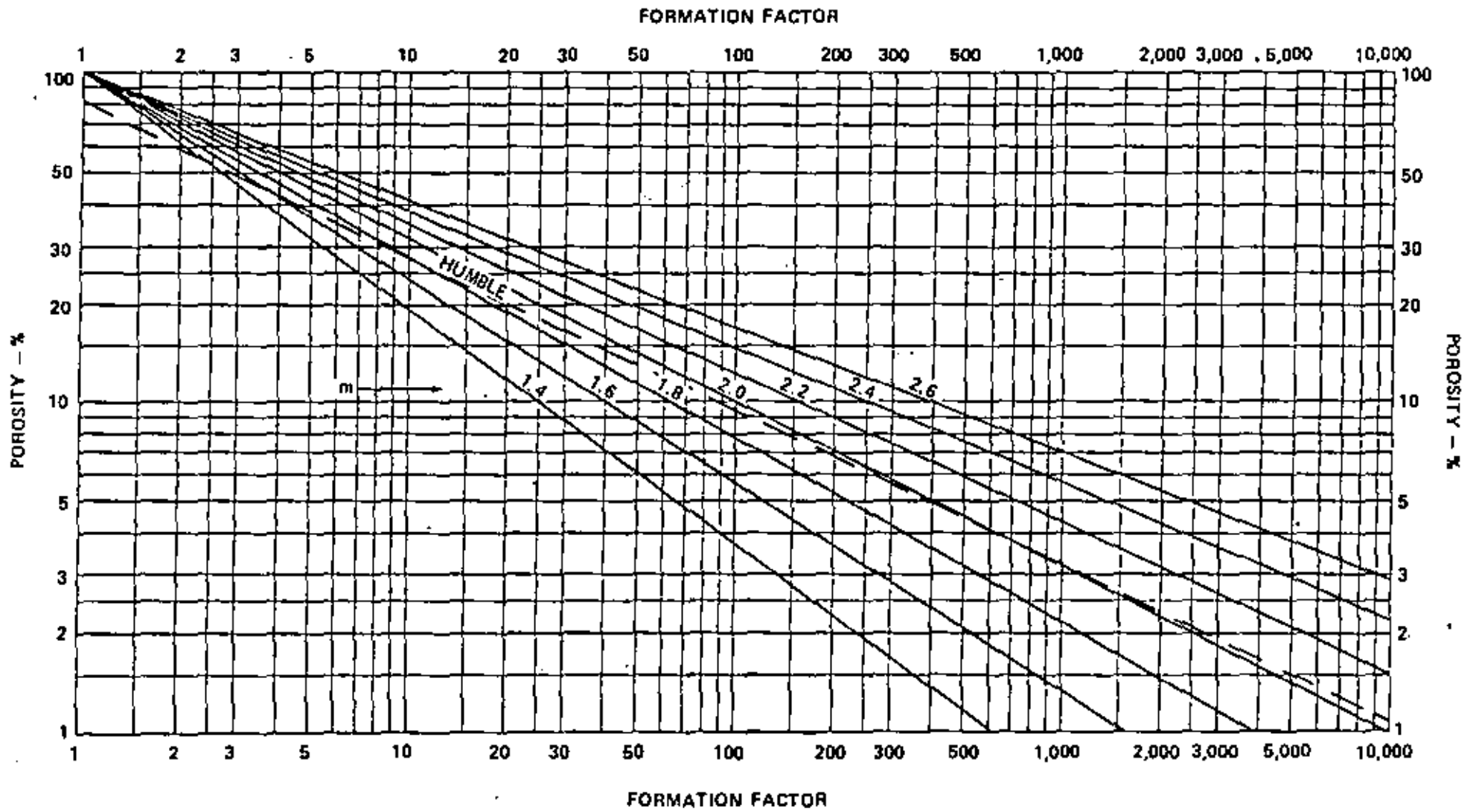








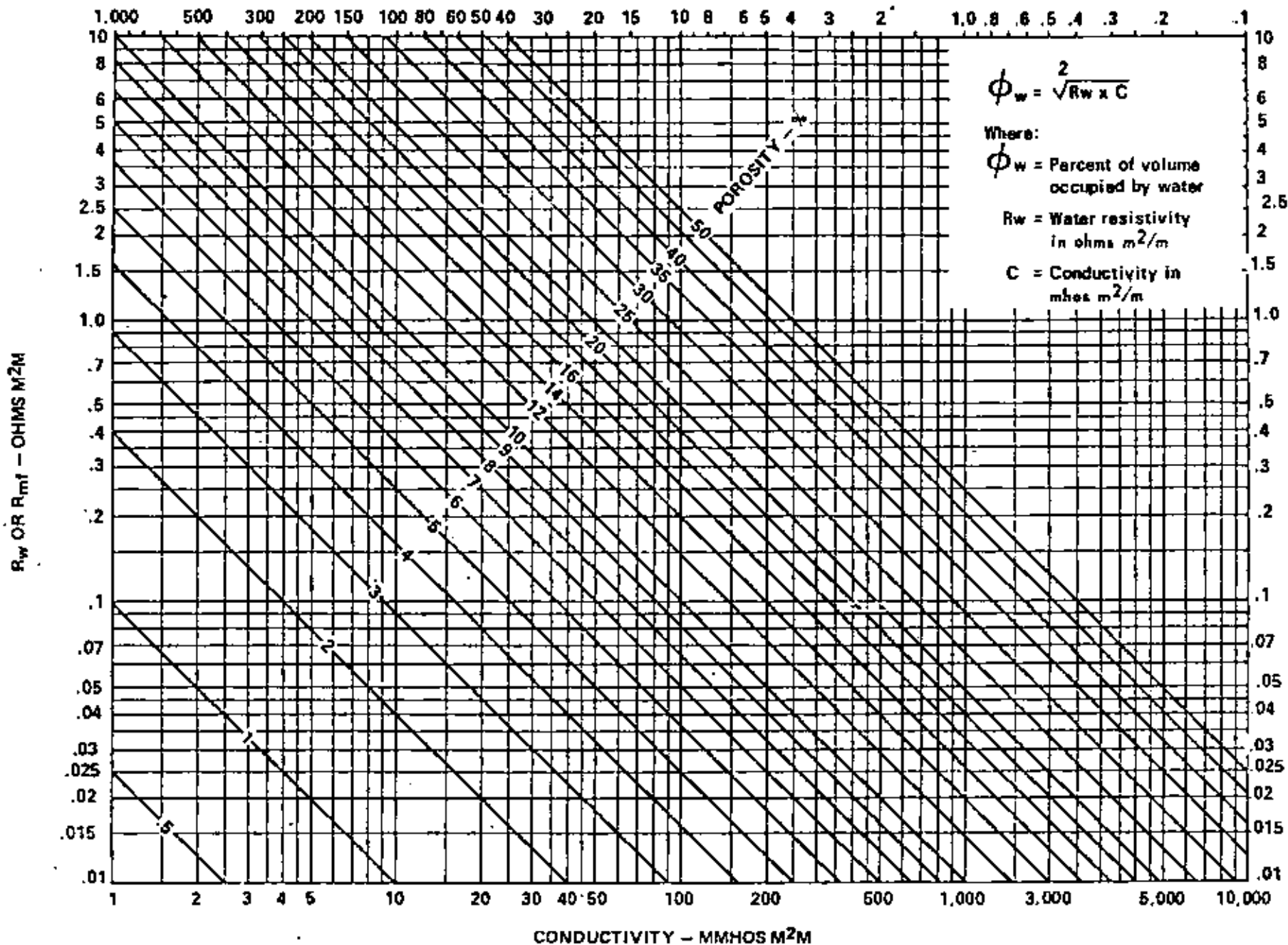
FORMATION FACTOR - POROSITY RELATIONSHIPS





WATER FILLED POROSITY-RESISTIVITY RELATIONSHIPS

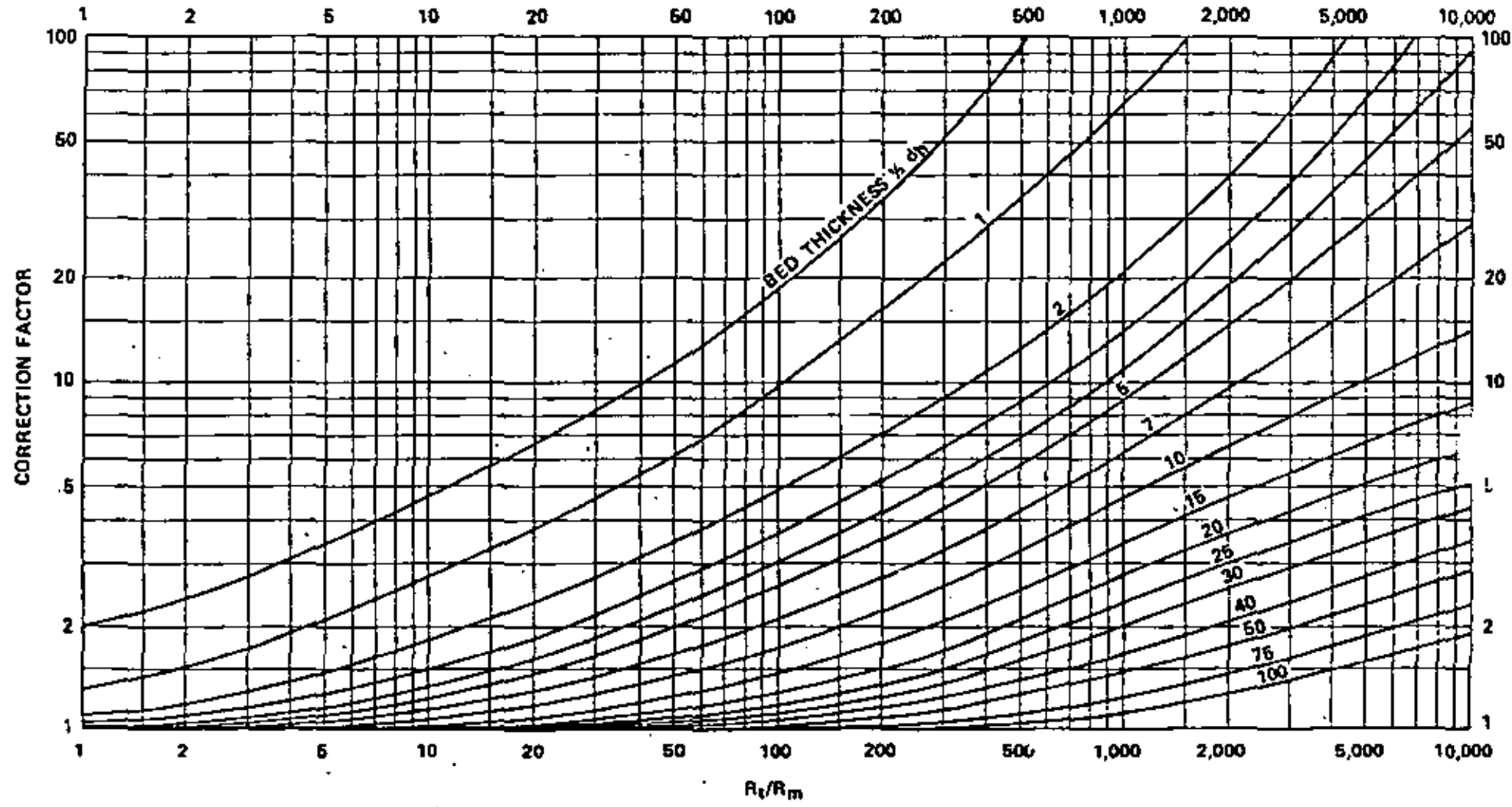
RESISTIVITY - OHMS M²/M





SP CORRECTION FOR BED THICKNESS

R_t/R_m

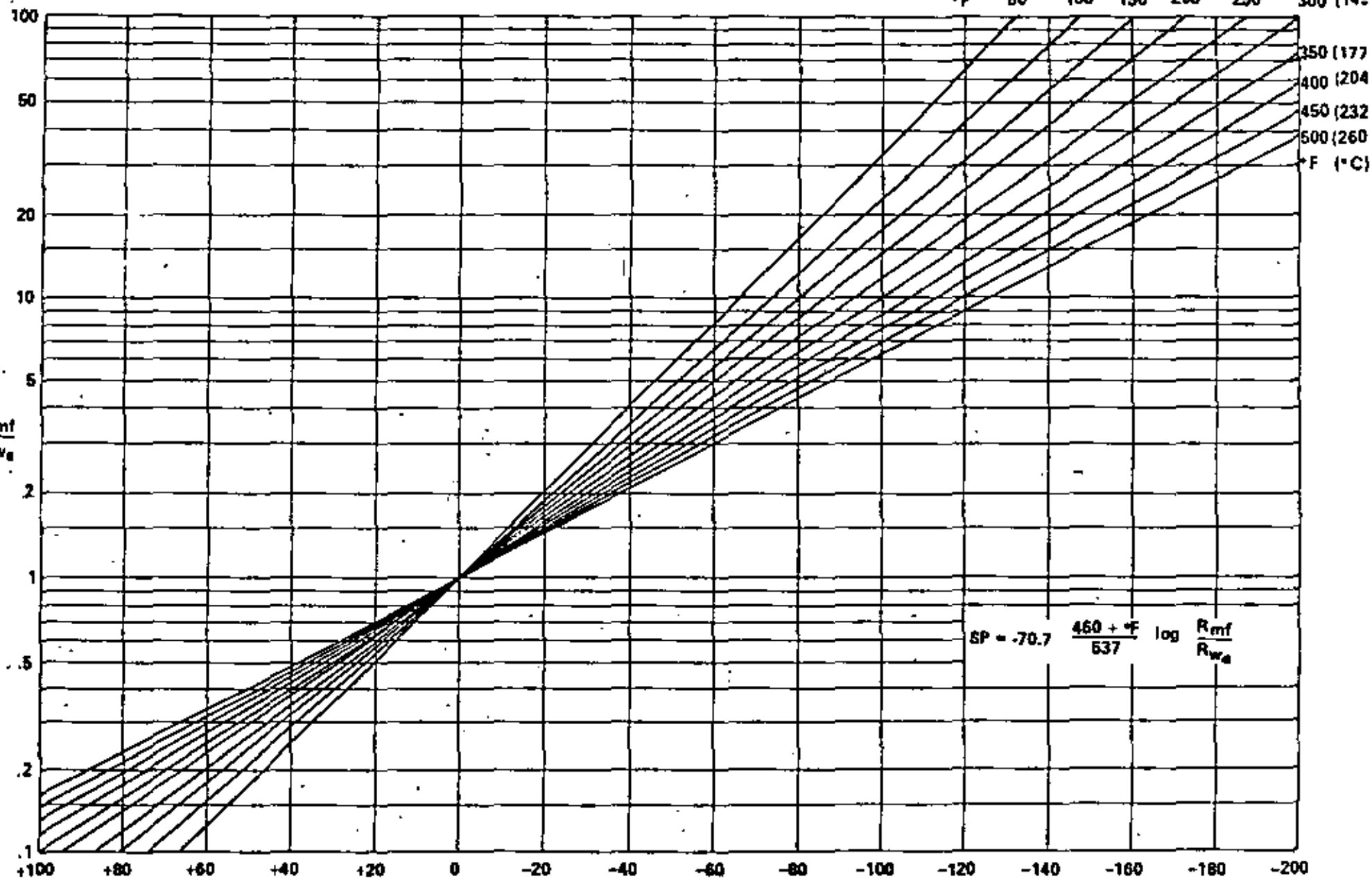




EQUIVALENT FORMATION WATER RESISTIVITY FROM SSP



(°C)	(10)	(38)	(66)	(93)	(121)	(149)
(°F)	50	100	150	200	250	300



87

$\frac{R_{mf}}{R_{wa}}$

$$SP = -70.7 \frac{460 + ^\circ F}{537} \log \frac{R_{mf}}{R_{wa}}$$

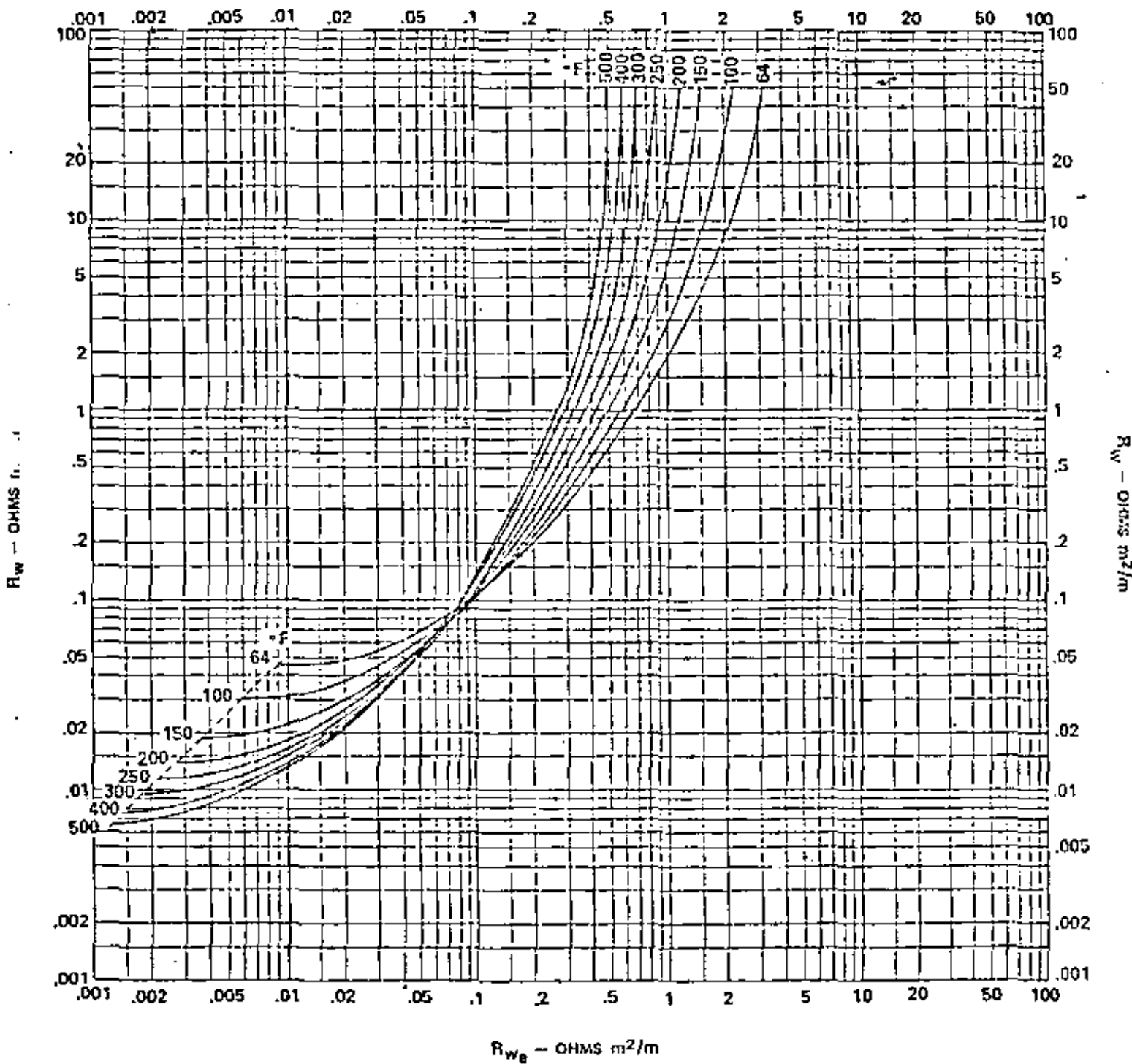
STATIC SP - MILLIVOLTS



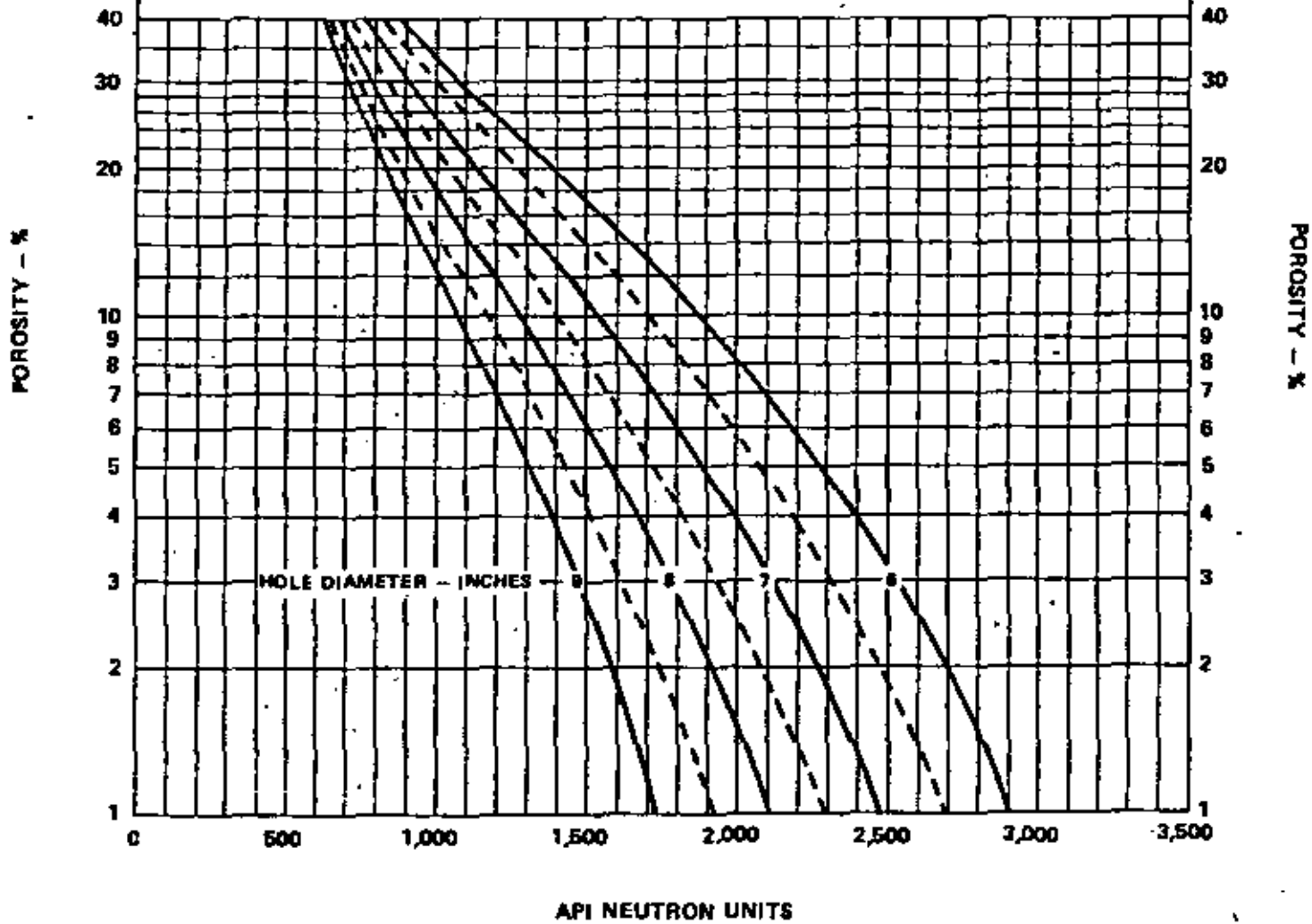


R_w VERSUS R_{we} AT VARIOUS TEMPERATURES

R_{we} - OHMS m^2/m



NEUTRON-NEUTRON LOG RESPONSE VERSUS HOLE SIZE AND POROSITY
 (Uncased, fresh water filled borehole, limestone formation, 3½" diameter decentralized tool, 15" spacing)



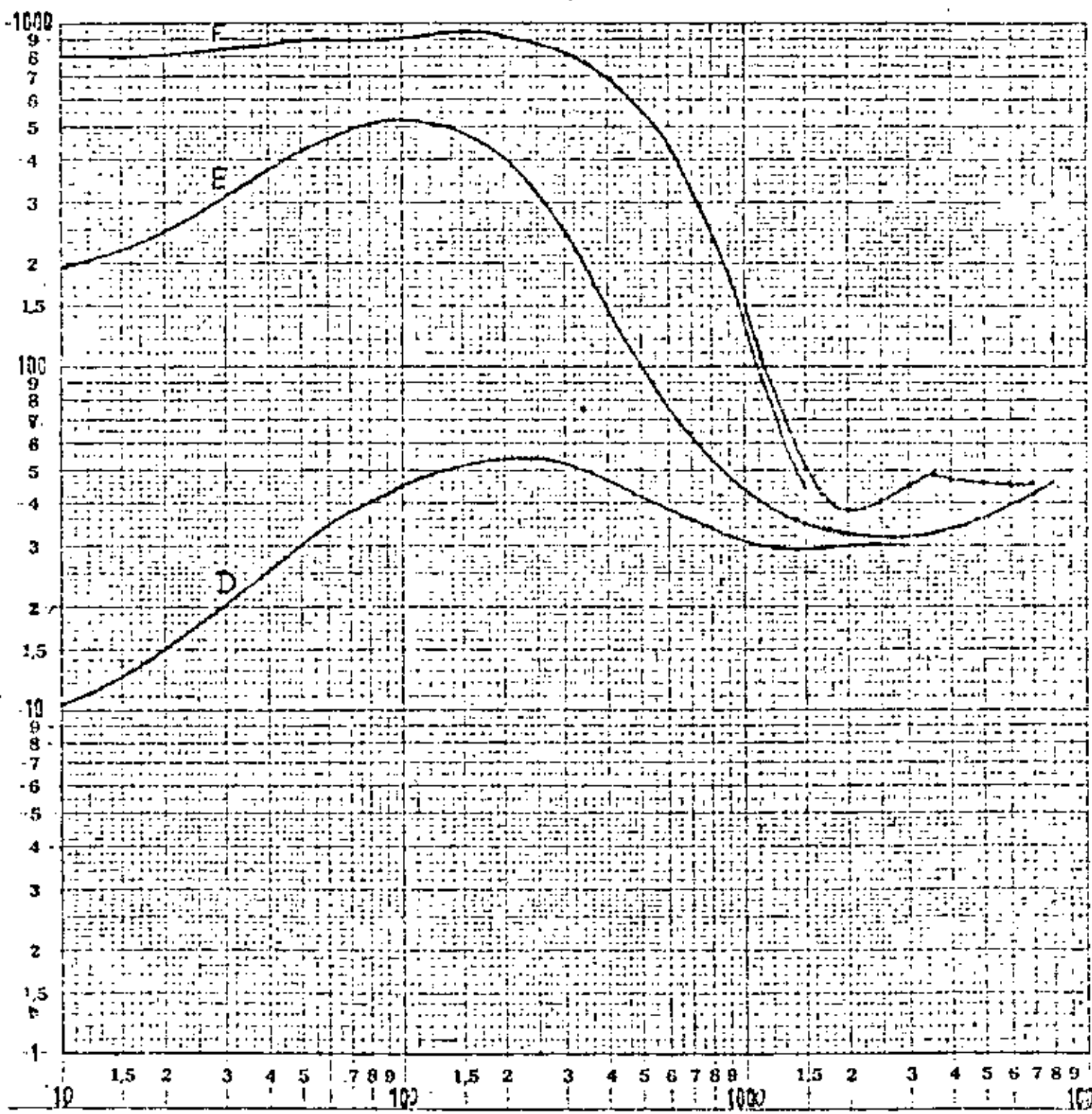


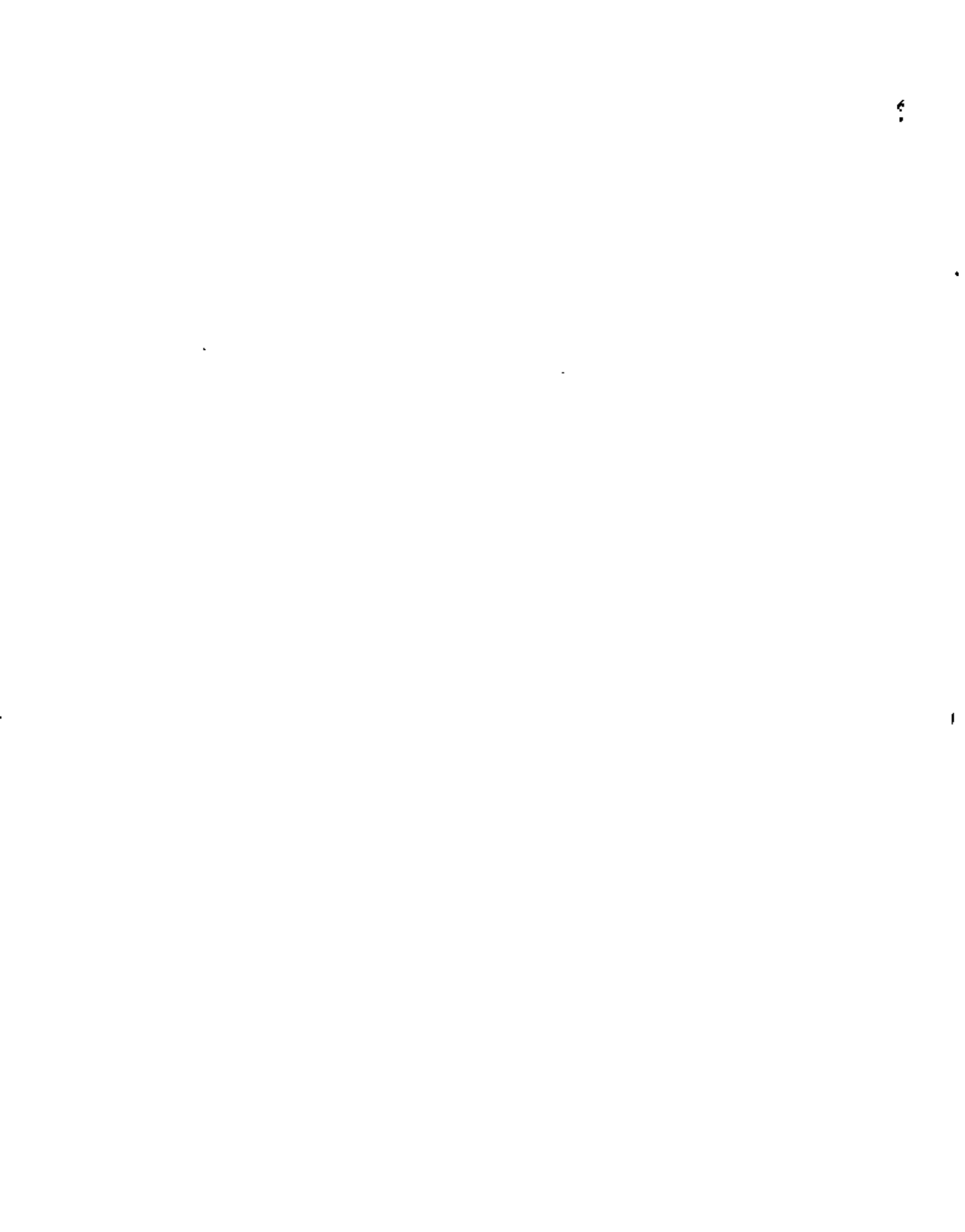
Exercice d'interpolation n° 2 bis

[S.E. filifs]

Formule de Euler

Conditions initiales : F coupe une jante posée







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

METODOS ELECTRICOS EN LA EXPLORACION HIDROGEOLOGICA

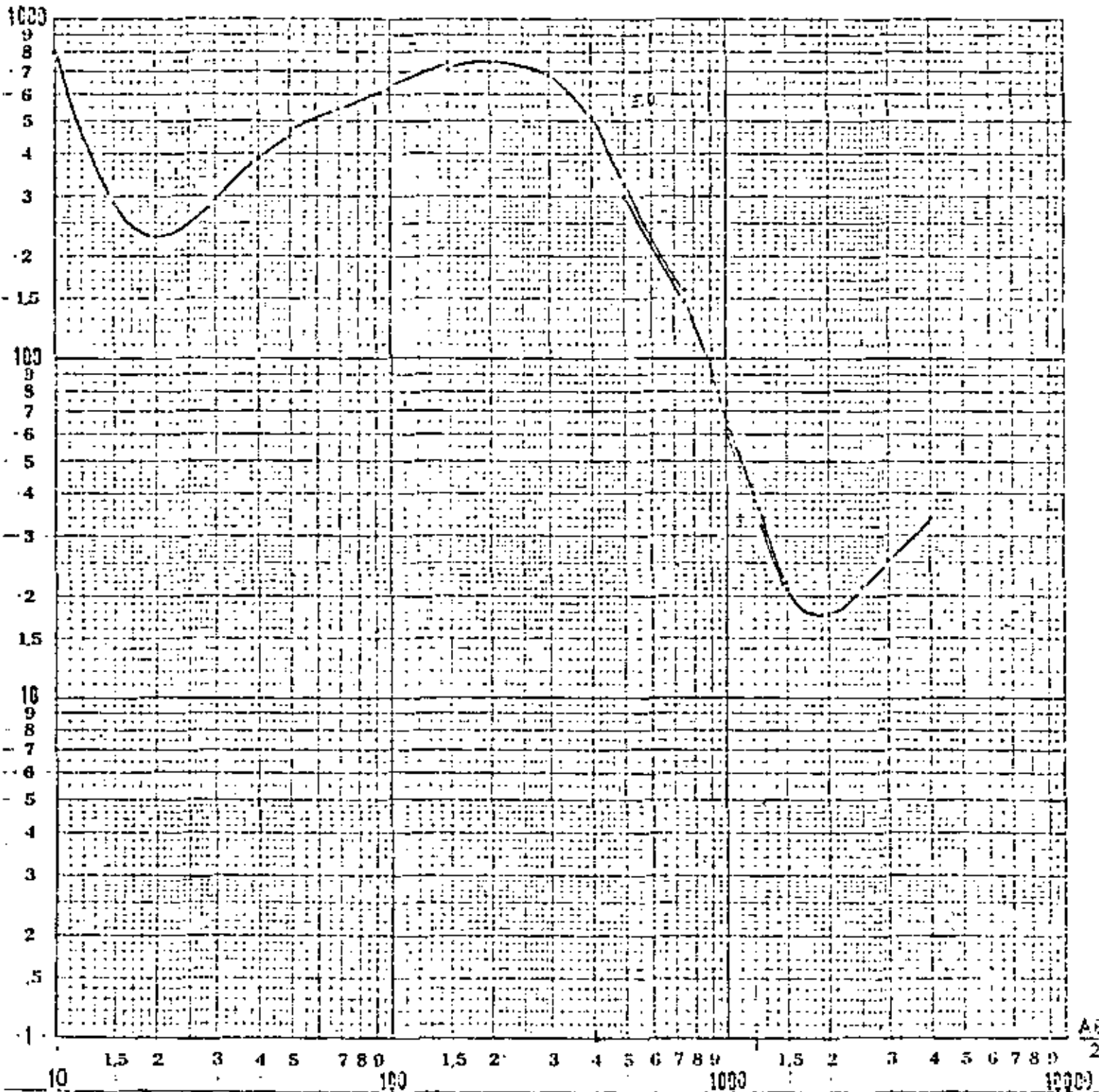
A N E X O S

ABRIL, 1981

Azimat de AB: 130°

Epaisseur du recouvrement:

Cote du substratum:



130

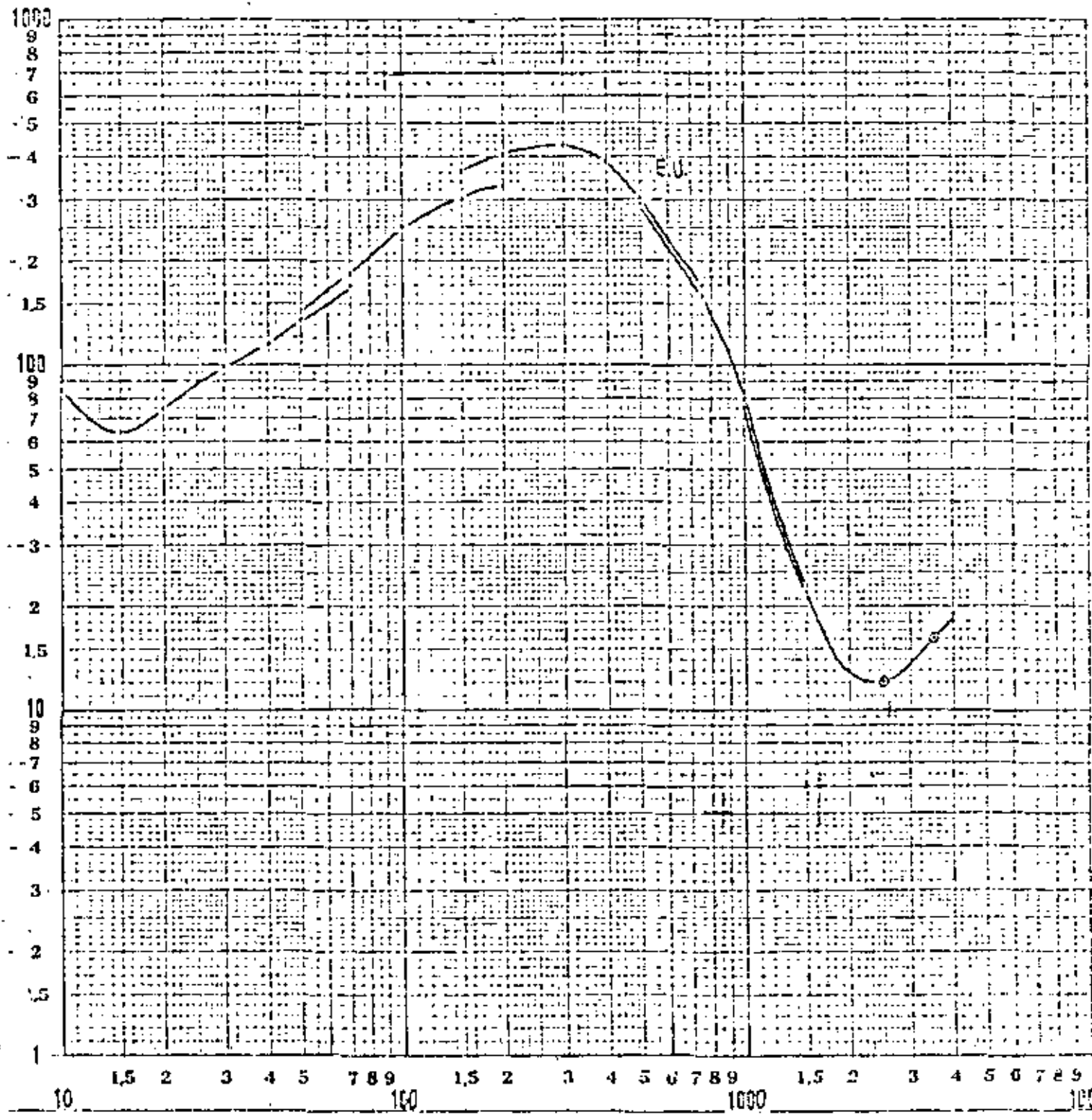
130

C=230

Azimet de AB: 115°

Epaisseur du recouvrement:

Cote du substratum:

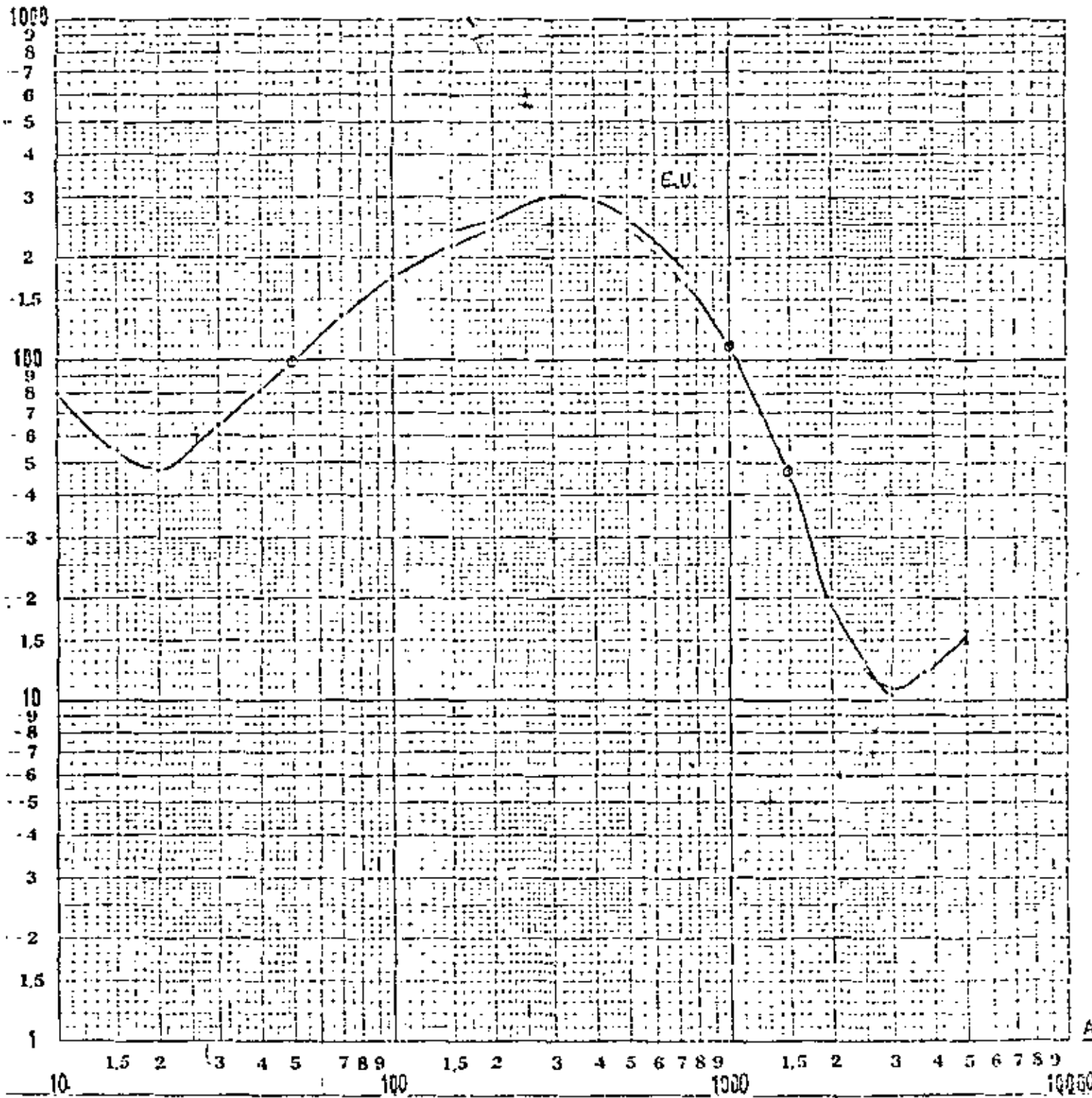


0.000

Azimat de AB: 90°

Epaisseur du recouvrement:

Cote du substratum:





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

LOS METODOS ELECTRICOS EN LA EXPLORACION HIDROGEOLOGICA

BIBLIOGRAFIA

ABRIL, 1981

1. ORELLANA, E. 1980. Prospección Geoelectrica en Corriente Continua. Edit. Paraninfo, Madrid, España.
2. ORELLANA, E. 1974. Prospección Geoelectrica por Campos Variables. Edit. Paraninfo, Madrid, España.
3. BHATTACHARYA, P. K. y PATRA, H. P. 1968. Direct Current Geoelectric Sounding. Edit. Elsevier Sci. Pub. Co. Amsterdam, Holanda.
4. KELLER, G. V. y FRISCHMANN, F. C. 1966. Electrical Methods in Geophysical Prospecting. Edit. Pergamon Press, Oxford, Inglaterra.
5. ORELLANA, E. y MOONEY, H. M. 1966. Tablas y curvas para Sondeos Eléctricos Verticales (en Inglés y Español). Edit. Interciencia, Madrid, España.
6. VAN DER HAAR, J. C. y HEULENKAMP, J. J. 1969. Standard Graphs for Resistivity Prospecting. Edit. Asociación Europea de Geofísicos de Exploración (E.A.E.G.). La Haya, Holanda.
7. IAKUBOVSKI, I. V. y LIZIJOV, L. L. 1980. Exploración Eléctrica. Edit. Reverté, Barcelona, España.
8. KUNERT, G. 1966. Principles of Direct Current Resistivity Prospecting. Edit. Gebrüder Borntraeger, Berlin, R.D.A.
9. KOEFOED, O. 1979. Geosounding Principles, 1. Edit. Elsevier Sci. Pub. Co. Amsterdam, Holanda.
10. PATRA, H. P. y MAUSCK, K. 1980. Geosounding Principles, 2. Edit. Elsevier Sci. Pub. Co. Amsterdam, Holanda.
11. ASTIER, J. L. 1974. Geofísica Aplicada a la Hidrogeología. Edit. Paraninfo, Madrid, España.
12. Van Nastreano, R. y Cook, K. 1966. Interpretation of Resistivity Data. United States Geological Survey Professional Paper No. 499.
13. S. E. G. 1967. Mining Geophysics, Vol. 2. Edit. Sociedad de Geofísicos de Exploración (SEG). Tulsa, Ok., U.S.A.
14. CANTOS, F. L. 1974. Tratado de Geofísica Aplicada. Edit. Instituto Geológico y Minero de E.T.S. de Ingenieros de Minas, Madrid, España.
15. PARASNIS, D. S. 1970. Principios de Geofísica Aplicada. Edit. Paraninfo, Madrid, España.
16. PARASNIS, D. S. 1971. Geofísica Minera. Edit. Paraninfo, Madrid, España.



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

**LOS METODOS ELECTRICOS EN LA EXPLORACION
HIDROGEOLOGICA.**

**Interpretation of Electric logs in Fresh Water
Wells Unconsolidated Formations**

Abril, 1981 -



INTERPRETATION OF ELECTRIC LOGS IN FRESH WATER WELLS IN UNCONSOLIDATED FORMATIONS

ABSTRACT

Evaluations of wells drilled for fresh water present special problems in log analysis. In such analyses the problem is not to distinguish between two types of fluid, as in the evaluation of oil prospects, but to determine the quality and quantity of water that may be obtained from various strata.

In oil field interpretation R_w determination through SP analysis is usually satisfactory. There, the interrelations between concentration, activity, and resistivity are well established because NaCl is the dominant salt in solution. However, in fresh water other ions become important and the NaCl interrelationship does not apply. The SP is used for determination of fresh water quality, but firm empirical data for the locale are required.

Measurements of resistivity provide the means for determining relative productivities of fresh water sands. Unconsolidated sands generally exhibit uniformly high porosities; however, a surface conductance effect in fresh water sands causes the formation resistivity factor to vary with both R_w and grain size. Because permeability is related to grain size, resistivity values indicate relative productivity.

INTRODUCTION

Volumes have been written on the interpretation of electric logs in the search for oil and gas. But little has been published on interpretations of logs run in wells drilled for fresh water. The search for suitable sources of fresh water is important -- and continues to grow in importance each year. Needed are better methods of exploration and evaluation of water resources. The many electric logs that have been run offer an important source of data for exploration. And logs recorded in water wells can be used for evaluation of the fresh water sands.

However, interpretation methods developed by the petroleum industry do not directly apply for water wells. In general, effects due to the interstitial water itself -- its ionic make-up and the fact that its resistivity is about two orders of magnitude higher than that of oil field connate waters -- require a change in some concepts.

Furthermore, the water well industry is interested in evaluation of parameters different from those most important in oil wells. The hydrologist and water well engineer want

to evaluate, as closely as possible, the quality of the water. The water well contractor wants to know the suitability of the various sands for completion; he is very interested in the permeabilities and grain sizes of the sands.

The purpose of this paper is to extend the utility of logs for the water well industry. Major differences between interpretation in salty and fresh water environments will be discussed. Approaches to interpretation, and empirical methods that have given good results in some areas are also covered. Finally, it is hoped that this paper will serve to acquaint the log analyst with the problems and terminology of the water well industry, and to stimulate development of additional or improved methods of interpretation.

DETERMINATION OF WATER QUALITY

Of paramount importance in the evaluation of sands for fresh water production is the quality of the water. The U. S. Public Health Service places limits on the maximum dissolved salts in water for public use. They specify a maximum total dissolved solids (TDS) of 500 ppm, and a maximum chloride (Cl) content of 250 ppm. Water for irrigation or for industrial use does not have to meet such rigorous standards. The upper limits for dissolved solids are determined by the crops to be irrigated or by the particular industrial need for the water. In any event, if logs are to be used effectively for fresh water wells, they must afford a reasonably accurate evaluation of water quality.

USE OF SP

The SP curve generally provides the best logging approach to determination of water quality. The relationships between SP and water activity, resistivity, and concentration are well established for oil field brines. These relationships are based on research studies and are substantiated by extensive applications. (1, 2)

However, when these oil field relationships are applied to fresh water sands the results can be confusing. For example, the log in Fig. 1 was recorded in a shallow well drilled for fresh water. The resistivity of the drilling fluid in this well was 68 ohm-m at 77° F and, because there were no mud solids, this was also the resistivity of the mud filtrate, R_{mf} . The SP opposite the sand from 272-310 ft. is approximately -70 mv. If the usual relationship,*

$$SP = -K \log R_{mf}/R_w \quad (1)$$

is used, R_w is found to be one-tenth of R_{mf} , or approximately 7.0 ohm-m. This is not only much lower than the actual R_w , of approximately 180 ohm-m, it is also in the wrong direction of magnitude from R_{mf} . Why does the relationship that works well in oil well interpretations fail so severely in this application?

The answer is that in fresh waters the dissolved salts are no longer predominated by NaCl as they are in oil field waters. Therefore, the relationships based on NaCl solutions

*This expression is only for the electrochemical component of the SP; electrofiltration potentials are not accounted for. No efforts were made in this study to evaluate electrofiltration potentials. However, with the low pressure differentials normally existing across the face of shallow fresh-water sands, the effects of electrofiltration are assumed negligible.

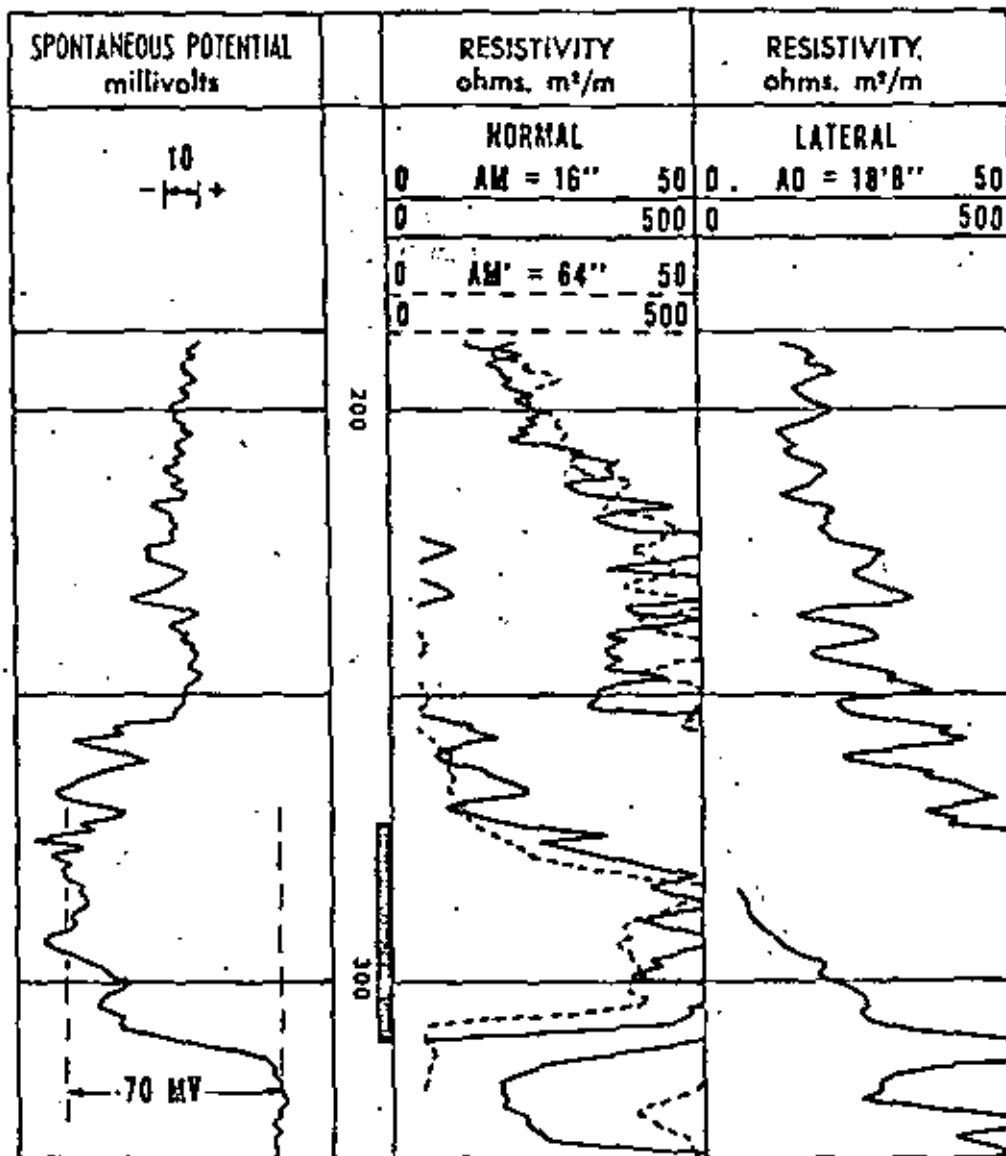


Fig. 1 - Electric Log recorded in a shallow, East Texas water well at Hawkins.

no longer apply. It is necessary to re-examine the relationships between concentration, activity, and resistivity for waters containing significant quantities of other ions.

Divalent Cations: Divalent cations in dilute formation water solutions have a much stronger effect on the SP than does Na^+ . Thus, when Ca^{++} or Mg^{++} concentrations in formation waters are significant, they affect the SP as though the water were more salty than indicated by its resistivity. Gondouin et al. (2) show that, for such cases, the magnitude of the electro-chemical SP is as follows:

$$\text{SP} = -K \log (a)_w / (a)_{mf} \quad (2)$$

and

$$\text{SP} = -K \log \frac{(a_{\text{Na}} + \sqrt{a_{\text{Ca}} + a_{\text{Mg}}})_w}{(a_{\text{Na}})_{mf}} \quad (3)$$

where a_{Na} , a_{Ca} , and a_{Mg} are, respectively, the solution activities due to sodium, calcium, and magnesium ions. And, where K is a function of the formation temperature.

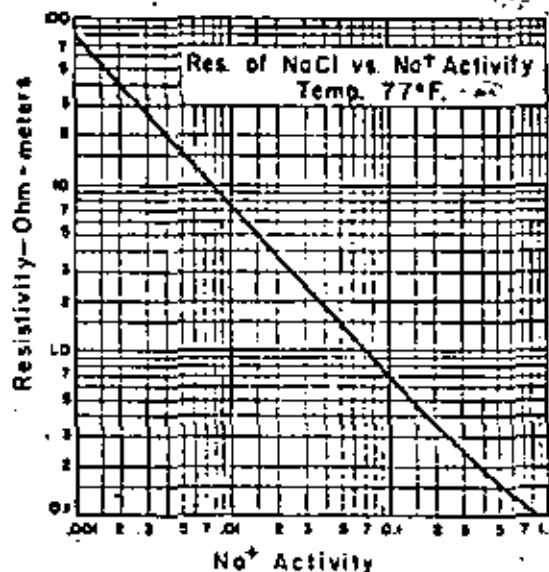


Fig. 2 - Relationship between sodium ion activity and resistivity for a sodium chloride solution at 77°F.

temperature of 77° F. This corresponds with the 25° C used as a standard for water well computations. For R_{mf} values at other temperatures, Fig. 3 can be used for the conversion to standard temperature conditions. This latter figure presents resistivity-temperature-concentration data for dilute NaCl solutions.

In Equation 3 the mud filtrate is considered to act as an NaCl solution. There are cases where divalent ions are present in significant concentrations in the mud filtrate. However, through base-exchange in clay additives or shales, the concentration of divalent cations in the mud filtrate is often reduced from that of the make-up water. Thus, in the absence of information to the contrary, it is customary to consider the mud filtrate an NaCl solution.

For NaCl solutions the relationship between activity and resistivity is shown on Fig. 2. Thus, considering the mud filtrate an NaCl solution, the activity of the mud filtrate used in the denominator of Equation 3 may be determined when R_{mf} is known. However, the relationship shown in the figure is correct only for a solution

SALINITY - RESISTIVITY CHART - FRESH WATERS

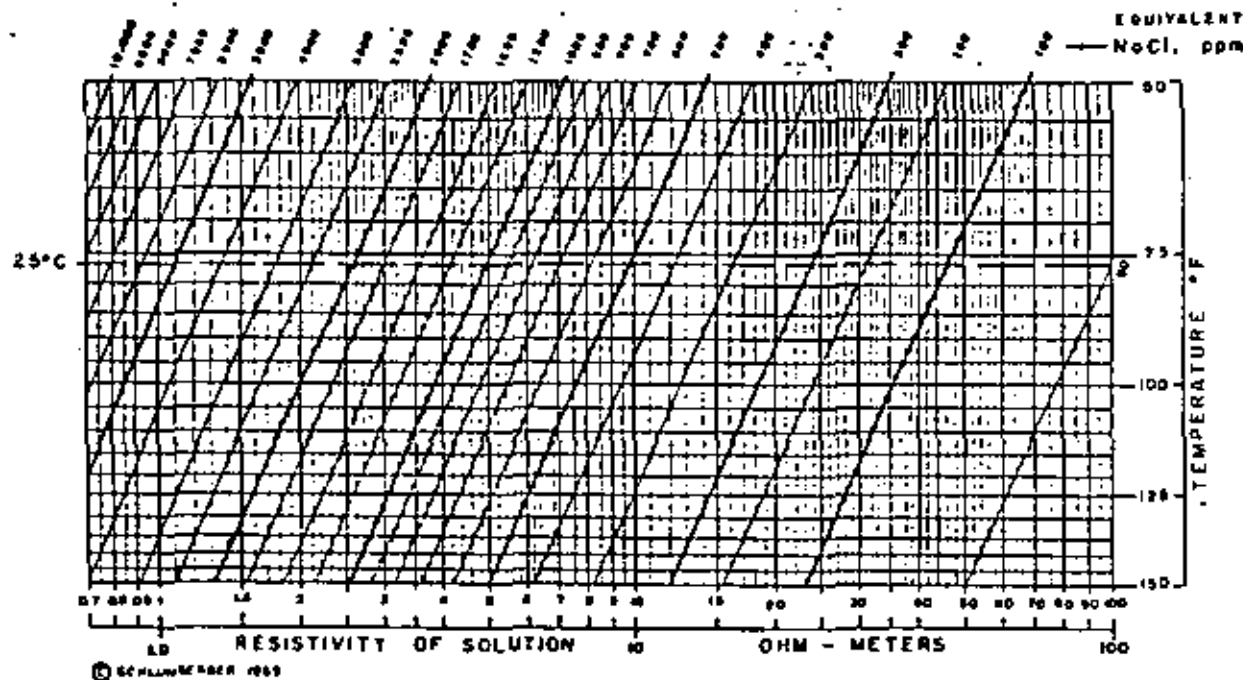


Fig. 3 - Relationship between resistivities, temperatures, and concentrations for dilute sodium chloride solutions

The relation between cation concentration and activity for dilute solutions is given in Fig. 4. On the figure, the solid line represents the relationship for Na^+ ions, and the dashed line for Ca^{++} and Mg^{++} ions. The total water activity, for use in Equation 3, is the sum of $a_{\text{Na}^+} + \sqrt{a_{\text{Ca}^{++}} + a_{\text{Mg}^{++}}}$. Thus, if cation concentrations of solutions are known, activities can be computed.

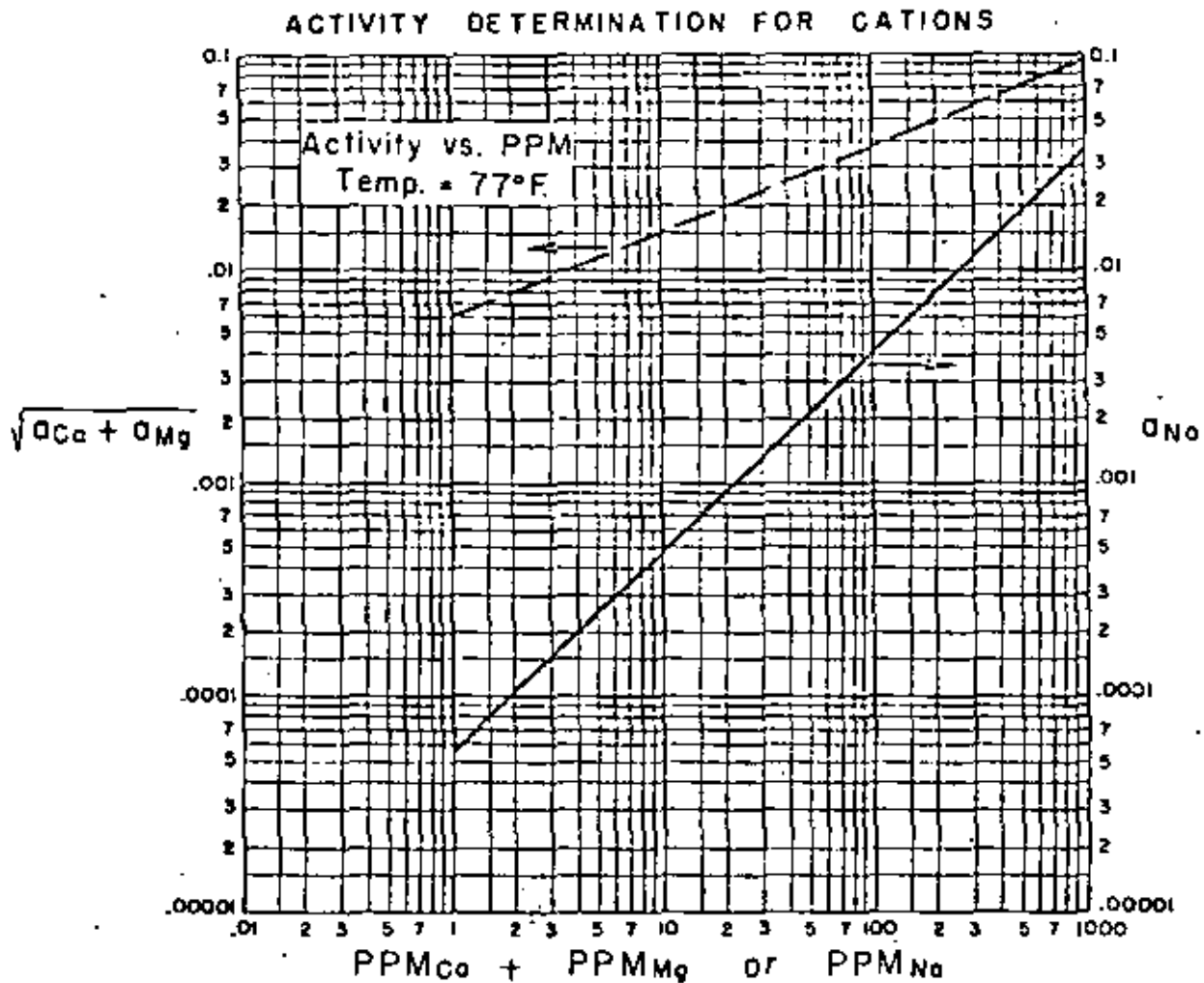


Fig. 4 - Cation concentrations vs activities for dilute solutions at 77°F.

Bicarbonates: In many fresh waters the predominant anion is bicarbonate, HCO_3^- . If the accompanying cation is Na^+ the activity of the solution, and thus the effect on an SP curve, is usually close to that for an NaCl solution having the same Na^+ concentration. (2) That is, the activity of the solution is primarily dependent on the cation concentration. However, the resistivities of NaCl and NaHCO_3 solutions (of the same Na^+ concentrations) are different. The HCO_3^- ion contributes only 27% as much conductivity as an equal weight of Cl^- ion. Or, in other words, the R_w of an NaHCO_3 solution is 1.75 times greater than R_w of an NaCl solution having the same Na^+ concentration.

The relationships between concentration and resistivity for other ions also differ from that of NaCl . Listed below are the multipliers required to convert concentrations of commonly encountered ions to equivalent NaCl concentrations for R_w determinations (3).

Na ⁺	= 1.0	Cl ⁻	= 1.0
Ca ⁺⁺	= 0.95	SO ₄ ⁻	= 0.5
Mg ⁺⁺	= 2.0	CO ₃ ⁻	= 1.26
		HCO ₃ ⁻	= 0.27

The foregoing discussions of divalent cations and bicarbonates show that use of the SP for water quality determinations requires some knowledge of the ion content of the water. First, the activities of the various cations differ and, thus, cause SP response to depart from that for NaCl solutions. Second, the relationships between concentration and resistivity vary depending on the type of ions in solution.

In the light of these observations, let's re-examine the example in Fig. 1. Chemical analysis of the water in the sand from 272-310 ft. was available. Table 1 presents the ion concentrations and, through application of the appropriate multipliers, the conversion to equivalent NaCl concentration for R_w determination.

TABLE 1

Ion	Concentration ppm	Multiplier	Equivalent NaCl ppm
Na	10	1.0	10.0
Ca	3	0.95	2.85
Mg	0.8	2.0	1.60
Cl	6	1.0	6.0
SO ₄	0	0.5	0
CO ₃	0	1.26	0
HCO ₃	29.3	0.27	7.9
Total Equivalent NaCl =			28.35 ppm

This figure for total equivalent NaCl concentration is extremely low. In fact, it is so low that it falls off the chart in Fig. 3, which is used to convert NaCl concentration to R_w. However, for dilute solutions, concentration and resistivity are inversely proportional. Therefore, we can compute R_w. On the chart, a concentration of 50 ppm corresponds with an R_w of 100 ohm-m at 77° F. Thus,

$$R_w = 100 \times \frac{50}{28.35} = 176 \text{ ohm-m.}$$

Now, using Equation 2 and the cation concentrations obtained from chemical analysis of the water, we will compute the SSP that should be observed opposite this sand.

From Fig. 4, 10 ppm Na gives $a_{Na} = 0.00048$
 3.8 ppm Ca + Mg gives $\sqrt{a_{Ca} + a_{Mg}} = 0.010$
 thus, $(a)_w = 0.01048$

From Fig. 2, $R_{mf} = 68$ ohm-m at 77° F gives $(\sigma)_{mf} = 0.0012$

$$\begin{aligned}\text{Then, } SP &= -71 \log \frac{(\sigma)_w}{(\sigma)_{mf}} \\ &= -71 \log \frac{0.01048}{0.0012} \\ &= -66 \text{ mv}\end{aligned}$$

Thus, the computations confirm the SP recorded this East Texas well. It was only necessary to properly account for the types and concentrations of ions present.

But, if chemical analysis is required to determine water quality from SP, it is logical to ask "What purpose is served by the SP computation?" The chemical analysis has already established the water quality! This is true. However, experience shows that, although variable from one region to another, the relative ion assemblage is predictable on a local basis. Thus, empirical relations between SP, R_w , and TDS can be used to determine water quality from log data.

Because the relationship between R_w and SP varies in accordance with the type of ions present in the formation water, it is convenient to consider the water resistivity determined from Equation 1 an equivalent water resistivity, R_{we} . Furthermore, it is also convenient to consider the mud filtrate as an NaCl solution. Then, depending on the ion assemblage for the locale, an appropriate relation may be used to obtain R_w from the SP-derived value of R_{we} .

This is illustrated in Fig. 5. For water with only NaCl in solution, the $R_w - R_{we}$ relationship is given by the diagonal line between the lower left and upper right corners of the chart. The line for NaHCO_3 water parallels the NaCl line. It is displaced upwards such that, for the same value of R_{we} , the R_w value is 1.75 times greater than for an NaCl water. The leftmost line is for a water with only CaCl_2 in solution. This CaCl_2 line represents the upper limit likely to be found in fresh water well evaluation from SP data.

The points plotted on Fig. 5 were taken from data on wells drilled for fresh water. In each case, the value of R_{we} was obtained from the SP using Equation 1. Also in each case, the mud filtrate was considered as an NaCl solution. The corresponding value of R_w for each point was from resistivity measurement of a sample of the formation water.

Experience shows that most Gulf Coast water wells drilled with fresh mud lead to plots near the NaHCO_3 line. This is usually true even when the formation water contains significant quantities of divalent cations. The effect of the divalent cations is offset, to a large extent, by similar concentrations in the mud filtrate.

The tendency for divalent cations in the mud filtrate to offset the effect of those in the formation water is illustrated by an example from a water well drilled at Sugarland, in Fort Bend County, Texas. Chemical analysis of a water sample obtained from a sand at 930 ft. indicated appreciable concentrations of divalent cations. The analysis indicated the following concentrations:

Na^+	= 37 ppm	Cl^-	= 31 ppm
Ca^{++}	= 47	SO_4^{--}	= 10
Mg^{++}	= 11	CO_3^{--}	= 0
		HCO_3^-	= 231

From the SP of -3 mv and $R_{mf} = 11.0$ ohm-m (at 77° F), the computed value of R_{we} is 10 ohm-m. The measured R_w was 21.7 ohm-m at 77° F. Thus, on Fig. 5, R_w vs R_{we} plots close to the NaHCO_3 line, in spite of the relatively large concentrations of divalent cations.

In fact, if the chemical analysis concentrations are used to compute SSP, as was done in our first example, we find it should be -45 mv. This computation, however, considers that all cations in the mud filtrate are Na^+ . The fact that a much smaller SP deflection was observed is evidence that the mud filtrate also contained significant concentrations of divalent cations.

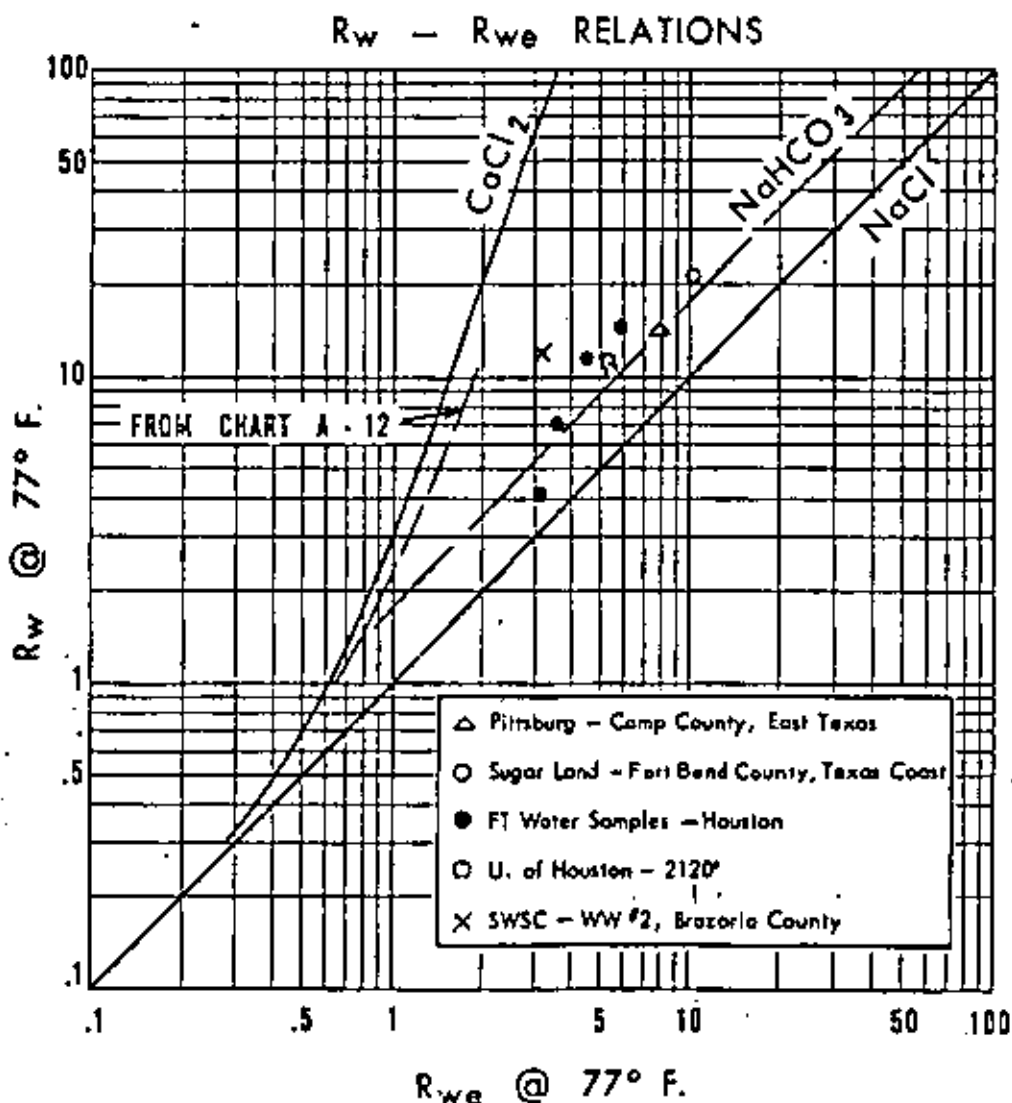


Fig. 5 - R_w vs R_{we} for fresh formation waters. Plots from Gulf Coast wells usually are close to the line for NaHCO_3 waters.

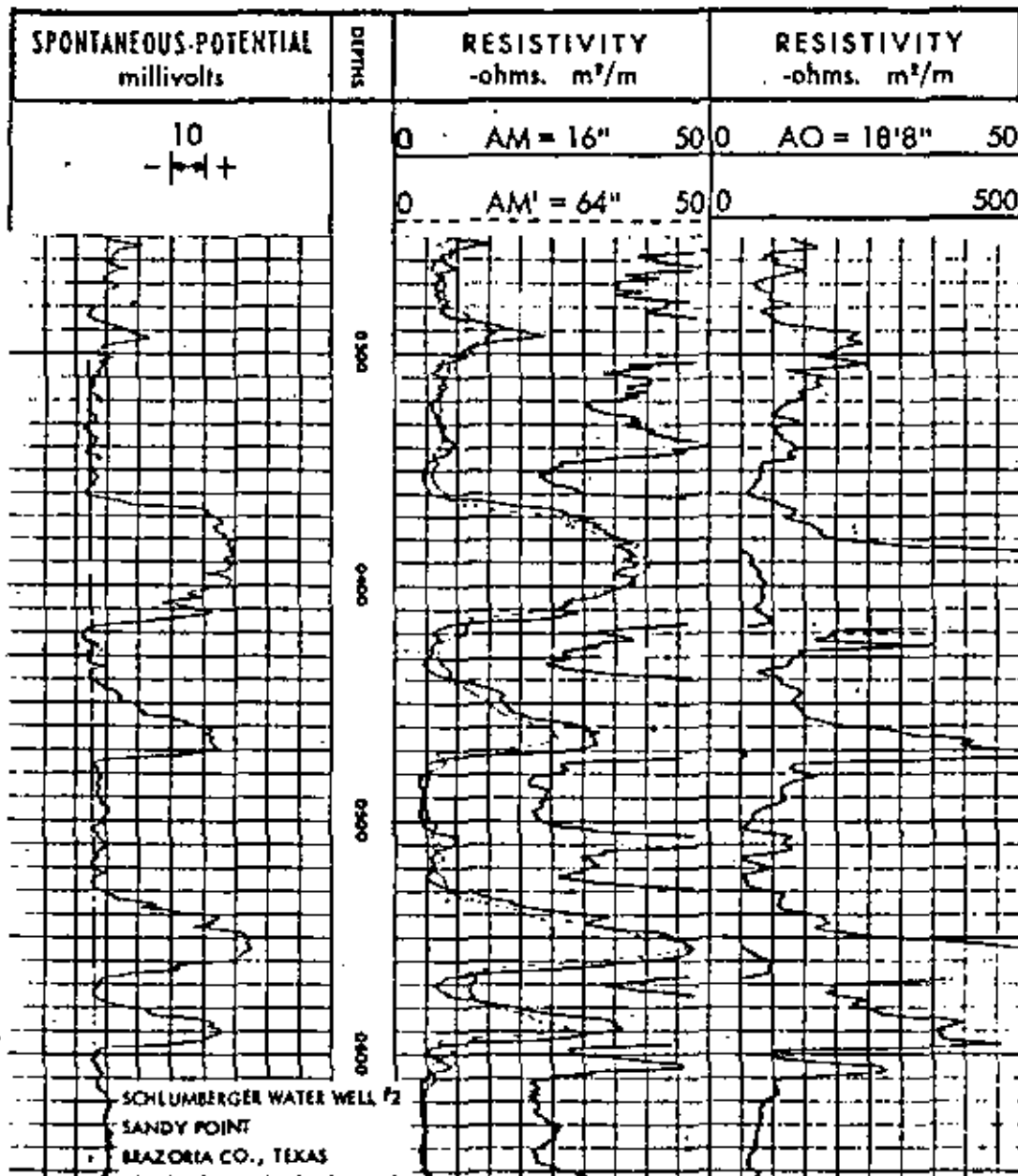


Fig. 6 - Electric Log recorded in a Gulf Coast water well drilled with salted mud ($R_m = 1.0$ at 77°F).

CC

A different relationship between R_w and R_{we} is noted for fresh water wells drilled with salty muds. In such wells the $R_w - R_{we}$ plot is displaced toward the CaCl_2 line on Fig. 5. For example, the log in Fig. 6 was run in a Gulf Coast water well in which the drilling mud was deliberately salted to develop large (but positive) SP deflections opposite sands. With $R_{mf} = 0.75$ at 77°F , and $\text{SP} = +45$ mv opposite the sand at 400 ft a value of 3.1 ohm-m is found for R_{we} . The resistivity of water produced from this sand measured 12.0 ohm-m at 77°F . The resulting plot is approximately midway between the NaHCO_3 and CaCl_2 lines. Salting the mud reduced the importance of the divalent cations in the mud filtrate and, thus, displaced the $R_w - R_{we}$ plot from its usual position for the Gulf Coast (near the NaHCO_3 line) and moved it toward the CaCl_2 line.

A diminished effect of divalent cations in the mud filtrate is also noted opposite fresh water sands in wells drilled to deeper oil zones. Here it is due both to increased concentrations of NaCl in the mud filtrate and to reduced concentrations of divalent cations through base-exchange. The dashed line on Figure 5 (taken from Chart A-12, Ref. 4) was empirically derived from brackish water zones encountered in wells drilled for oil and gas.

R_w DETERMINED FROM FORMATION RESISTIVITY

An alternate method of determining R_w is based on measurement of formation resistivity. In this application, R_w is obtained by dividing the formation resistivity, R_f by a formation resistivity factor, F. This same approach is well known and widely used in oil field interpretations.

However, the customary relationships between F and porosity used in oil field interpretations usually do not apply to fresh water sands. As will be shown later, F varies in fresh water sands not only with porosity, but also with R_w and grain size. Thus, F must be defined by other methods.

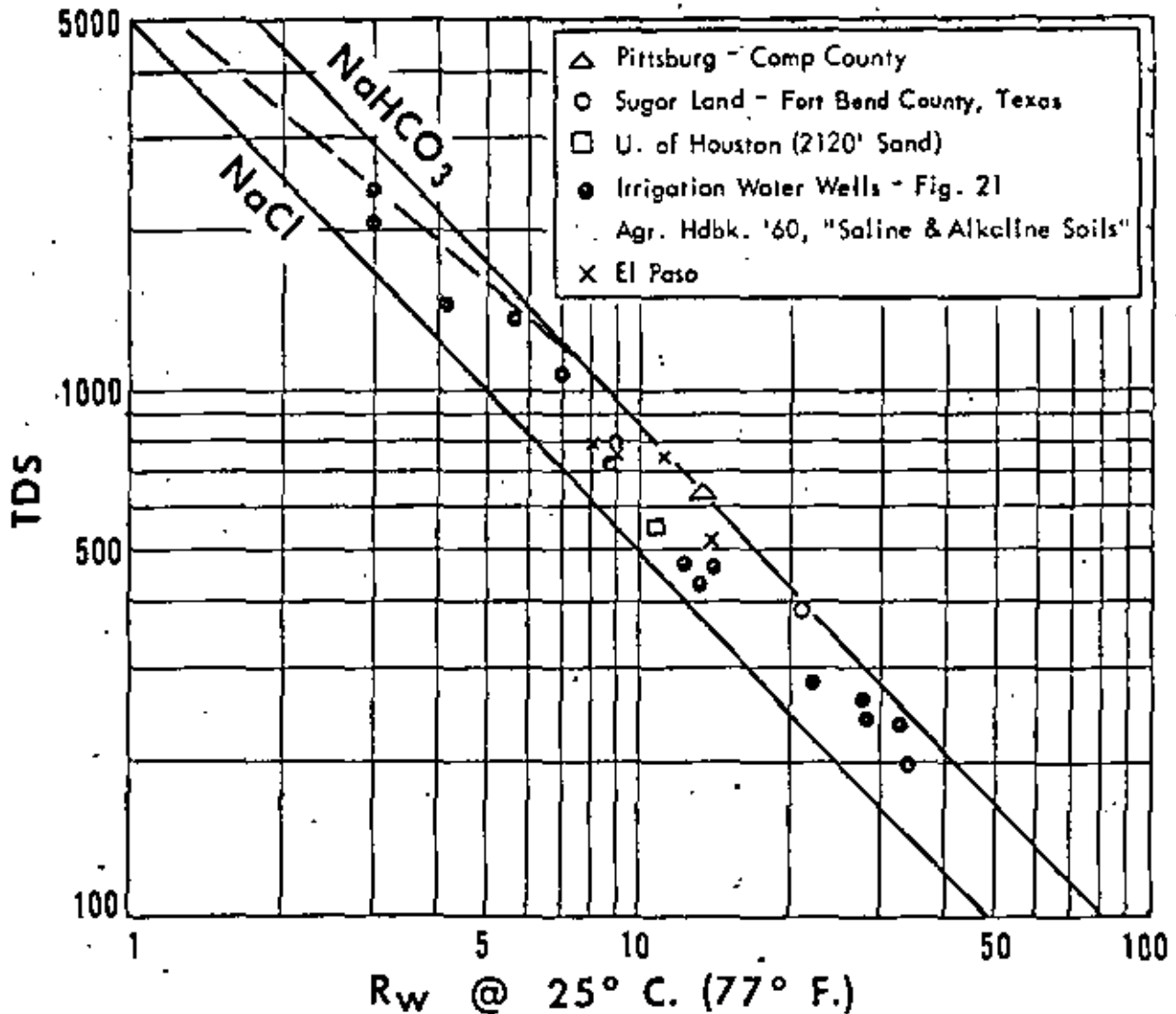


Fig. 7 - Empirical studies relate Total Dissolved Solids (TDS) to R_w.

Best results in determining R_w from R_o measurements are obtained using F values based on local empirical studies ($F = R_o/R_w$). For example, Turcan⁽⁵⁾ applies "field formation resistivity factors" (F_f) in shallow, clean, sand formations in Louisiana. For sands in the Wilcox group in Bossier and Caddo Parishes, he reports values of F_f ranging from 1.7 to 3.0. The use of these values of F_f necessarily demands that the sands remain clean and relatively constant in grain size -- and that R_w not vary too widely. Similar studies in other local areas can provide a simple and useful means of determining R_w from measurements of formation resistivity.

TDS AND Cl FROM R_w

The value of R_w , whether determined through SP or resistivity measurements, is used to evaluate water quality. As previously mentioned, the relative ion assemblage is reasonably predictable on a local basis. Thus, empirical studies permit determination of both TDS and Cl content from computed values of R_w .

Plots of R_w vs TDS from a number of fresh water sands are shown on Fig. 7. All of the points plot between the lines appropriate for NaCl and NaHCO₃ solutions. If similar plots are made using local data, a more precise relationship between R_w and TDS can be established. For example, work in East Texas has shown that reliable values of TDS are obtained using the NaHCO₃ line when R_w is greater than 7.0 ohm-m, and using the dashed line when R_w is less than 7.0 ohm-m (all R_w values at 77° F).

Care should be exercised, however, in extending such empirical methods from one area to another. This is illustrated in the work done by Turcan⁽⁵⁾ for fresh water zones in the Mississippi embayment. Fig. 8 is a replot of his relationships between R_w , TDS, and Chlorides for Wilcox sands in Northwest Louisiana. He found that the TDS concentration was close to that for NaCl solutions for R_w values of approximately 10.0 ohm-m (at 77° F). However, for both lower and higher values of R_w the TDS concentration departed from that for NaCl solutions.

It will be noted that two abscissa scales are shown on Fig. 8. In addition to an R_w scale, we have shown a scale in terms of specific conductance. This term, which was used by Turcan in reporting his data, is customarily used by water well contractors and engineers in reporting electrical measurements of water samples. Specific conductance is the electrical conductivity of a water sample at 25° C (77° F), expressed in micromhos per centimeter. It is related to resistivity, expressed in ohm-meters, by the following expression:

$$R_w = \frac{10,000}{\text{Specific Conductance}} \quad (4)$$

Turcan's data in Fig. 8 shows an increase of chloride concentration as the TDS concentration increases. Observations in most areas show that the chloride ion becomes proportionally more abundant as the TDS concentration increases. This provides a basis for determination of chloride ion concentration. However, we again rely on local data to provide an appropriate relationship. For example, ion concentrations reported by Jones and Buford⁽⁶⁾ in Central Louisiana suggest the following relationship:

$$Cl_{ppm} = 0.6 (TDS-400).$$

BOSSIER AND CADDO PARISH, LOUISIANA

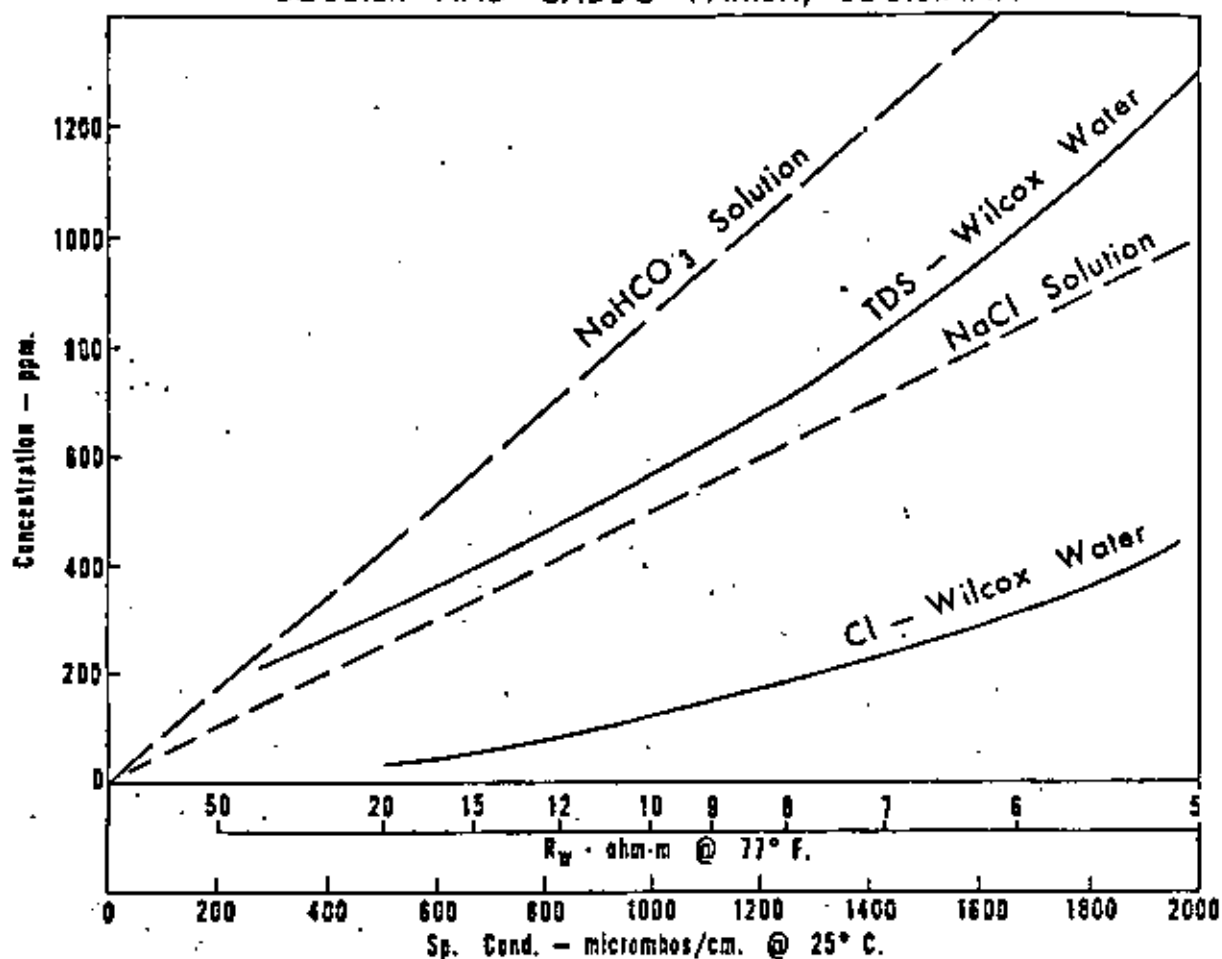


Fig. 8 - Relationships between R_w , TDS, and Chloride concentration for Wilcox sands in Northwest Louisiana (after Turcan, Ref. 5)

This form of empirical relation is useful in other areas, although the constants may vary. Below are examples of equations that seem appropriate for several other areas.

$$\text{Cl}_{\text{ppm}} = 0.5 (\text{TDS}-400) \text{ in East Texas}$$

$$\text{Cl}_{\text{ppm}} = 0.53 (\text{TDS}-200) \text{ near El Paso, Texas}$$

$$\text{Cl}_{\text{ppm}} = 0.4 (\text{TDS}-250) \text{ Wilcox sands in Northwest Louisiana (from Turcan's data)}$$

$$\text{Cl}_{\text{ppm}} \cong 0.25 (\text{TDS}-200) \text{ Houston, Texas}$$

Thus, well logs can give information required in the evaluation of water quality. However, for this information to be most effective, empirical relationships should be established for local areas. Much of the data is already available. Many water wells have been surveyed, and water samples have subsequently been analyzed. In the hands of the log analyst, these data can provide valuable assistance to those who seek to use logs to define water quality.

APPLICATION OF FORMATION RESISTIVITY MEASUREMENTS

Formation resistivity measurements are an integral and vital part of most logging programs for oil and gas exploration. The applications of resistivity logs in determination of water saturation, detection of movable oil, use in correlation, etc., are widely understood in the petroleum industry.

Resistivity logs are also of considerable value in the exploration and production of fresh water. However, there are important differences between the two industries in the problems to be solved, in the conditions encountered, and in the basic relationships between formation resistivity and other formation properties.

The water industry is concerned primarily with determining from logs the quality and quantity of water that can be produced. Hydrocarbons are seldom encountered in significant quantities in the formations drilled for fresh water. Thus, the water industry is not concerned with determining the fractional saturations of hydrocarbons and water.

In the shallow, unconsolidated sands drilled for fresh water, porosities are generally high. Furthermore, variations in porosity are usually small, both between the sands encountered in a single well and between wells in the same locale. Thus, determination of porosity, so important in interpretation of logs for hydrocarbon saturation, is less important for evaluation of fresh water sands.

Determination of formation resistivity from logs is, for the most part, simpler for fresh water wells than for oil wells. In most cases the resistivity value from a 16-in short normal curve is very close to the true formation resistivity. This is illustrated in Fig. 9, where an Induction-Electrical Survey is compared with an Electrical Survey. Both of these logs were recorded in a shallow experimental well at the University of Houston.

The efficiency of the short normal curve in fresh water wells is due to several factors: First, most of these wells are drilled with fresh muds; the contrast between mud and formation resistivities is therefore low. Second, invasion is usually shallow because the porosity is high and the pressure differential between borehole and formation is relatively low. Furthermore, because the resistivity of the mud filtrate is usually close to that of the formation water, the invaded zone resistivity is close to true formation resistivity. Finally, to be of interest for fresh water production, sands must be relatively thick. The low formation pressures in fresh water sands necessitate much higher values of permeability-feet than are required for economic oil production. Therefore, in the thicker zones of interest there is little effect from surrounding beds on the short normal response.

Thus, a short normal curve is usually adequate for determination of formation resistivity. Only for the deeper wells, or for those drilled to test for oil or gas, is it usually necessary to use other devices. In these cases, an induction log should be used for the most accurate measurement of formation resistivity. The induction device provides the necessary depth of investigation and it is focused to overcome the effects of borehole and surrounding beds that tend to distort the readings of deep-investigation electrode devices.

In view of the foregoing discussions it would seem a simple matter to determine R_w from a short normal measurement of formation resistivity! We have, in effect, eliminated saturation and porosity variables -- and problems in determining R_o . To one used to working with logs of oil wells it might appear that the R_w of a clean, water sand could be obtained

from solution of the customary equation, $F = R_o/R_w$, with F determined from a porosity value appropriate for the area.

However, in fresh water sands the usual relationship between F and porosity, $F = a/\phi^m$, is not constant. The value of F is a function of R_w !

Variation of F with respect to R_w is illustrated in work by Sarma and Rao⁽⁷⁾, shown in Fig. 10. In their investigations, they measured the R_o of washed and graded river-sand samples for water saturants of various values of the R_w . For each of the three samples the formation resistivity factor, determined as R_o/R_w , decreased as R_w increased. The data show that variations of F are most pronounced for high values of R_w . With Sample 4, an $F = 1$ was obtained for $R_w = 34$ ohm-m; or, in other words $R_o = R_w$. Furthermore, for a very dilute solution ($R_w = 2176$ ohm-m) the formation factors for Samples 3 and 4 were found to be 0.038 and 0.024, respectively. These data show that, for fresh water saturants in unconsolidated sands, computed formation resistivity factors are appreciably lower than described by the F vs porosity relationships commonly used in petroleum industry log interpretations.

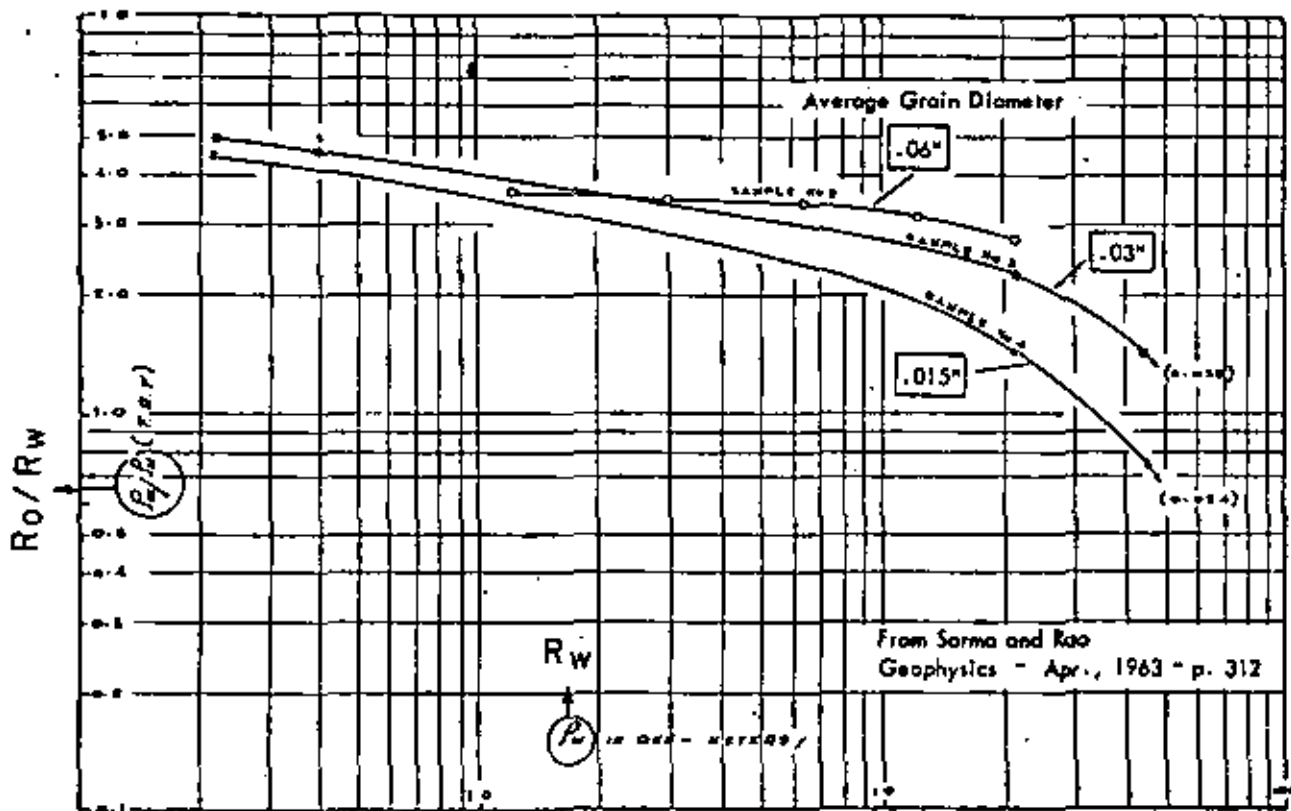


Fig. 10 - Relationships between Formation Resistivity Factor, R_w , and grain size from a study by Sarma and Rao (Ref. 7).

Similar variations of F with R_w have been noted in shaly sands. For example, in their investigations of shaly sands, Hill and Milburn⁽⁸⁾ found it necessary to qualify the F by the resistivity of the saturant used in the determination. Thus, $F_{0.01}$ was used to denote the formation resistivity factor obtained using a saturant of $R_w = 0.01$ ohm-m. They found the higher values of R_w tended to produce lower values of F . They used $F_{0.01}$ to indicate the maximum value of formation factor for a given shaly sand.

It thus appears that the variations of F in shaly sands and in clean fresh-water sands are similar. Work by others prompts the author to suggest surface conductance as the primary factor in variations of F in fresh-water sands.

SURFACE CONDUCTANCE

Winsauer and McCardel⁽⁹⁾ have shown that a double-layer conductivity exists around shale particles. Urban et al⁽¹⁰⁾ have given surface conductance data for Pyrex spheres in contact with NaCl solutions. Street⁽¹¹⁾ found that the data obtained by Urban essentially fitted that for kaolinite suspensions. It thus appears that all siliceous grains may behave similarly.

The magnitude of surface conductance is related to the ion concentration of the saturant solution. As the concentration decreases the magnitude of surface conductance also decreases. But, in the low conductivity environment of a fresh water sand, even this reduced surface conductance is significant.

Another factor that affects the magnitude of surface conductance -- and one that is of more interest in this discussion -- is the surface exposed to the saturant solution. The larger the surface (per unit volume) exposed to the electrolyte, the larger is the total surface conductance. This is of particular importance because internal surface area of sands is related to both grain size and permeability. These parameters are of importance to the water well industry. Contractors usually avoid sands in which d_e , the effective grain size (see Appendix for a discussion of effective grain size), is less than 0.010 in. Finer grain sands are difficult to properly screen and gravel pack. Furthermore, because permeability is proportional to grain size, the finer grain sands usually do not afford sufficient capacity.

GRAIN SIZE vs FORMATION FACTOR

The Sorma and Rao data in Fig. 10 indicate a relationship between grain size and R_o/R_w for fresh waters. The smaller the grain size, the smaller the value of formation factor (R_o/R_w). This is a reverse relationship from that normally encountered in oil field interpretations. However, as previously stated, surface conductance is relatively unimportant with salty formation waters. It is very important in fresh water zones. Therefore, we attribute the reversed relationship between grain size and formation factor in fresh water sands to surface conductance effects.

The variation of F with grain size in fresh water sands is illustrated by laboratory measurements performed by the author. A resistivity cell was used to measure the resistivities of sand packs saturated with three different solutions. The sand packs were made from a set of washed ditch samples obtained from a water well drilled in the southwestern part of Houston. The effective grain diameter, d_e , of the various samples had been determined by sieve analysis. The saturant waters were as follows: Houston tap water, 32 ohm-m; and sodium chloride solutions of 7.1 ohm-m and 0.11 ohm-m (all at room temperature of 70° F).

In preparation for the measurements, the porosity of each dry sample was obtained by a bulk density technique. The individual samples were then divided into three parts to provide a sand pack for each of the three saturant solutions. The cell was first filled with the water sample and R_w was measured. Then, the sand sample was poured into the cell, displacing some of the water. The cell was tapped to settle and compact the grains until a

constant reading of R_o was obtained. An increase of about 10% in R_o was noted during the settling and packing of the grains. The formation factor, F , was obtained as the ratio of the cell reading with the sand to that with only the water. The results of these measurements are summarized in Table 2.

TABLE 2

Determination of F on Samples from Katy Drilling Company -- Westbury Water Well #3

Sample	ϕ	d_e	$R_w = 0.11$		$R_w = 7.1$		$R_w = 32$	
			R_o	F	R_o	F	R_o	F
1	37.5	.003	4.30	3.90	*	*	68.5	2.14
2	37.2	.003	*	*	23.4	3.30	73.6	2.30
3	37.5	.003	4.30	3.90	*	*	79.4	2.48
4	34.1	.005	4.73	4.30	27.75	3.91	93.5	2.92
5	35.8	.007	4.84	4.40	27.82	3.92	96.6	3.02
6	34.5	.007	4.92	4.47	27.82	3.92	91.3	2.85
7	33.2	.0075	5.16	4.70	29.1	4.10	*	*
8	33.6	.008	5.16	4.70	30.4	4.27	98.3	3.07
9	34.0	.012	5.50	5.00	29.8	4.20	*	*

*Insufficient sample for valid R_o reading.

Two main trends are noted in Table 2. First, the formation factor increases as the grain size increases. This relationship is noted for all three saturant solutions, even for $R_w = 0.11$. And, second, the computed F for any given sample decreased with an increase in R_w . Thus, these laboratory measurements tend to confirm the stated relationships between formation factor, grain size, and R_w for fresh water sands.

These relationships have also been noted in field studies of logs. For example, from a water well drilled in Deer Park, Harris County, Texas, both electric log data and sieve analysis of sand samples are available. These data are presented in Table 3.

TABLE 3

Data from Rohm and Haas #3 -- Deer Park

Interval	R_o	SP	R_{mf}/R_{we}	R_{mf}	R_{we}	R_w	F	d_e
870-890	30	-10	1.4	8.7 at 87°	6.2	11.0	2.7	.010"
1093-1120	20	-12	1.5	8.6 at 88°	5.7	10.0	2.0	.007"
1325-1334	23	-32	2.9	8.5 at 90°	2.9	5.1	4.5	.0145"
1380-1406	23	-27	2.5	8.5 at 90°	3.4	5.0	3.8	.013"
1416-1448	35	-25	2.4	8.5 at 90°	3.6	5.3	5.55	.015"

Also presented in Table 3 are the steps by which R_w was computed from the SP observed for each of the listed sand intervals. The conversion from R_{we} to R_w was made in

accordance with the NaHCO_3 line on Fig. 5. It will be noted that, for each interval, $R_w = 1.75 R_{wb}$.

The value of F for each interval was computed as R_o/R_w , and is plotted versus grain size in Fig. 11. Here again the data show a relationship between grain size and formation factor. As the effective grain diameter increases, F also increases. It is true that the variations in R_w are not taken into consideration on this plot. However, the variation from 5.1 to 11.0 ohm-m in this example is assumed to be less important than the variation in grain size.

This Deer Park water well was completed in all of the listed intervals, and produced water with a resistivity of 6.1 ohm-m at 90° F. The major part of the production thus appears to be from the lower three zones. This is reasonable in that these lower zones have the larger effective grain diameters and can be expected to be more permeable than the two shallow intervals.

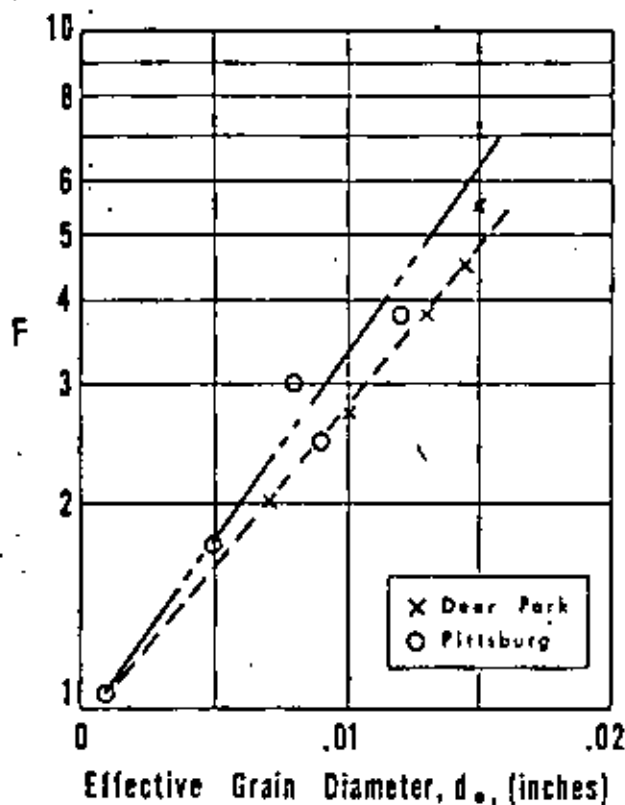


Fig. 11 - Plots of F vs Effective Grain Diameter for two water wells.

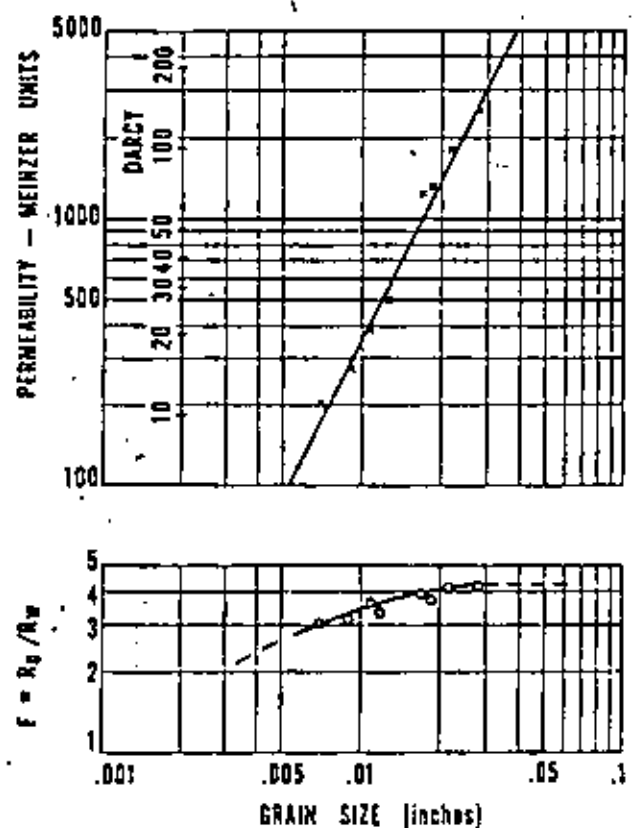


Fig. 12 - Relationships between permeability and $F (= R_o/R_w)$ vs grain size for graded sand samples (from data reported by Jones and Buford, Table 3, GEOPHYSICS, Jan., 1951)

GRAIN SIZE vs PERMEABILITY vs FORMATION FACTOR

The relationship between permeability and grain size is more or less classic. It is well understood and has been reported by many authors⁽¹²⁾. Data from a study reported by Jones and Buford⁽⁶⁾ are presented in Fig. 12. In this study, sand packs were made of graded sand samples, and the permeabilities of the individual packs were measured. The permeabilities were reported both in darcies and in Meinzer units. The latter term is more commonly

used in water well work, and represents the rate of flow, in gallons per day, through an aquifer a foot thick and a mile wide, for a hydraulic gradient of one foot per mile. At 68° F, one Meinzer unit is equivalent to 0.0548 darcies.

In their study, Jones and Buford also reported resistivity cell measurements of formation factor for each sample. A very fresh saturant solution $R_w = 35$ ohm-m, was used for all these measurements. Their work shows a more or less orderly progression of both permeability and formation factor with an increase in grain size.

The relationship between permeability and formation factor, shown in Fig. 13, is very important in evaluating water wells from log data.

First, it is the reverse of that commonly accepted in oil field work. In 1941, G. E. Archie⁽¹³⁾ showed that, as the permeability of brine-filled cores of Gulf Coast sandstones increased, the formation factor decreased. Studies by many others, and widespread observations, indicate the report by Archie is correct for brine-filled sands. However, because the importance of surface conductance increases with decreased water salinity, the concept must be changed for sands containing fresh water.

Second, electrical well logs become more useful in the evaluation of fresh water sands. All of the sand characteristics desirable for water wells cause an increase in formation resistivity. The water quality (TDS) is related to R_w ; the higher the value of R_w , the better is the water. The larger the grain the easier it is to effectively screen or gravel pack the sand. And, finally, the more permeable the sand, the greater is the flow per unit of sand thickness. Because each of the desirable characteristics lead to increased

values of formation resistivity the best zones for water production are readily identified by a log of formation resistivity. The best zones are indicated by the highest resistivities.

Furthermore, from the data presented in this paper it appears that critical minimum values may be placed on F for water well evaluation. A minimum R_D/R_w of approximately 3.0 appears suitable for sands where R_w is in the 5-15 ohm-m range. For saltier waters the minimum F should be larger, and for fresher waters it should be smaller.

When the proper critical F is known the product FR_w can be important for determining net effective feet of water sand. This is illustrated in a study of the logs in Fig. 14. These logs were run in two adjacent wells at Pittsburg, in Comp County, Texas. Water analysis, obtained on a sample from the 525 - 560 ft. zone in well No. 1, indicated a value of $R_w = 14.4$ ohm-m at 72° F. Because the SP deflection is constant for each of the sands in

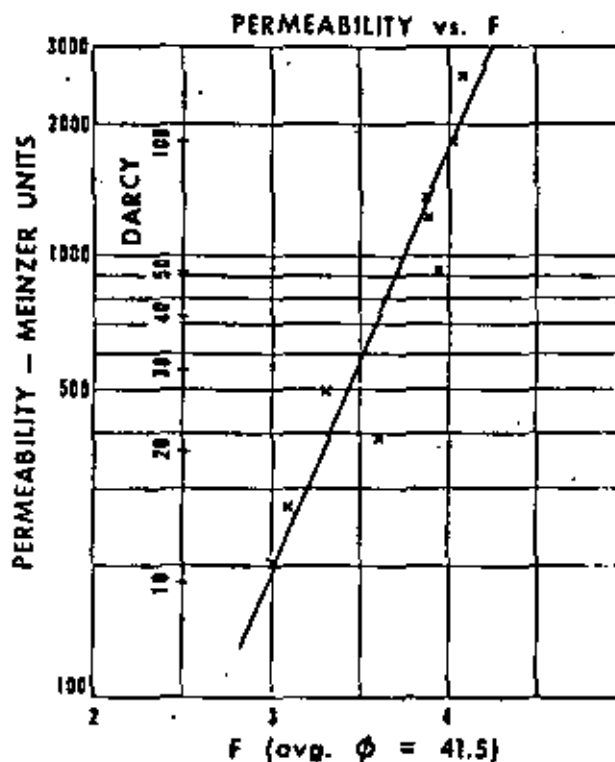


Fig. 13 - Permeability vs $F (= R_D/R_w)$ from data in Fig. 12.

CC

PITTSBURG, CAMP COUNTY, TEXAS

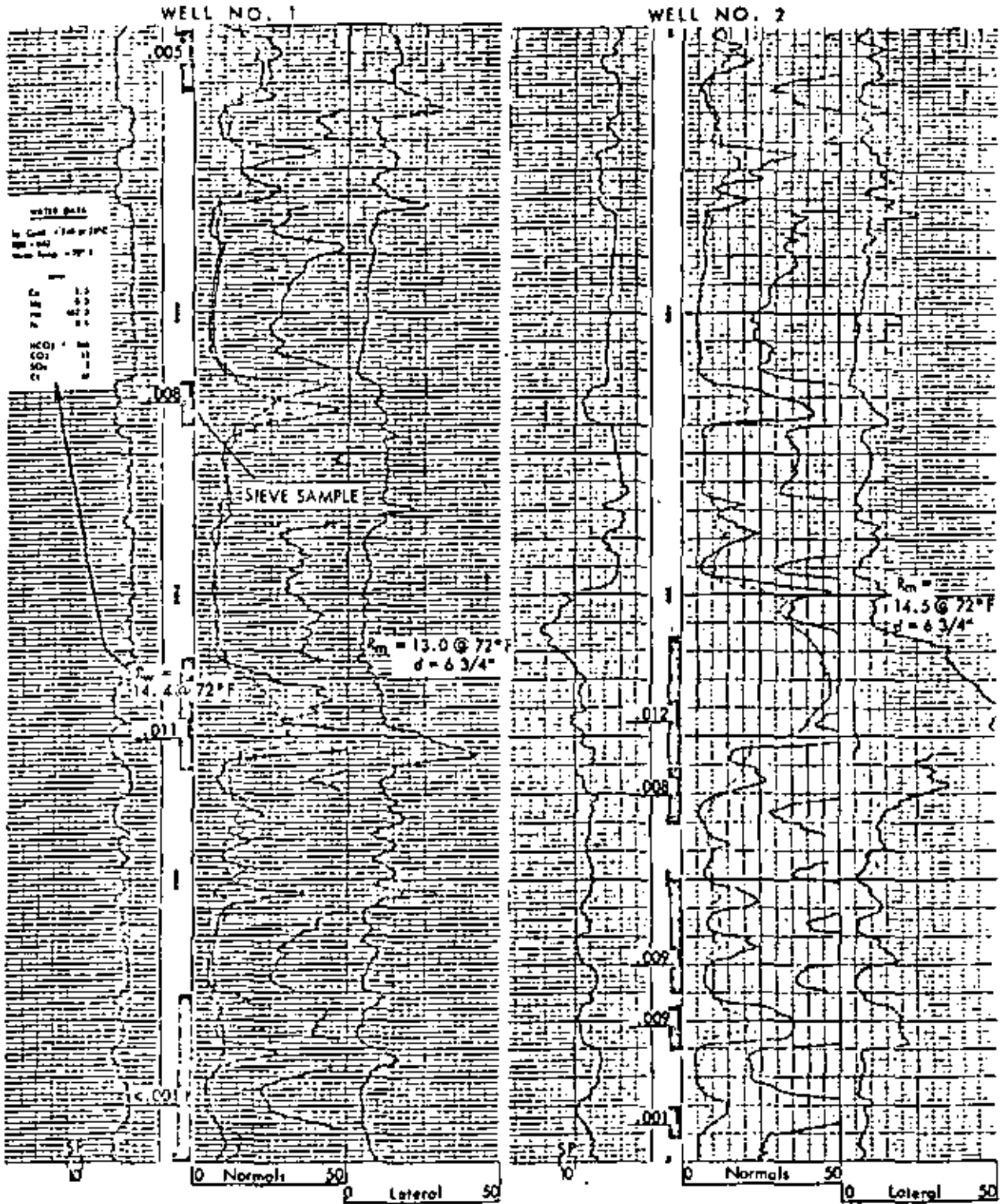


Fig. 14 - Logs from adjacent water wells drilled at Pittsburg, in Camp County, Texas.

this well it is reasonable to assume the value of R_w is also constant. The SP in well No. 2 is distorted by a shifting baseline, caused by an unequalized mud column, but the deflections are approximately the same in each of the sands.

The blocked sections on the logs indicate the sand sampling intervals. Data for all levels sufficiently uniform for study are given in Table 4.

TABLE 4

Data from Wells at Pittsburg, Camp County, Texas

Well No.	Interval	R_o	R_w	$F_{14.4}$	d_e
			(72°)		
1	302-323	25	14.4	1.74	.005"
1	425-440	43	14.4	3.0	.008"
2	514-560	55	14.4	3.8	.012"
2	644-660	35	14.4	2.43	.009"
2	680-691	15	14.4	1.04	.001"

CC

Values of F , determined by dividing R_o of each sand by $R_w = 14.4$ ohm-m, are plotted on Fig. 11 versus effective grain diameter (obtained from sieve analysis). These data conform closely with that from the Deer Park well. If we use a $d_e = 0.01$ in. as a criterion for establishing the minimum acceptable formation factor, we find $F_{min} = 3.4$. Thus, in these wells a minimum R_o of 49 ohm-m ($3.4 R_w$) can be used in counting productive feet. In well No. 1, less than 10 feet of sand exhibited a resistivity even slightly greater than 49 ohm-m. Production tests from this well fell far short of the rate required for completion. Well No. 2, with a thicker section of effective sand between 510 and 550 feet, produced better than well No. 1, but still lacked sufficient volume to meet contract specifications.

An earlier discussion in this paper mentioned the work of Turcan in evaluating R_w through application of "field formation resistivity factors" (F_f). At that time we pointed out that R_w values could be obtained by dividing the sand resistivity by the appropriate F — as long as the sand remained clean and relatively constant in grain size. The discussions of permeability and formation factor suggest another, and potentially more important, application of formation resistivity measurements. If a local relationship between permeability and an F_f is established for ungraded samples, the measured value of R_o and an SP-derived value of R_w can be used to estimate permeability. While a general relationship might be established, we feel that better results would be obtained from local data. Such data would better account for local conditions of porosity, grain size, sorting, and R_w variations. Eventually, it is possible that these studies may lead to the development of specific productivity calculations from resistivity log data.

CONCLUSION

In conclusion, electrical logs can provide data for evaluation of fresh water wells.

We have shown methods by which logs can be used to determine both water quality (TDS and Cl content) and sand characteristics (grain size and permeability). Hydrologists and water well engineers and contractors are anxious for such information.

However, while we have demonstrated basic relations between log data and important water well parameters, we have also emphasized the importance of collecting and using local data. Based on such local data, empirical relations can be used to obtain accurate and reliable interpretations.

Much of the information required for extension of the methods described in this paper is already available. Many water wells have been logged, and have also provided samples of water for chemical analysis and samples of sand for sieve analysis. In the hands of a log analyst these data can be used to develop effective empirical relations for water well work. Much work remains to be done. We hope that this discussion will stimulate studies for more effective log evaluation of water wells.

SYMBOLS AND TERMS

R_w	- Resistivity of the interstitial water (ohm-m)
R_f	- True resistivity of a subsurface formation of less than 100% water saturation.
R_o	- True resistivity of a formation 100% saturated with interstitial water.
R_{mf}	- Resistivity of the mud filtrate
R_{we}	- Equivalent R_w . This is the value determined from the SP curve assuming only NaCl in solution in the interstitial water.

$$SP = -K \log R_{mf}/R_{we}$$

SP	- Spontaneous Potential deflection, in millivolts, from the shale base line on the SP curve
a_w	- Activity of the interstitial water
a_{mf}	- Activity of the mud filtrate
ppm	- Solution concentration of specified ion, parts per million by weight
Sp. Cond.	- Specific conductance of a water sample, in micro-mho/cm at 25° C. (Sp. Cond. = 10,000/ R_w)
TDS	- Total dissolved solids in solution, ppm
F	- Formation resistivity factor. $F = R_o/R_w$
F_{32}	- Formation resistivity factor obtained for $R_w = 32$ ohm-m. The subscript denotes the R_w used to solve for F.
F_f	- Field formation resistivity factor as used by Turcan
d	- Diameter of sand grains, inches.
d_e	- Effective grain diameter of sand aggregate (see Appendix)
UC	- Coefficient of uniformity of grain size. A measure of sorting (see Appendix)
Meinzer Unit	- A field coefficient of permeability used in ground water studies.

REFERENCES

1. Wyllie, M. R. J.: "A Quantitative Analysis of the Electrochemical Component of the SP Curve", Jour. Pet. Tech. (Jan., 1949)
2. Gondouin, M., Tixier, M. P., and Simard, G. L.: "An Experimental Study on the Influence of the Chemical Composition of Electrolytes on the SP Curve", Jour. Pet. Tech. (Feb., 1957) Vol. 9, No. 2
3. Dunlop, H. F., Bilhartz, H. L., Schuler, E., and Bailey, C. R.: "The Relation Between Electrical Resistivity and Brine Saturation in Reservoir Rocks", Jour. Pet. Tech. (Oct., 1949) Vol. 1, No. 10.
4. Schlumberger Well Surveying Corporation: "Log Interpretation Charts", Houston, 1962.
5. Turcan, A. N., Jr.: "Estimating Water Quality from Electrical Logs", U.S.G.S. Prof. Paper 450-C, Article 116 (1962).
6. Jones, P. H. and Buford, T. B.: "Electric Logging Applied to Ground-Water Exploration", Geophysics (Jan., 1951) Vol. 16, No. 1.
7. Sarma, V. V. J. and Rao, V. B.: Reply to discussion of their paper "Variation of Electrical Resistivity of River Sands, Calcite, and Quartz Powders with Water Content", Geophysics (April, 1963).
8. Hill, H. J. and Milburn, J. D.: "Effect of Clay and Water Salinity on Electrochemical Behavior of Reservoir Rocks", Jour. Pet. Tech. (March, 1956) Vol. 8, No. 3.
9. Winsauer, W. O. and McCardell, W. M.: "Ionic Double Layer Conductivity in Reservoir Rocks", Jour. Pet. Tech. (May, 1953) Vol. 5, No. 5.
10. Urban, F., White, H. L., and Strassner, E. A.: "Contribution to the Theory of Surface Conductivity at Solid-Solution Interfaces", Jour. Phys. Chem. (1935) Vol. 39, p. 311.
11. Street, N.: "Electrochemistry and Rheology of Kaolinite Suspensions", Ph D. Thesis, University of Melbourne, 1956.
12. U. S. Geological Survey Water Supply Paper 887, "Methods for Determining Permeability of Water-Bearing Materials" (1942) p. 52.
13. Archie, G. E.: "The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics" Pet. Tech. (Jan., 1942) Vol. 5, No. 1.

CC

APPENDIX

Sieve Analysis

In water well work grain size is very important. Therefore, it is common for samples of sand to be collected during drilling and to be classified for size. For this purpose a sieve analysis is performed as follows:

1. A stack of sieves with various sizes of mesh openings is assembled. The uppermost sieve has the coarsest mesh. Each succeeding sieve has a somewhat finer mesh.
2. A weighed sample of dry sand is poured onto the top sieve.
3. The nest of sieves is then shaken to cause the grains to reach the sieve that has a mesh too fine for further descent.
4. The weight of sand trapped by each sieve is measured and is tabulated according to the size of the sieve mesh.
5. The weight accumulated on each sieve is then divided by the total weight to determine the per cent retention of the sample by the sieve.
6. Then, starting with the per cent trapped by the coarsest sieve, a cumulative total of the retention is made. Or, in other words, each of the finer mesh sieves would, by itself, trap all grains retained by sieves above it in the nest.
7. The cumulative retention is then plotted versus mesh size as shown in Fig. 15. In this figure plots are shown for two of the samples obtained from the Katy Drilling Company, Westbury Water Well #3 which was discussed in the text (see Table 2). The resulting plot gives data on both the range of grain sizes and on the uniformity of grain size in the sample.

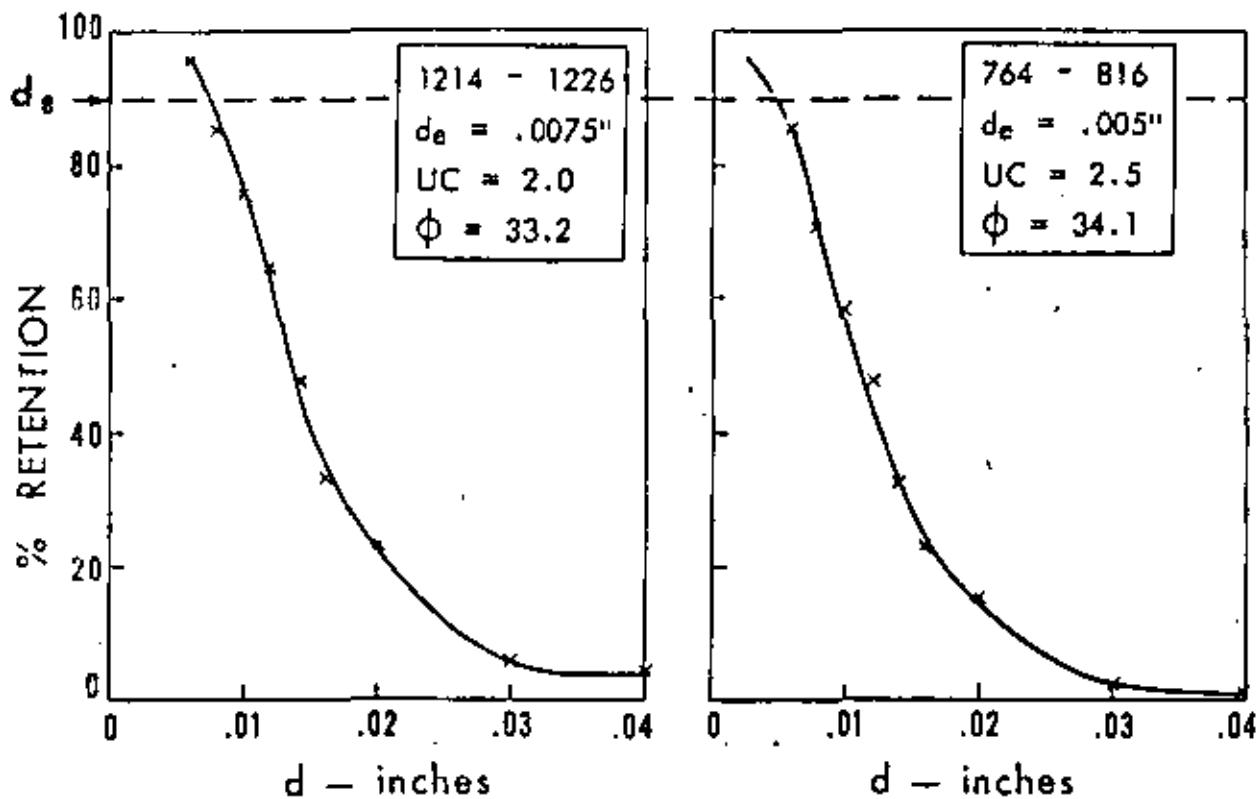
DETERMINATION OF EFFECTIVE GRAIN DIAMETER, d_e

The term effective grain diameter, d_e , is defined as "a size such that if all grains were that diameter the sand would transmit the same amount of water that it actually does -- determined by Hazen as the diameter of sand grain such that 10% of the material is of smaller grains and 90% is of larger grains." (12)

Thus, the cumulative plot of retention from sieve analysis can be used to define d_e . This value is determined by the grain size at which the retention curve crosses the 90% retention value. It is apparent that the finest grains control d_e and, thus, permeability.

EVALUATION OF SORTING

The sorting of sand, or the uniformity of grain size, is another characteristic important in water well work. Mr. Paul Jones, in a private communication, stated that his investigations showed sand porosities to be essentially independent of grain size as long as the coefficient of uniformity (explained below) was less than 2.5.



CC

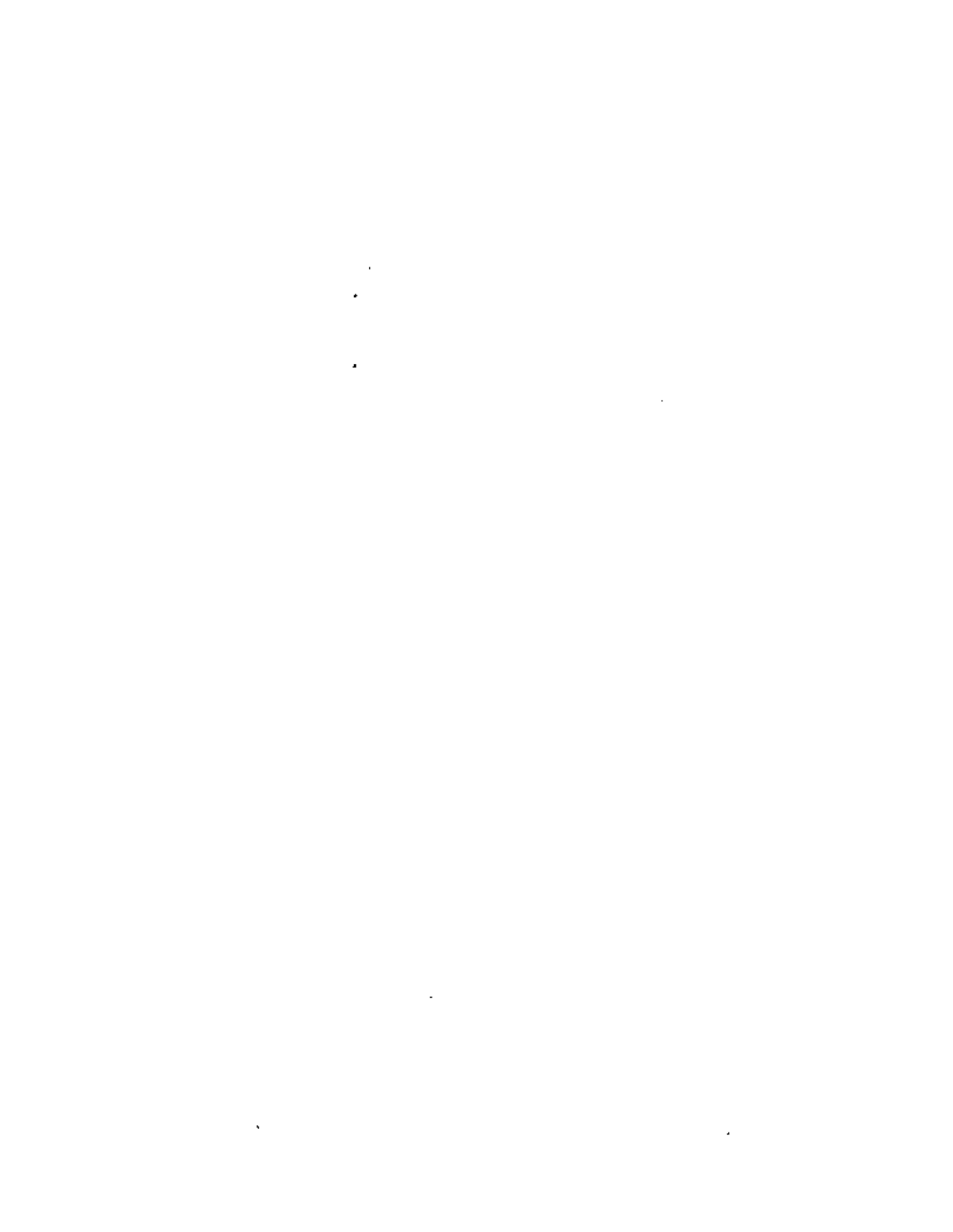
Fig. 15 - Sieve analysis plots for two sand samples from Westbury Water Well No. 3, Houston, Texas.

There are several techniques used in describing the sorting or uniformity of grain size of sands. Most are based on readings obtained from a sieve analysis sand retention curve (previously described). The Loyne-Texas Company uses a coefficient of uniformity (UC), defined as the ratio of grain diameters at 40% and at 90% on the retention curve. Shell Oil Company uses a sorting coefficient (S_o), defined as the square root of the ratio of diameters at 25% and 75%.

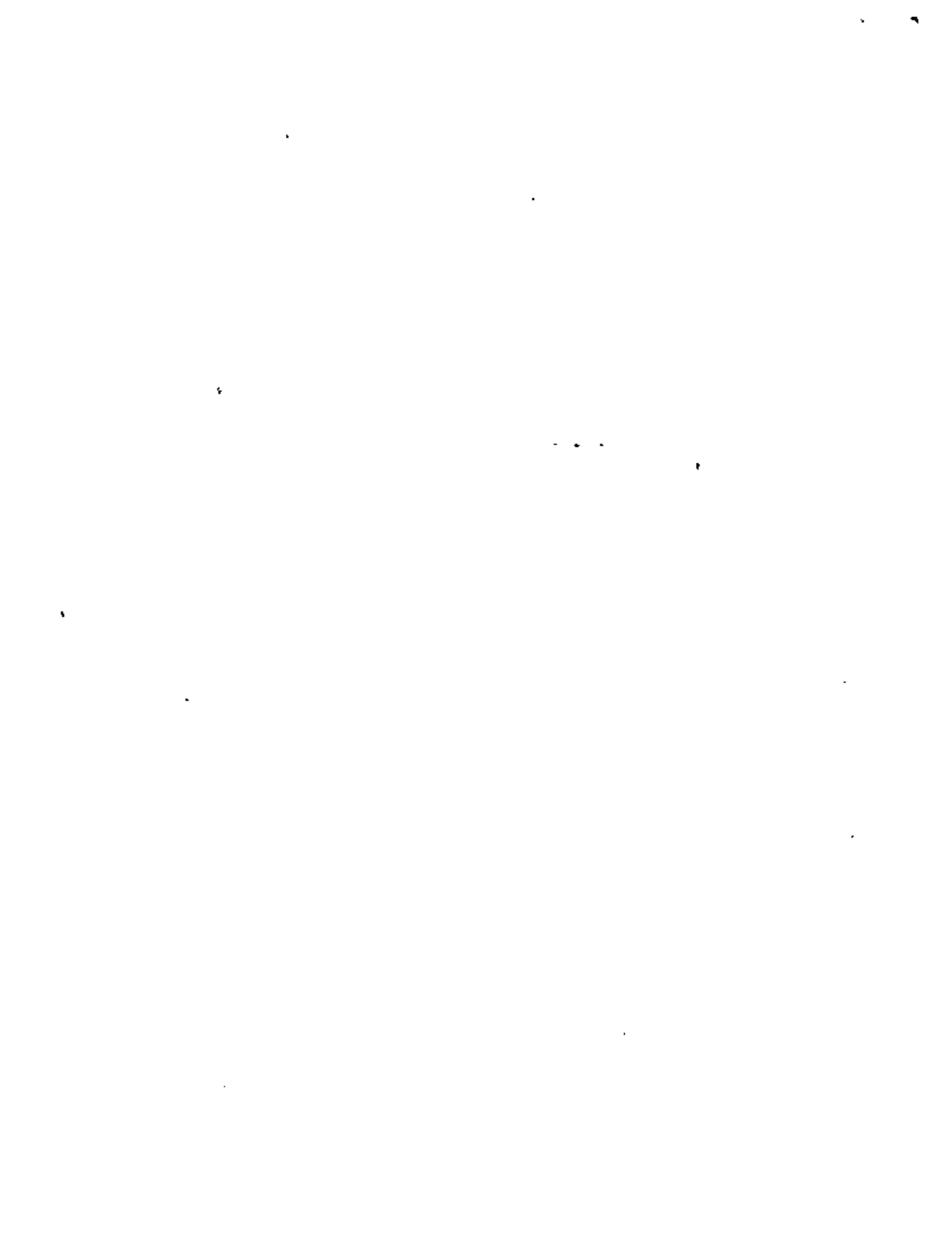
The sands examined in this study were well sorted. The coefficients of uniformity were low. Therefore, no data were developed to relate log measurements to sorting.

Directorio de Alumnos del Curso "Los Métodos Eléctricos en la Exploración Hidrogeológica" Abril 1981.

1. Héctor Gpe. Aguirre Contreras
Depto del D F
D G C O H (Planación)
Supervisor de Proyecto
S A Abad 231
México 8, D F
Campeche 234-B
Condosa
Z P 11
564 75 11
2. Artemio Araujo Mendieta
S A R H
Auxiliar
Oficina de Geohidrología y Geofísica
Reforma 51-13°
México 1 D F
535 68 65
Av 653 # 70
U C T M Aragón
México 14 D F
3. Luis M Bertone
Gerente de Operación
Agua Perforaciones S A
Pte 128 # 745
Industrial Vallejo
México 16 D F
567 38 55
4. Rafael de J Bonilla González
Jefe del Depto de Geofísica
Geociencias Aplicadas S A
Las Vegas 39
Lomas de Terango
México 19 D F
651 16 47
Prol Sierra Vista 690 -501 C
S José de la Escalera
México 14 D F
586 09 23
5. Jorge Buenfiel Cen
Ing de Est Geotécnicos
S A H O
Dir Gral de Serv Téc
Xola y Universidad
México 13 D F
519 76 60
Calzada de Gpe 309-12
Guadalupe Tepeyac
México 14 D F
6. Miguel Angel Caviedes Pérez
Jefe de Brigada de Geofísica
S A R H
Subdirección Regional
Constituyentes 31
Querétaro, Qro.
25830
Gtz Nájera 48-2
La Cruz
Querétaro, Qro.
287 81



7. Jorge Charles Sánchez
 Universidad Autónoma de Chihuahua
 Profesor
 Apdo. Postal 1528 C
 Chihuahua, Chih.
 3 37 11
 Geofísica 3523
 Chihuahua, Chih.
 4 10 35
8. Eli Chávez Escobedo
 S A R H
 Jefe de la Oficina de Hidrología Subterránea
 Artículo 123 # 177
 San Luis Potosí, S L P
 382 17
 Fuentes de Tritón 134
 Balcones del Valle
 San Luis Potosí, S L P
 353 33
9. Enrique Corona Tovar
 S A R H
 Jefe I Servicios Federales
 Plaza de la República 31-2º Piso
 México 1, D F
 566 45 25
 Edificio 50 Entrada B -502
 Vallejo
 México 14 D F
10. Pedro Cortéz Liberato
 Cía. Mex. Acrofoto
 Ing. Geologo
 11 Abril # 338
 México 18, D F
 516 07 40
 Piña 167
 Nva. Sta. Ma.
 México 16, D F
11. Ildelfonso Correa Pérez
 Instituto Mexicano del Petróleo
 Ing. Geofísico
 Av. de los 100 Metros 152
 México 16, D F
 567 82 61
 Luis Moya 87-102
 México 1, D F
 521 77 93
12. Luis Antonio Diaz Casillas
 S A R H
 Ingeniero Geólogo
 Constituyentes 31
 Querétaro, Qro.
 2 58 30
 Siguenza y Góngora 9
 Los Molinos
 Querétaro, Qro.
13. Francisco Fernández Corrales
 Instituto Mexicano del Petróleo
 Analista en Registros Geofísicos de Pozo
 Lázaro Cárdenas 152
 México 16, D F
 567 54 76
 Ote 172 # 176
 Moctezuma
 México 9, D F
 762 8 2 33



- 14. Javier Flores Hernández
S A H O P
Supervisor
Vallarta 5
México 4, D F
566 97 81

Emilio Carranza 73
México 20, D.F.
566 97 71
- 15. Jorge García Rojas
Cía. Mex. Aerofoto S A
Ing. Geofísico
11 de Abril 338
México 18, D F
516 07 40

Sur 73 # 4358-7
México 13 D F
537 79 59
- 16. José Victorino Gasca González
S A R H
Jefe de la Oficina de Prospección
Dr. Atl 6
México 4, D F
535 08 17

Salvador D Mirón 74
Sta Ma la Ribera
México 4, D F
- 17. Armando E. Gayosso Arías
S A R H
Jefe de Oficina
Dr. Atl No. 6
México 4, D F

Sur 73 # 4450 - 402
V. Piedad
Mexico 13, D F
538 42 51
- 18. Jaime Joel Gutiérrez Arroyo
S A R H
Ing. Geólogo
I. Ramírez 20-2°
México 4, D F
566 26 59

Canarias 820-3
México 13, D F
522 18 93
- 19. Ivo Antonio Gutiérrez Pulido
S A R H
Jefe de Ofi. Prospección Geohidrológica
Z Sureste
Dr Atl 6-1°
535 08 17

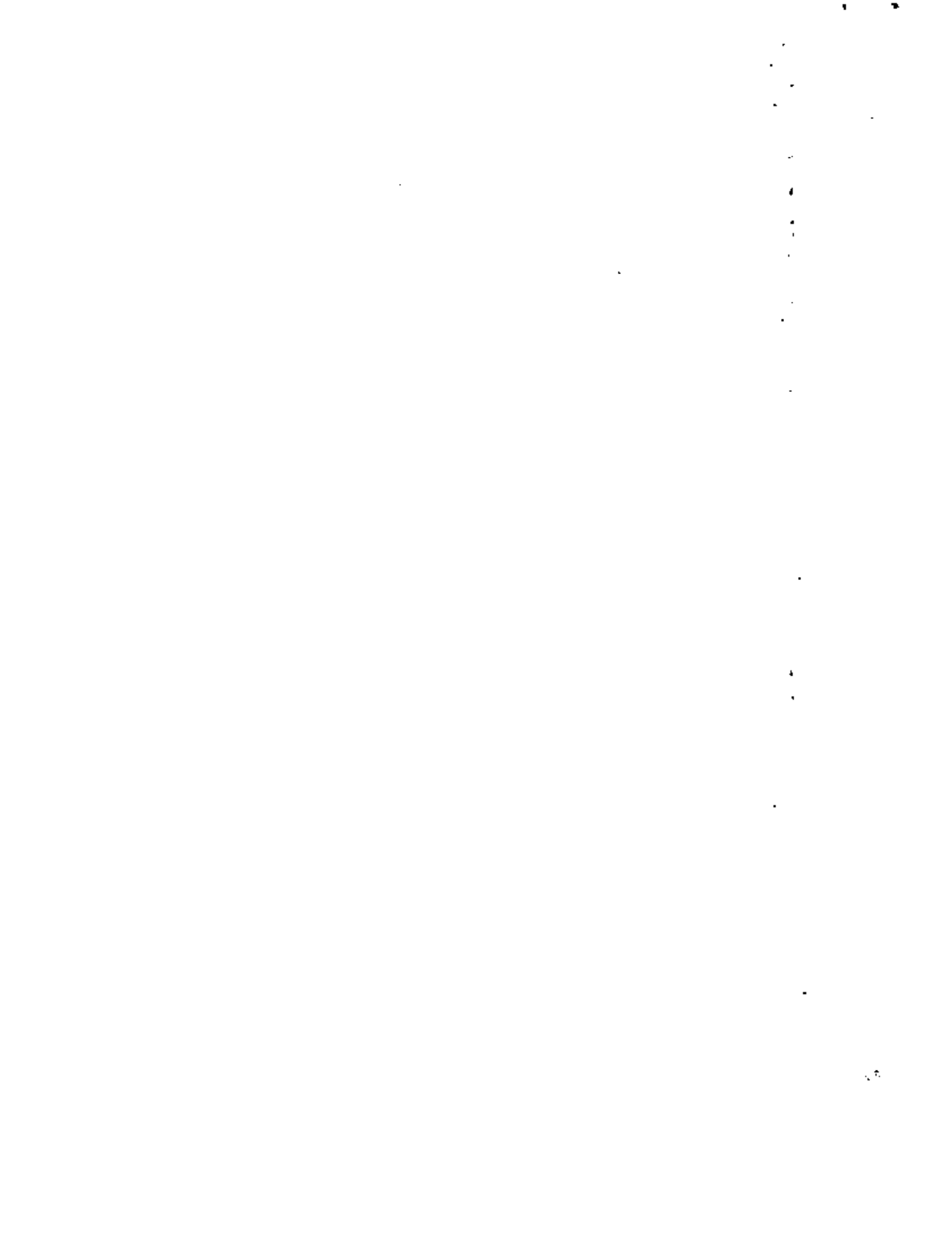
San J. de Letrán 503-1504
U. Tlatelolco
México 3, D F
782 13 94
- 20. Gustavo Izaguirre Ramos
S A R H
Jefe de Oficina
Dr Atl 6
Mexico 4, D F
535 08 17



21. César S. López Ferreiro
S A R H
Jefe de Oficina
Dr. Atl 6-1º
México 4, D F -
566 24 90
- Vicente Beristain 59
Vista Alegre
México 8, D F
519 79 38
22. Reynaldo López Maldonado
Comisión de Aguas del Valle de México
P. de Sicilia s/n
Lomas Estrella
México 13, D F
670 40 22
- Cerro del Cubilete M 12 L 18
Amp. Providencia
México 14, DF
794 47 26
23. Fernando López Ochoa
S A R H
Subdirección de Geohidrología y Zonas Aridas
Jefe del Depto. de Perforación, Aforos
y Electromecánica
Dr Atl 6-2º
México 4, D F
535 21 33
24. Augusto López Ortega
Secretaría de Fomento Rural
Gobierno del Estado de Michoacán
Asesor
Guillermo Prieto 57
Morelia, Mich.
2 2 0 29
- Independencia 37
Morelia, Mich.
2 31 02
25. Epifanio Donato Loyo Martínez
S A H O P
Supervisor
Vallarta 5-401
México 4, D F
566 97 82
- Rufino Bco Fombona 2524-35
Villa de Cortés
México 13, D F
579 32 88
26. José Maldonado Rosas
Subdirección de Geohidrología y
Zonas Aridas
Subjefe del Depto. de Perforación,
Aforos y Electromecánica
Dr. Atl No. 6
México4, D.F.
566 89 92
- Sur 127 No. 213 Int. 14
Sta Isabel
México 13, D F
27. Pedro Martínez Leyva
Universidad Autónoma de Chihuahua
Investigador
Facultad de Ingeniería
Chihuahua, Chih.
- República de Cuba 812
Panamericana
Chihuahua, Chih.
4 09 81



28. Florentino Mejía Chávez
 U N A M
 Profesor
 México 20, D F
 550 52 15 Ext. 3735
 Ma. A. de Quevedo 1078-2
 Parque Sn Andrés
 México 21 D F
29. Eduardo Mesta Riojas
 S A R H
 Subjefe del Depto. Est. Esp.
 Art No. 123 -172
 Burocratas
 SanLuis Potosí, S .L. P.
 353 33
 Bioquímicos 215
 Fracc Xicotencatl
 San Luis Potosí, S L.P.
30. Filiberto Miranda López
 S A H O P
 Geofísico
 Dir. Gral. de Sistemas Agua Potable
 México, DF
 566 97 81
31. Felipe Morales Rodríguez
 Instituto Mexicano del Petróleo
 Analista de Registros Geofísicos de Pozos
 Lázaro Cárdenas 152
 México 16, D F
 567 54 76
 Gro. 379 Edif. Lerdo de Tejada
 B 708
 Tlatelolco
 México 3, D F
 597 44 55
32. Ramón Navarro López
 S A R H
 Jefe de Sección de Hidrometría
 Dr Atl 6
 México 4, D F
 566 24 90
 Cordobanes 378
 Col. Evolución
 Estado de México
 765 39 61
33. Adrián Ortega Rubio
 S A H O P
 Vallarta 5-301
 México 4, D F
 566 97 81
 Gabino Ortiz 16
 Constitución
 México 16, D F
 753 93 76
34. Pablo Peña García
 Estudios y Proyectos, S A
 V. M. Alemán 81
 México 18, D F
 277 35 99
 M. Angel 79-6
 Moderna
 México 13, D F
 696 48 06



- 35. Oswaldo Y. Pérez López
S A R H
Jefe de Oficina
Dr Atl 6- 2º Piso
México 4, D F
566 89 42
Gral. Juan Cano 177-2
Tacubaya
México 18, D F

- 36. Manuel Pereznegrón Pereznegrón
S A R H
Jefe de Oficina Geofísica
Manuel González 56
Hermosillo, Son.
4 52 43
And. Parque Pitic 49
Povissste
Hermosillo, Son

- 37. Joaquín Pérez Sanabría
Comisión de Aguas del Valle de México
Balderas 55
México 1 D F
Sur 119 A No. 826
Escuadrón 201
México 13, DF

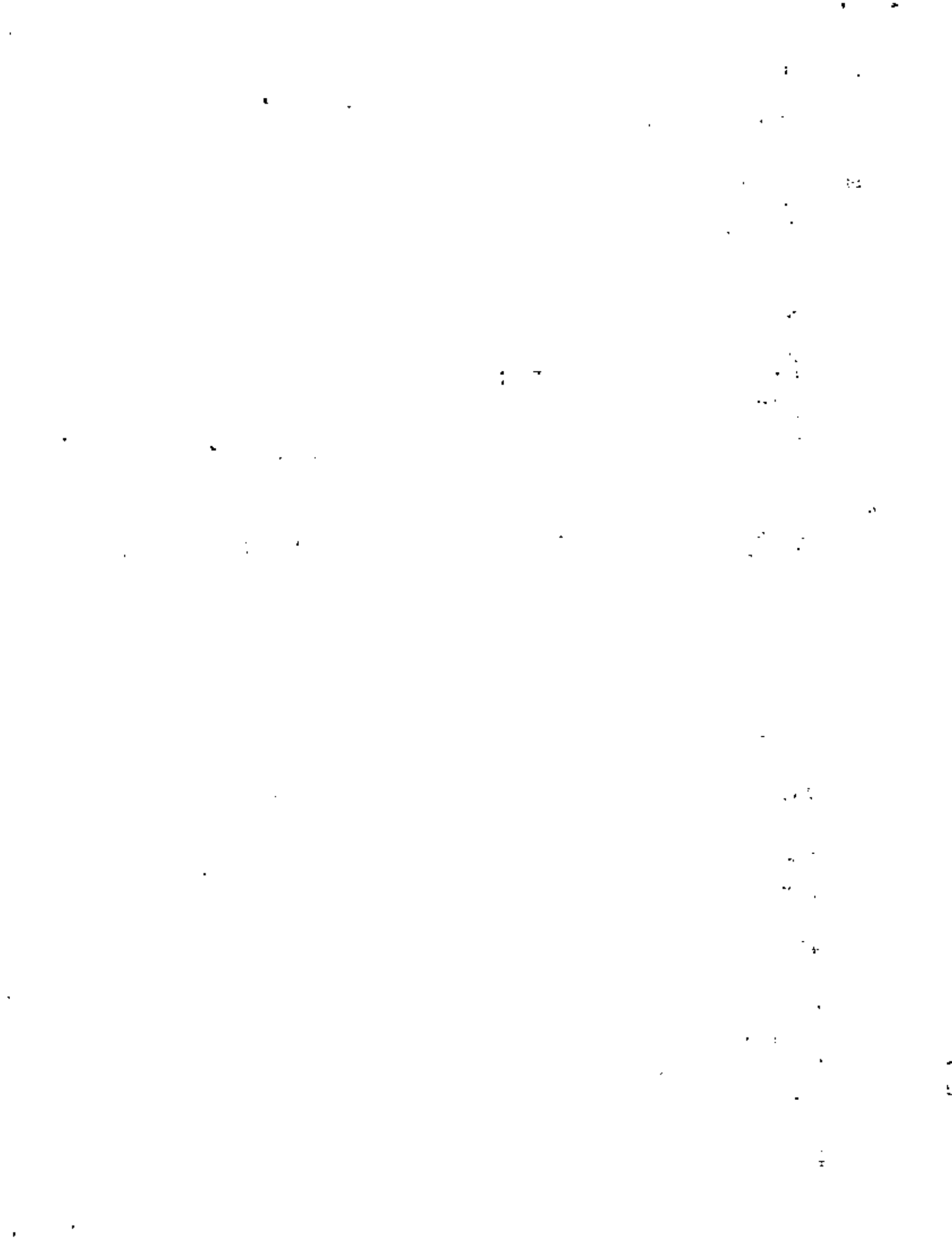
- 38. Sixto Ramírez Herrera
S A H O P
Estudios de Geofísica para Agua Potable
Vallarta 5-3º
México 4, D F
535 50 75
Calle Tla cheo M 648 lote 28
Cd. Azteca
Estado de México

- 39. Raúl Ramos Martínez
S A H O P
Vallarta 5
México 4, D F
Roberto Gayol 188
Gpe. Insurgentes
México 19, D F

- 40. Roberto Rodríguez Herrera
S A R H
Jefe de Oficina de Evaluación de
Acuíferos
Dr Atl 6
México 4, DF
566 24 90
Puebla 64
Col. Roma
Z.P. 7
525 28 53

- 41. José Román del Pozo
S A R H
Inspector de Geotecnia para la Construcción
Pedro de Gante 23
Querétaro, Qro.
4 32 39
Mar de Nomega 62
Las Hadas
Querétaro, Qro.

- 42. Mario Alberto Romero Bolio
Geoexploraciones y Construcc. S A
Supervisor
Av. Hidalgo 5-504
México 3, D F
512 23 75
Retorno 9 # 35
Col. Avante
México 21, DF
549 99 55



- 43. Ricardo Romero Centeno
Universidad Autónoma de Chihuahua
Catedrático
Chihuahua, Chih.
3 77 66

Cedro 209
Panamericana
Chihuahua, Chih.
3 17 71

- 44. Marco Antonio Ruiz González
S A R H
Subdirección Técnica de Ingeniería Hidráulica
Jefe de Oficina Geohidrología Subterránea
Reforma 51-13°
México 1 D F
535 68 65

Lago Aullagas 9-1
Torre Bca
México 17, D F

- 45. Arturo Sotelo Rodríguez
S A H O P
Dirección General de Servicios Técnicos
Xola y Universidad
México 13, D F
519 76 60

Zaragoza 53-4
Guerrero
México 3, D F
535 17 24

- 46. Jaime Luis Torres Guzmán
Dirección General de Geografía del
Territorio Nacional
S P P
S A Abad 124
México 8, D F
761 661 62

Calz. Tenorios 91-28 D
México 22, D F
594 87 00

- 47. Narciso Urrutía Lozano
Cervecería Cuauhtémoc S A
Gerente Servicios de Agua
Av. Universidad 2202 Nte.
Monterrey, N. L.
753 022

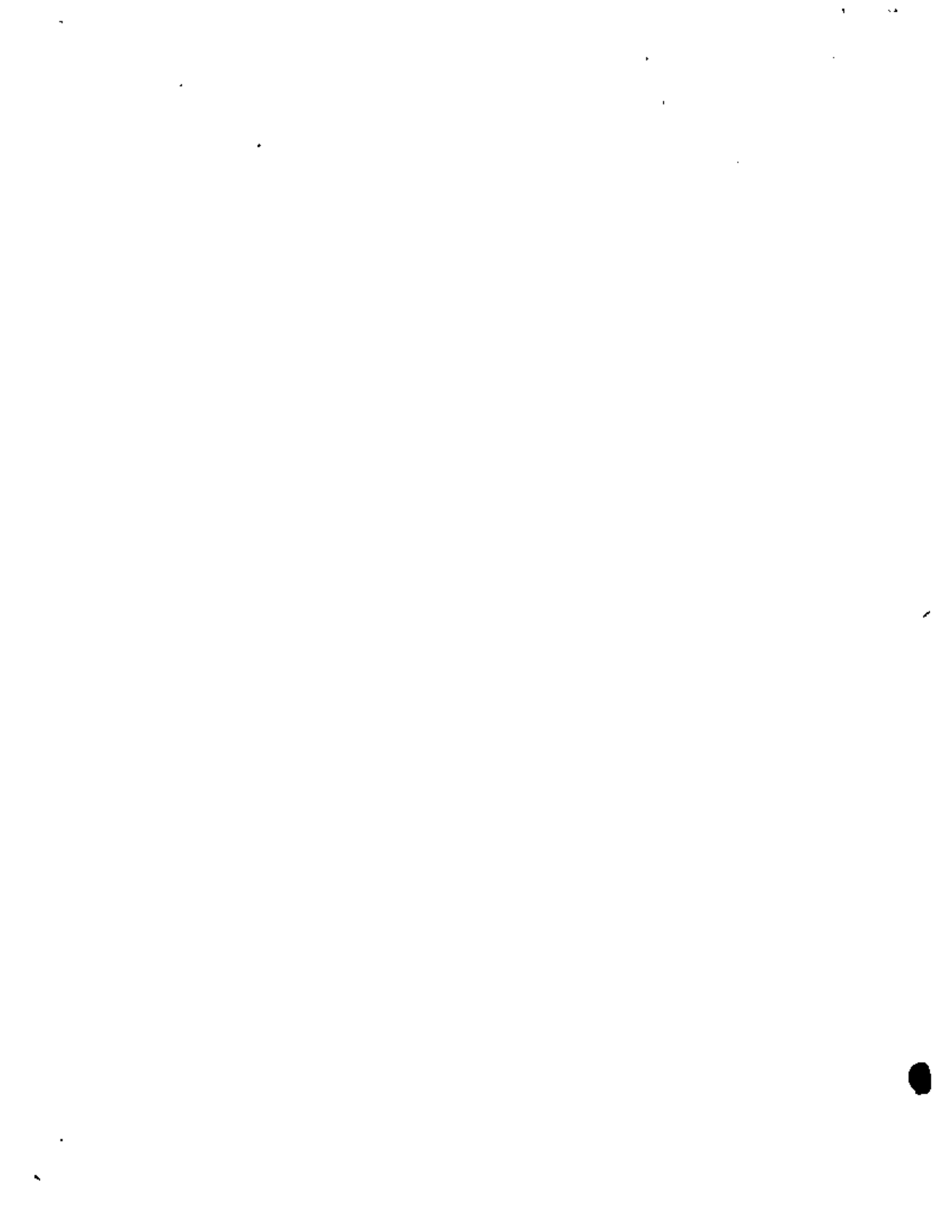
Bolívar 2-9 Nte
Vista Hermosa
Monterrey, N L
460039

- 48. Elías Vázquez Osorio
S A R H
Auxiliar de Geofísica
Manuel González 56
Hermosillo, Son.
45243

Calle Fronteras 73
Col. 5 de Mayo
Hermosillo, Son.

- 49. José Andrés Vázquez Zúñiga
S A R H
Subdirección de Geohidrología y
Zonas Áridas
Jefe de Oficina, Presupuestos y
Especificaciones
Dr Atl 6-2°
México 4, DF
566 89 92

Niceto de Zamacois 27
V. Piedad
México 13, DF



50. Armando Yáñez Ayuso
S A R H
Jefe de Oficina
Sierra Gorda 35
México 10, D F
520 56 87

Aerolito 6216-2
Col. 3 Estrellas
México 14, D F
517 11 89

