

Tiro especial de los "Folletos Complementarios de Geofísica Aplicada" Tomo 3, cuaderno 4 (1933), páginas 463-525. Editado por V. Conrad, Viena, J. Königsberger, Friburgo de Brisgovia y H. Reich, Berlín.

BUSCA DE AGUA SUBTERRANEA

por

METODOS GEOFISICOS

por J. Königsberger
Friburgo de Brisgovia

(Con 16 figuras)

Traducción del idioma alemán
por EUGENIO SOTOMAYOR

Publicación en idioma español, que se hace con el consentimiento del autor y de la Sociedad Académica Editora de Leipzig.

Tiro especial de los "Folletos Complementarios de Geofísica Aplicada".
Tomo 3, cuaderno 4 (1933), páginas 463-525. Editado por V. Conrad, Viena,
J. Königsberger, Friburgo de Br. y H. Reich, Berlín.

(Sociedad Académica Editora de Responsabilidad Limitada de Leipzig)

BUSCA DE AGUA SUBTERRANEA POR METODOS GEOFISICOS

Por J. Königsberger, Friburgo de Brisgovia.

(Con 16 Figuras)

Sumario de la Busca de Agua Subterránea

Según las explicaciones dadas en este folleto, la busca de agua subterránea puede hacerse propiamente en muchas comarcas, como sigue:

1.—Por estudios previos hidrológicos y climatológicos. El cómputo hidrológico, la cantidad de lluvia, el escurrimiento, la evaporación, etc. pueden valuarse aproximadamente a fin de conocer las cantidades de agua que se filtran.

2.—Por estudios previos geológicos.

3.—Por algunos perfiles según los procedimientos de resistencia por cuatro y cinco puntos (pág. 18), con distancia creciente entre los electrodos hasta abajo de la superficie límite inferior del horizonte más bajo de agua subterránea. Además, por procedimientos de inducción central en el caso de que la profundidad del agua subterránea útil exceda de 100 m. (pág. 48).

4.—Por reflexión eventual de ondas sísmicas para determinar la porosidad de las capas y la profundidad de las superficies de separación. (pág. 12).

5.—Para la determinación de las orillas del agua subterránea: por perfiles obtenidos con el procedimiento de los cuatro puntos a base de separaciones constantes apropiadas o con un electrodo (pág. 21); y con cartas de resistencia (págs. 22 y 47).

6.—Por el cálculo de los resultados y por la estimación de la riqueza y de la pureza de los mantos de agua (págs. 37, 38, 56 y sigs). Por la deliberación de los hidrólogos, de los geólogos y de los geofísicos acerca de la elección previa de sitios donde perforar.

7.—En caso de que el agua se encuentre a gran profundidad y las perforaciones sean costosas, por medidas complementarias eventuales; determinación de la inclinación de las capas por medio de perfiles cruzados según el procedimiento de cinco puntos (pág. 53). A la vez, por el cálculo de la resistencia específica para la prueba de los iones en agua. Determinación de la extensión del vaso y de las corrientes entrantes y salientes por medio de cartas de resistencia o por medio de las líneas integrales de corriente y de los ángulos de inclinación (págs. 55 y 56), o por medio de la inducción marginal (véase A Graf. o págs. 49 y 50). Determinación de dislocaciones (véase pág. 61). Elección definitiva de un sitio donde perforar.

8.—Por medidas hechas durante la perforación (determinación de la temperatura y de la porosidad (pág. 52), con autopotencial).

INDICE

	<i>Pág.</i>
I. Introducción.....	4
II. Puntos de vista geofísicos en general.....	5
III. Notas generales sobre hidrología geo-eléctrica.....	9
IV. Principales procedimientos geoeléctricos en hidrología....	17
1. Métodos lineales. Medidas de diferencias de potencial o de resistencia.....	17
a) Procedimiento de cuatro puntos de Wenner.....	18
b) Método unipolar de C. y M. Schlumberger, Cartas de resistencia, etc.....	21
c) Equipo.....	22
d) Sobre la teoría del procedimiento de resistencias....	25
e) Empleo de a y de b para la localización de las co- rrientes de agua en los climas húmedos.....	30
f) Procedimiento de cuatro puntos en climas secos....	42
2. Métodos de superficies para la determinación de las diferencias de potencial.....	45
3. Procedimientos de inducción.....	48
V. Métodos eléctricos auxiliares en hidrología.....	51
a) Resistencia de las capas en particular.....	51
b) Porosidad de las capas.....	52
c) Afluencia de agua.....	53
d) Declive de las capas.....	53
e) Seguimiento de veneros.....	55
VI.— Ondas eléctricas en hidrología.....	56
VII.— Otros métodos auxiliares.....	61
a) Determinación de fallas por diversos métodos.....	61
b) Determinación de la radioactividad.....	62
c) Geotermia.....	64
d) Geofón.....	64
e) No se tratan cuestiones relativas a la varita mágica.	65
f) Aparatos basados en principios no conocidos.....	65
g) Métodos auxiliares en climas secos.....	66

I.—INTRODUCCION

Con los métodos geofísicos se catea una zona en busca de agua subterránea cuando el geólogo no puede precisar la presencia o la carencia de agua, cuando el costo de una perforación de prueba o de una excavación (sin transporte del equipo) pasa de setecientos o mil quinientos pesos y, además, cuando es notable la diferencia entre el transporte de un equipo perforador y un equipo geofísico, que es mucho más ligero.

Los métodos geofísicos no permiten obtener datos acerca de la altura a que pueda subir el agua ni acerca de su abundancia; en cuanto a su buena calidad, los métodos geofísicos sólo proporcionan indicios y sirven ante todo para determinar la presencia y la profundidad de un manto de agua subterránea.

Pero si por la perforación se obtienen, además, datos sobre la calidad del agua y acerca de la porosidad de la capa que la lleva; con los datos geofísicos encontrados anticipadamente, la reserva de agua podrá ser determinada con mayor seguridad de lo que podría hacerse por otros procedimientos.

Los procedimientos tienen por fin saber si se puede encontrar agua en una comarca determinada, cualquiera que ella sea, o poder clasificar desde luego y aproximativamente una comarca conforme al agua que corre en ella. La última cuestión sería análoga a la que fué presentada a W. O. Hotchkiss y a sus colaboradores para que investigaran la existencia de minerales de hierro y para clasificar las diversas zonas a fin de poder reglamentar el otorgamiento de las concesiones. Económicamente el planteo y la solución son semejantes a los del caso de la clasificación para otorgar concesiones. Para la utilización de

grandes regiones de Asia, Africa y Australia, será muy útil una clasificación previa según las reservas de agua.

A la investigación geofísica deberá preceder por lo general el estudio del terreno por los geólogos y los hidrólogos.

Los problemas de la busca de agua pueden clasificarse como sigue:

1.—Localización de agua subterránea y de la profundidad a que se encuentra en los climas húmedos (Europa Central y Norte América entre los treinta y cinco y sesenta grados de latitud), estimación de la reserva, de la magnitud total del depósito y de la bondad del agua.

2.—Seguimiento de las corrientes de agua o de los manantiales en dichos climas.

3.—Busca de agua potable o "dulce", en clima seco.

4.—Determinación de la profundidad del nivel del agua subterránea, estimación de la bondad y de la cantidad.

a) Arriba y abajo del agua dulce, sin perturbación por la presencia del agua salada.

b) En el caso de que haya agua salada.

5.—Seguimiento de las corrientes de manantiales en comarcas secas.

6.—Agua salada en conexión con mantos petrolíferos. Profundidad de la superficie del agua salada, estimación de la cantidad de sal contenida y de la cantidad de agua salada.

En lo que sigue se exponen desde luego algunos puntos de vista generales que debe tener en cuenta el geofísico al hacer las exploraciones para agua; se dan en seguida los procedimientos geoeléctricos y se delinean algunas circunstancias. Finalmente se describen con ejemplos los problemas resueltos hasta hoy por el empleo de los métodos en el orden expuesto y se indican las peculiaridades.

II.—PUNTOS DE VISTA GEOFISICOS EN GENERAL

Los antiguos lechos de ríos diluvianos y antediluvianos, constituyen el fondo del agua subterránea, las más veces no son visibles y su situación es frecuentemente esencial para la

provisión de aguas en los climas húmedos y secos (1). Estos lechos pueden localizarse con la balanza de torsión cuando el fondo macizo en que se han abierto tiene una densidad que difiere por lo menos en 0.1 de las capas superpuestas como sucede en los alrededores de Hamburgo. En otros casos puede dar buenos resultados el método de la sonda de eco y la reflexión sísmica. Ambos métodos no dan ningunas indicaciones acerca de la corriente. Dichos valles pueden llevar más agua que los contornos y el agua puede ser más limpia, pero no se sabe si pueden levantarse geoelectricamente ni de qué manera.

Todavía no se ha analizado sistemáticamente si la superficie del agua subterránea puede localizarse no sólo geoelectricamente sino también sísmicamente por el método de la sonda de eco o por el de refracción de Mintrop. Hay la posibilidad analítica de que se verifique una débil reflexión de ondas sísmicoacústicas (véase pág. 12). La diferencia de densidad entre la roca impregnada de agua y la roca superpuesta, que sólo contiene poca agua, podría notarse gravimétricamente con la balanza de torsión en las rocas porosas y en los bordes donde se acaba el agua subterránea, pero no sobre la superficie horizontal de dicha agua, siempre que sea homogénea la superficie del suelo próximo a la balanza y que no hayan grandes anomalías en la profundidad.

Algunas veces llevan agua subterránea útil las capas profundas cubiertas por terreno diluvial con el cual discuerdan (como por ejemplo en Hamburgo, arenas con lignito). Dichas arenas, cuando corren bajo terreno diluvial, toman agua, que escurre según el declive y se convierte en artesianas al adquirir presión debida a cambios en el declive de las capas. Tales ya-

(1) Los lechos primitivos que no corren como los de los ríos actuales, son esenciales en la provisión de aguas para la gran ciudad de Leipzig y de sus alrededores, para la provisión de Praga y de otros lugares. Sin embargo, no siempre es así según dice K. Koehn, en su hidrología subterránea, Stuttgart 1928, pág. 74. No es raro tampoco que el agua subterránea, corra paralelamente a los ríos actuales y que guarde con ellos conexión hidráulica. A veces el agua subterránea corre perpendicularmente al río, acercándose a él o retirándose, pudiendo cambiar la dirección con las estaciones.

cimientos pueden seguirse geoelectricamente en ciertas circunstancias y ser útiles al geólogo y al hidrólogo.

Las formaciones permeables son consideradas en la provisión de agua ya como depósitos o ya como acueductos naturales. Lo primero en los compartimientos de agua subterránea quieta, lo último principalmente en el agua artesisiana comprimida. La abundancia de un depósito, puede inferirse del aflujo o del escape de agua o de los cambios en el contenido (Alturas de la superficie de agua). Los cambios de nivel suelen tomarse en la parte media y las medidas geoelectricas hechas en las orillas pueden ser muy útiles para la determinación de las corrientes variables, ya que la imprecisión en sus valores absolutos no perjudica. Con frecuencia es útil conocer también la porosidad o mejor dicho la capacidad de la roca para contener agua de sumersión. Para esto es apropiado el método de C. y M. Schlumberger citado en la pág. 52. Los cambios que se verifican por la lluvia en la zona de aereación (1) podrían registrarse muy bien con un equipo geoelectrico fijo. En una comarca seca cuya agua subterránea no se usa aún y donde las plantas no alcanzan dicha agua, debe hacerse la exploración hacia el final de la época de secas, puesto que hay depósitos tan grandes que soportan el consumo normal, que se debe a la evaporación durante el período de secas. Al geofísico le es útil saber que la vegetación, según su clase, su cantidad de follaje y su superficie de evaporación (hojas), deja escapar al aire fuertes cantidades de agua subterránea somera y que puede explicarse fácilmente el descenso diurno y el ascenso nocturno del nivel del agua subterránea producidas por estas causas (2).

La pérdida por evaporación en el suelo es mucho menor

(1) Véase para esto la excelente publicación de la Soc. de Geología Económica: Métodos para estimar las provisiones de agua subterránea, O. E. Meinzer, W. N. White, D. G. Thompson, Además, O. E. Meinzer, *Reseña de los métodos para estimar los yacimientos de agua subterránea*, U. S. Geological Survey. Water supply paper 638-C. Washington, 1932.

(2) W. N. White. A method of estimating ground water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. U. S. Geolog. Survey. Water Supply Paper 659.-A. Wash. 1932.

que la pérdida por la vegetación, porque la cantidad de agua que asciende en la tierra por capilaridad es menor que la que se eleva por las raíces de las plantas cuando dichas raíces se hallan en el agua. Más adelante se hace referencia a la determinación, de la pérdida, por procedimientos geocléctricos. La clase de vegetación dá al hidrólogo otras indicaciones más, acerca de la alcalinidad del suelo y acerca de la buena calidad del agua subterránea somera.

Debajo del agua subterránea alcalina, muy bien pueden encontrarse capas escalonadas de agua subterránea dulce, cuya revelación en todo caso será más difícil e insegura por encontrarse debajo del agua mejor conductora.

En comarcas no exploradas hidrológicamente, debe procurarse estimar por lo menos la cantidad de la precipitación anual, su repartición según las estaciones, la evaporación, el consumo hecho por las plantas y el gasto por los ríos. O. E. Meinzer (1) expuso en conjunto las diversas causas que aumentan o amenguan el agua subterránea.

La velocidad de una corriente de agua en el subsuelo puede determinarse sin hacer perforación alguna, por medio del procedimiento de diferencias de potencial echando sal en un lugar determinado, así y con el procedimiento de superficies podrían seguirse también las ramificaciones de las velocidades en la corriente que no se han determinado por otros procedimientos.

A los procedimientos geofísicos que sirven para la exploración de agua, les viene también el dicho de los hidrólogos del servicio geológico (2) de los E. U. A., de que: "Solamente quienes se ocupan de los problemas del agua subterránea pueden comprender cuán desconcertantes y múltiples son las dificultades que se presentan. Ninguno de los métodos es aplicable a todos los casos. En algunas comarcas son aplicables varios métodos más o menos independientes que sirven para con-

(1) Véase en el lugar citado la nota 2, Econ. Geol. Meinzer, White, Thompson, pág. 24.

(2) Véase la nota 1.

trolar la exactitud de los resultados. En otras comarcas es aplicable solamente un método. Puede presentarse el caso de que ninguno de los métodos conocidos sea aplicable. Se necesita aplicar varios métodos, según que la comarca sea seca o húmeda y según que la zona esté o no poblada”.

Para lo sucesivo los métodos geofísicos tendrán que decidir si una comarca contiene en el curso del año y en alguna forma algo del agua de precipitación que se ha sumergido “como en muchas comarcas de los E. U. A. y de México”, o si la escasa precipitación se vuelve a evaporar y el agua que se encuentra en la profundidad proviene de otras comarcas “como sucede en algunas regiones de Australia”, o si el agua del subsuelo es el resto de abundantes precipitaciones habidas en otros tiempos (como se supone respecto de algunas partes de Africa). El geofísico no puede decidir con sus procedimientos superficiales de la diferencia que existe, según decir de los hidrólogos, entre el agua artesiana comprimida, esto es, agua quieta y profunda bajo presión y el agua subterránea ordinaria; puesto que las propiedades físicas se modifican por lo general muy poco por los cambios de presión. Sin embargo, no puede excluirse la poca significación eléctrica que adquiere la fuerte absorción de las burbujas de gas en los casos de alta presión, (y que también se nota sísmicamente por la mengua en el amortiguamiento).

Contrariamente al hidrólogo, el geofísico puede trabajar más fácilmente en una región despoblada que en una poblada.

III.--NOTAS GENERALES SOBRE LA HIDROLOGIA GEOELECTRICA

Tomaremos en consideración los dos procedimientos geoelectrícos conocidos: 1), el que consiste en aplicar al suelo una corriente directa y 2), el que consiste en enviar inductivamente energía electromagnética; el primero como medida de la resistencia aparente y el último como inducción por medio de una gaza (vuelta o espira) circular (véase pág. 48).

En todas las medidas geoelectrícas en general, se requiere

elegir frecuencias tanto más bajas cuanto mayores sean las profundidades que se desee alcanzar. Sin embargo, no pueden darse ningunos preceptos esquemáticos. En las medidas de resistencia, se elegirán frecuencias más bajas (≤ 304) que las que se emplean en la medida de las líneas de corriente integrales que es cuando se requiere cubrir un campo mayor y que, por lo tanto, se requiere mayor sensibilidad y frecuencia más alta. Para profundidades hasta de 300 metros, puede elegirse, por medidas de inducción, una frecuencia de 300 H, sin que en el subsuelo buen conductor (hasta $10.000 \text{ } \Omega \text{ cm}^{-1}$) (1) se produzca un efecto superficial notable (de $\pm 5\%$) que perturbe. La máxima frecuencia permitida puede determinarse con la fórmula $h \cdot \nu_m = 9 \cdot 10^4$ (h en m.). Si perturba algún efecto superficial considerable, entonces, $h \cdot \nu_m$ puede tomarse igual a $2,5 \cdot 10^5$. (1).

En las medidas de resistencia, las frecuencias muy bajas (< 54) son a menudo impropias, debido a los efectos de polarización, a las corrientes terrestres, etc. Sin embargo, en los casos de fuerte anisotropía y de alta capacidad de las capas, al hacer las medidas de resistencia, pueden producirse también desfases aun cuando sean relativamente bajas las frecuencias usadas; entonces, pueden elegirse las más bajas frecuencias posibles, a pesar de los efectos ya mencionados.

Cuando se usan conductores largos, con una separación fundamental mayor de 200 m. en el método de los cuatro puntos, es tanto más perjudicial la inducción mutua, cuanto más alta es la frecuencia. Los alambres deben ponerse, cuando menos, a un metro de separación transversal.

Para el caso de un desfase notable, no son propicios los conmutadores del Megger, dado que éstos no dan corriente sinusoidal. Esto puede mejorarse conectando anteriormente una capacidad y una auto-inducción, y **esto basta, siempre que la resistencia no dependa notablemente de la frecuencia usada para la medida.**

En la busca geoelectrica de agua subterránea, hay que dis-

(1) La resistencia específica se da siempre en Ω por cmc. esto es, en $\Omega \text{ cm}^{-1}$.

tinguir dos casos: 1.—Cuando es útil toda el agua subterránea de una capa porosa que descansa sobre otra menos permeable. Esto implica geoelectricamente: la busca de un horizonte extenso mejor conductor que las capas de arriba y abajo 2. Cuando solamente es útil el agua existente en las guijas y en las capas intercalares de arena. Entonces la busca geoelectrica debe encaminarse hacia una extensa capa intercalar mala conductora dentro de capas mejores conductoras.

La capa superior humífera cargada de sal y a veces también con soluciones ácidas entre 0—2 m. tiene una resistencia que puede descender después de la lluvia hasta 5000 Ω y ascender en la sequía a unos $10^5 \Omega$. Debajo del humus, donde hay agua pura en guijarrales y arenas suficientemente sueltas, se llegan a encontrar resistencias específicas verdaderas de unos 10.000—30.000 Ω , y poco mayores; y de 5.000—10.000 Ω , en los terrenos aluviales con agua subterránea estancada a los lados y debajo del depósito de agua potable. Frecuentemente, esta combinación es característica de la presencia de agua potable. Las capas macizas subyacentes ofrecen resistencias muy diversas según su composición; las calizas, las rocas primitivas cristalinas y las rocas eruptivas tienen 30.000—20.000 Ω . Por el contrario, en muchas capas sedimentarias y en pizarrales con algo de yeso, sal, etc., las resistencias descienden bajo 20.000 y ocasionalmente hasta 2.000 Ω . Para la estimación de las cantidades de agua, es útil el estudio de las variaciones periódicas y locales de la resistencia a diversas profundidades.

En muchas comarcas puede uno verse obligado a aceptar agua del tipo 1, pero entonces tienen que buscarse sitios donde el agua se estanque lo menos posible y donde, por lo tanto, es menos conductora. Para esto deberá tratarse de medir la muy débil inclinación de la superficie inferior con ayuda del procedimiento dado en la pág. 53 y siguientes. Además, se hace, por ejemplo, la medida de la resistencia aparente por tramos iguales o se continúa la medida de los cambios de resistencia en dirección horizontal por medio del procedimiento de inducción que es más exacto, para profundidades de más de 300 m., usando un radio de espira fijo y constante.

Para seguir la corriente, cuando puede alcanzarse el agua subterránea en un sitio y no es rica en iones, podría añadirse sal y determinar geoelectricamente la dirección de la propagación. Para hacer la medida de las velocidades del agua subterránea, comprendidas entre $5 \cdot 10^{-4}$ m. y 5m. por 24 h, sirven unas veces los métodos físicos y otras los métodos químicos tratados en hidrología pero no en geofísica aplicada, por razones históricas.

Como se verá por lo expuesto más adelante, el descubrimiento de agua subterránea útil por medidas geofísicas, no puede exponerse de una manera sencilla y esquemática. Desde luego es necesario tener mejores referencias acerca de la estructura geológica y acerca de las cualidades eléctricas de una comarca y después, siempre que ello fuese posible, haber estudiado el carácter de la curva de resistencia, valiéndose de una buena perforación.

En seguida, en ciertos casos se recurrirá a un método de reflexión sísmica, cuando el agua útil se presenta por ejemplo en los guijarrales. Pero el aumento de la resistencia en medio de capas buenas conductoras, no es un indicio suficiente de que haya un pedregal por el que corra agua; puesto que podría ser producido por una capa poco porosa y compacta. Como las profundidades casi siempre son menores de 100 m. y a veces menores de 50 m., puede operarse bastante bien con un simple equipo de sonda de eco y con poco explosivo. En una capa compacta sí hay reflexión, mientras que en guijarros sueltos y en arena no la hay. Puede sacarse provecho de los siguientes hechos: que una capa intercalar de guijarros, es poco extensa por sus lados y tiene un perímetro irregular, pero bien definido, y que por el contrario una capa de estratificación es extensa y menos bien definida lateralmente. Por lo tanto, deberá procurarse circunscribir el yacimiento intercalar con el método de las líneas equipotenciales en el espacio exterior.

C. A. Heiland (Geolog. Rundschau 23a, pág. 298, 1933). cita observaciones de las curvas de los espacios y de los tiempos hechas por Rieber en el valle de San Joaquín, California, donde en la capa de cubierta y sobre el agua subterránea se encontró una velocidad de 2000'/seg. y en el agua subterránea

una velocidad de 5800'/seg. Según esto, sería de esperarse la incursión de una reflexión. El mismo método ha sido descrito pormenorizadamente por C. A. Heiland (en esta Revista, tomo 3, cuad. 3, 1933). Como en la exploración de agua sólo se consideran profundidades pequeñas y las ondas recorren solamente la capa suelta superior, debieran ser suficientes un equipo sencillo con filtro de ondas y un pequeño cartucho de dinamita.

La sismología suministra datos acerca de la velocidad de las ondas en una capa y, por lo tanto, acerca de su elasticidad y de su densidad y con ello también aproximadamente acerca del volumen de los poros, el cual, las más veces, es tanto mayor cuanto menor es la velocidad. Para esto, son adecuados el método de reflexión (véase por ej. C. A. Heiland en esta Revista, 3, pág. 282, 1933) y el de refracción de Mintrop. Como solamente se consideran capas hasta unos 100 m., se tiene lo suficiente con poco material explosivo.

La buena calidad del agua en una capa puede determinarse por la resistencia geoelectrica, cuando se conoce el volumen de los poros de dicha capa en el lugar de que se trata. K. Sundberg (1) es el primero que trató en detalle la cuestión de la dependencia de la conductibilidad de la roca con respecto al agua. El volumen de los poros podría determinarse indirectamente desde la superficie, siempre que la densidad pudiera conocerse por medidas hechas con la balanza de torsión y si se conociera también la composición petrográfica. Pero esto es muy circunstancial. Por el contrario, no sería raro que se pudiera obtener en otro lugar una muestra de la capa de que se trate y que se pudiera determinar el volumen de sus poros por medio de algunos de los procedimientos conocidos, por ejemplo, pesando un volumen determinado de roca en el aire y en el agua. También en una perforación puede determinarse la porosidad de una roca por el procedimiento de C. y M. Schlumberger (véase pág. 52). La resistencia ρ_x de una roca por una

(1) K. Sundberg: Estas Contribuciones 1, 310. 1930 y Electrical conductivity of soils and rocks en Geophysical Prospecting de la AIME, 1932, pág. 367. Nueva York.

solución de resistencia conocida ρ , puede determinarse por el volumen relativo \mathbf{v} de los poros, según la relación encontrada por Sundberg $\rho_x = 3\rho:\mathbf{v}$. Pero esto es cierto solamente con tosa aproximación. La forma y el tamaño de los poros y su repartición influyen mucho en la resistencia, a igualdad de volumen total, como puede verse por su anisotropía en los pizarrales. La porosidad puede determinarse también por el procedimiento de Melchers o con el porosímetro H_2 . (C. J. Coberty y A. B. Stebens, Oil Weekly 23. Jan. 1932). En el laboratorio se mide la resistencia de la muestra impregnada de la solución de resistencia específica conocida. De la resistencia de la capa, calculada por el procedimiento de la diferencia de potencial o por el de inducción, se obtiene desde luego la resistencia específica del agua que impregna la roca y con ello se tiene también directamente una medida de la bondad del agua. Para esto deben tenerse en cuenta las temperaturas. (Con respecto a la dependencia de las temperaturas, véase Sundberg (1)). La temperatura t del agua contenida en la roca, a la profundidad de h metros, puede calcularse suficientemente como sigue: $t = t_1 + 1 + 0.03h$, en la que la temperatura media anual t_1 del aire puede tomarse aproximadamente de una carta de isothermas meteorológicas.

Se supone que se sabe si la roca subterránea se encuentra total o solo parcialmente impregnada de agua y si se encuentra por lo tanto, en la zona de aereación (O. E. Meinzer) sobre la primera superficie de agua subterránea o en la zona de saturación bajo de la primera superficie de agua subterránea. Para el primer caso, en la zona de aereación no es válida la anterior consideración; pero para la provisión de aguas sólo tiene importancia la zona de saturación.

Por medio de estas medidas y fórmulas, sólo llega a conocerse la cantidad total de iones, pero no su naturaleza química ni las propiedades higiénicas del agua. Sin embargo, para diversos fines se diferencian las aguas cuya $\rho < 6.000$ (F.

(1) K. Sundberg: Estas Contribuciones 1, 310, 1930 y Electrical conductivity of soils and rocks en Geophysical Prospecting de la AIME, 1932, pág. 367, Nueva York.

Dixey) (o cuya cantidad de iones (Cl convencional) $\cong 6 \cdot 10^{-2}$ %). Solamente en los casos de resistencias más elevadas, puede influir la naturaleza de los iones, pues los Ca y CO_3 , por ejemplo, son algo desfavorables y los NO_4 o SO_4 son muy desfavorables (1). Por lo general, la magnitud del volumen de los poros es dada por el carácter de la roca dentro de límites determinados. Sundberg dá una tabla de 3: v (pág. 9, nota 1). Con frecuencia hay comarcas que muestran el carácter de la roca de tal manera que se puede apreciar el volumen de los poros en la profundidad con la aproximación de una potencia de 10. Como las resistencias de las capas se diferencian en dos potencias de 10. (ca. 300.000—3.000), el contenido de iones de las soluciones que las llenan se tiene así aproximadamente. Recíprocamente, el carácter de las rocas en muchas comarcas se puede apreciar por la resistencia, cuando hay motivos para sospechar la existencia de agua subterránea normal.

Según la síntesis de Sundberg, el agua superficial tiene resistencias comprendidas entre 30.000 y 10 Ω y la del agua de la "zone of aeration", en su carácter de agua somera y agua vadosa de sumersión, está comprendida entre 10.000 y 10 Ω . La del agua subterránea superior, agua de la zona de saturación, está comprendida entre 100.000 y 10 Ω . El agua subterránea profunda, las más veces, aunque no siempre, tiene valores menores que la de arriba. Las menores resistencias las tiene el agua llamada agua fósil o "connate water". A. C. Lane ha dado un resumen sobre el cambio en la constitución de las soluciones que se encuentran en los yacimientos metalíferos o en la cercanía de ellos. Las más de las aguas que se encuentran bajo de 300 metros de profundidad, saladas o dulces y contenidas en los sedimentos, las considera Lane como fósiles (Connate). (2).

El hidrólogo las más veces no busca agua en reposo, pues

(1) El geofísico no puede decidir sobre si el agua está exenta de las bacterias dañinas o substancias venenosas, sólo al higienista, al geólogo y al hidrólogo es a quienes toca decidir; a ellos toca decidir de dónde puede provenir el agua impura.

(2) A. C. Lane, Econ. Geology 9, 239. 1914.

to que su cantidad puede agotarse pronto: El busca corrientes de agua subterránea o agua artesisana a presión. La cantidad de agua que puede obtenerse de una roca, se puede determinar por el agua de inmersión, esto es, por el agua que se filtra. No es de mucha importancia que sea grande la diferencia entre el total del espacio hueco existente en la roca y el volumen del agua fijamente contenida por capilaridad (lo que aproximativamente se llama capacidad de agua); lo que sí es de importancia es que los volúmenes de los poros, de los que depende la capacidad, sean bastante grandes para que el agua no corra con mucha lentitud. Sin embargo, las exigencias higiénicas requieren que la filtración del agua en su descenso, no se opere muy rápidamente. Debe haber, por lo tanto, una gran zona de absorción protegida por formaciones consistentes y rodeada de rocas sin cohesión de la que ha de sacarse el agua. Estas capas intercalares sin cohesión, formadas por guijarros o por arenas de granos toscos, no deben ser muy pequeñas, a fin de que puedan almacenar con tiempo cuantiosas corrientes de agua que puedan utilizarse en los tiempos de carestía, cuando les llega poca agua. Los métodos geofísicos permiten determinar muchas veces la extensión aproximada de estos depósitos.

Como se dice en el lugar citado, debe observarse la influencia de la profundidad sobre la proyección superficial, tanto en los métodos de superficies, como en los de las medidas de resistencia. También cuando se usan estos últimos, que no consisten más que en secciones de las figuras superficiales de las líneas equipotenciales, como es el método de Wenner-Gish-Rooney-Lee, entonces no se debe determinar la resistencia verticalmente bajo del segmento por medir, sino que se debe determinar el valor medio de un elipsoide cuyo extremo más reducido se encuentra en la superficie y que se amplía más y más hacia abajo.

La distinción de diversos pisos con agua subterránea es posible teóricamente por el procedimiento de las resistencias (o de las diferencias de potencial); pero especialmente con el procedimiento central de inducción (véase pág. 48). Sin embargo, creo que no se conocen todavía ningunas experiencias al respecto.

IV.—PRINCIPALES PROCEDIMIENTOS GEOELECTRICOS EN HIDROLOGIA

1.—Métodos lineales.

(Medida de la diferencia de potencial o de la resistencia)

Los métodos de resistencia, en principio, no proporcionan nada nuevo ni nada más general que el método primitivo de las líneas equipotenciales de C. y M. Schlumberger (1912) y de Bergström (1913), en tanto que la línea fué aceptada no solo en cuanto a su forma sino que también en cuanto a la distancia para iguales diferencias de potencial.

En el método de resistencias, la novedad no estriba precisamente en el cálculo de la resistencia aparente, sino que, primero, en que la separación de los electrodos primarios se va aumentando sistemáticamente y, segundo, en que se emplea un equipo enteramente sencillo ya conocido antes en la técnica y designado en Inglaterra con el nombre de Megger. En el Megger se conmutan simultáneamente la diferencia de potencial primaria y la secundaria que se mide, y en el galvanómetro se toma directamente una lectura proporcional a la resistencia aparente usando un dispositivo de compensación apropiado independiente de la intensidad de la corriente primaria. Estos dos progresos esenciales se deben a Gish y Rooney.

Los procedimientos para la determinación de las capas de distinta conductibilidad en el subsuelo por medio de las diferencias de potencial o por medio de las resistencias aparentes, como es usual decir, son apropiadas cuando la superficie posee una conductibilidad normal (25.000-200.000 Ω).

Cuando la resistencia es mucho mayor, $R \cong 300.000$, en un clima seco y sobre arena seca, entonces es difícil hacer pasar al suelo suficiente energía. Se requieren voltajes muy elevados, 1000 voltios y más. Esto acarrea defectos de aislamiento en la máquina transportable y con ellos las perturbaciones consiguientes. Pequeñas diferencias de conductibilidad en la superficie y en sentido horizontal pueden encubrir entonces

los efectos profundos. Por medio de grandes electrodos hechos con tela de alambre, de algunos metros cuadrados, sobre los cuales se riega primero sal y carbón y después agua, se pueden evitar muy bien las resistencias iniciales. Pero esto ocasiona mayores gastos de transporte, puesto que en cada estación se pierden algunos kilos de sal que no se pueden recuperar. La corriente que debe emplearse es la alterna (corriente directa commutada); pero si se trata de grandes profundidades, hay que usar el método de inducción.

Recíprocamente, donde quiera que la conductibilidad de una gruesa capa superior es muy buena ($R \approx 1000$), pasa a tierra mucha energía que corre directamente de un electrodo al otro, recorriendo principalmente la capa superior mejor conductora, y los efectos profundos debidos a los cambios de capas resultan pequeños y difíciles de distinguir comparados con las inevitables variaciones de la conductibilidad superficial.

Hace mucho tiempo que se conocen y que se les dió una forma práctica a las siguientes secuelas, que en esencia son idénticas para el procedimiento aplicable a conductibilidades comprendidas entre 5.000 y 300.000. La preferencia que se dé a una u otra secuela depende en parte del caso especial de que se trate y en parte es cuestión de costumbre y de gusto.

a) Método de los cuatro o cinco puntos de Neumann-Wenner-Gish-Rooney-Lee.

(Análogo, pero incompleto y enteramente empírico de Daft y Williams, 1902 y de C. M. Schlumberger, con cinco electrodos medios según Lee).

El método conocido e ideado por Wenner (1916), dado ya con mucha anterioridad por F. Neumann, permite medir y determinar sin objeción la conductibilidad de un medio homogéneo cuando ésta presenta algún cambio en la profundidad bajo la superficie homogénea adoptada. El procedimiento de C. y M. Schlumberger es algo más general si en las estaciones A. y B. se lleva a la tierra una corriente J, y se mide la diferencia

de potencial ΔV en los puntos M. y N. situados arbitrariamente; entonces se tiene:

$$\frac{\rho}{\rho} = \frac{J}{2\pi \Delta V} \left(\frac{I}{AM} - \frac{I}{AN} - \frac{I}{BM} + \frac{I}{BN} \right) \cdot \rho =$$

$$\Delta V 2\pi: J \left(\frac{r'_0 - r_0}{r_0 r'_0} - \frac{r'_1 - r_1}{r_1 r'_1} \right),$$

en la cual las distancias $AN = r_1$; $BN = r'_1$; $AM = r_0$; $BM = r'_0$. Si estas distancias entre los cuatro puntos se encuentran sobre una recta y las distancias AM, MN y NB son iguales entre si ($= a$), la ecuación anterior, como puede verse, se convierte en $\rho = 2\pi \Delta V a: J$. Esta última forma sirve de fundamento al procedimiento de Wenner-Gish-Rooney. Hasta aquí estos procedimientos y conclusiones son irrefutables. Pero en la práctica, la tierra no es eléctricamente homogénea, y el objeto del procedimiento de resistencias es estudiar precisamente la heterogeneidad y la estructura de las capas desigualmente conductoras. Sin embargo, sin proponerse la división ni una investigación más exacta, se pueden obtener conclusiones correctas de los cambios de las ρ aparentes.

Un perfeccionamiento al método de Wenner-Gish-Rooney fué dado por F. W. Lee (1). No sólo se mide una, sino dos diferencias de potencial $P_m P_1$ y $P_m P_2$ dos veces en la parte intermedia de los electrodos. (Sea E. la diferencia de potencial y $C_1 C_2 = b$) y precisamente a partir de la medianía P_m hacia ambos lados P_1 y P_2 siendo $P_m P_1 = P_m P_2 = \frac{1}{2} b$. Entonces la resistencia aparente $\rho = 4\pi E b: 3 J$ (J en amperios). Esta sería la verdadera resistencia cuando el subsuelo tuviera uniformemente la misma ρ . También aquí se va aumentando b sistemáticamente, a la vez que se conserva constante la posición de P_m . Con este aumento, la acción profunda también crece: b corresponde aproximadamente a la profundidad hasta

(1) F. W. Lee, Measuring the variation of Ground resistivity with a megger. U. S. Bureau of Mines, Techn. Paper 440, Washington, 1928. F. W. Lee, L. W. Joyce, Phil. Boyer, Some Earth resistivity measurements. U. S. Bureau of Mines, Information Circular. 6171, Washington. Oct. 1929.

la cual se obtiene el valor medio de la resistencia. Este método es muy útil cuando se quieren tener al mismo tiempo datos acerca de los cambios en sentido horizontal y acerca de la inclinación y el rumbo de las capas, cuando las medidas se hacen en dos direcciones perpendiculares entre sí; puesto que en caso de heterogeneidad en sentido horizontal se tiene $P_m P_1 \neq P_m P_2$.

Una investigación de Joel H. Swartz (1), fué hecha en un agujero artificial abierto en campo libre, en capas de distinta porosidad e impregnadas de aceite y agua (apertura de agujero 15×12 piés, profundidad 3 piés). Naturalmente que con esto no se obtiene dato alguno acerca del agua subterránea, pero sí se sabe cuál de los tres dispositivos, según las experiencias de J. M. Swartz es el más apropiado, esto es, el de la división, según Lee.

En esencia es una determinación aproximada y empírica de la influencia topográfica debida a Swartz y es también una determinación de la profundidad d de las superficies divisoras. En este caso, d es aproximativamente igual a la distancia b de los electrodos alimentadores C_1, C_2 dividida entre 3 y precisamente para la b a la que corresponde un extremo máximo o mínimo, en la curva de resistencia, (más exactamente: en cada lugar donde los radios de curvatura sufren una fuerte variación a lo largo de la curva. Según la referencia). La diferencia de alturas $h =$ altura de P_m menos altura de C_1 , cuando se mide $P_m P_1$, (= respectivamente a la altura de P_m menos la altura de C_2 , cuando es $P_m P_2$ lo que se mide), se resta de la profundidad calculada d , cuando C se encuentra arriba de P ; y se suma, por el contrario, cuando C se encuentra más abajo de P . (Posiblemente esta corrección es muy grande y deba aceptarse $h \cdot 0,7$, donde conviene con más exactitud una $f(h)$. Según la referencia).

A veces también se deben tener en cuenta el declive y la dirección de la superficie de separación. Según J. H. Swartz, esto implica un término aditivo $h = D \cos \beta \operatorname{sen} \delta$ donde δ es el ángulo de inclinación positivo de C hacia P (ángulo de decli-

(1) Joel H. Swartz, Resistivity measurements upon artificial beds. U. S. Bureau of Mines. Inform. Circular 6645 Febr. 1931.

ve) y β es el ángulo azimutal entre la dirección del busamiento y $P_m C$; D es el segmento $P_m C$ (C la fórmula $h = D \cos \beta / 2 \cos \delta$ sería más exacta. Según la referencia).

b) El procedimiento llamado de un electrodo

Otro procedimiento en el que se miden las diferencias de potencial sobre una recta a partir de un electrodo C es el de la prueba con un electrodo, en el que naturalmente se tiene que emplear un segundo electrodo, midiendo relativamente cerca del C_1 . Cuando un electrodo medidor P_1 se encuentra a la distancia a_1 del electrodo alimentador C_1 y el otro P_2 se encuentra a la distancia a_2 entonces se tiene $\rho \approx 2\pi V a_1 a_2 / (a_2 - a_1) I$ que, cuando $a_2 \approx 2a_1$, se convierte en $2\pi a_2 V / I$ en las que siempre $C_1 C_2 \gg a_2$. Una curva obtenida por **A. S. Eve y D. E. Yeys** (1) en la Mammoth Cave, Kentucky U. S. A., muestra el descenso típico (que revela agua subterránea en arenisca suelta) de la curva de resistencia, de 35000 Ω , cerca de la superficie, a 13.000 Ω para una distancia que, estimada en profundidad, corresponde a la base de la arenisca que se ha depositado sobre una caliza compacta. En seguida, la curva asciende lentamente a 45000, correspondiendo a la poca porosidad de la caliza. Según el parecer de los autores, la siguiente fórmula corresponde empíricamente a la profundidad:

$$h = \sqrt{2 a_1 a_2} \quad (= 2 a_1, \text{ cuando } a_2 = 2 a_1)$$

a) Aquí a_1 y a_2 son las distancias definidas antes, a las que corresponde un cambio en la curvatura de la curva de resistencia.

(1) Studies of Geophysical Methods. 1928 y 1929. Canada Dep. of Mines Geological Survey, Memoir 165, Ottawa, 1931.

b) C. y M. Schlumberger (1) determinan con este procedimiento a distancias constantes la diferencia de potencial sobre grandes superficies y calculan con ella los valores aparentes de la resistencia a profundidades fijas. Este procedimiento es muy útil cualitativamente para medidas aproximativas. Se obtiene una carta de las resistencias aparentes y con ella, rápidamente, una sinopsis de la forma y de la profundidad aproximada a que se encuentra la superficie límite, por ejemplo, entre los aluviales y las capas subyacentes mejores o menos conductoras. Para la busca de agua, este método debe modificarse de tal manera que la distancia de los electrodos y el segmento de medida correspondiente sea de 0.75 más o menos de la profundidad de los depósitos en los que debe existir agua útil. No es de eludirse la incomodidad de que con el dispositivo eléctrico sólo se pueden explorar en cada ocasión pequeñas superficies.

c) Equipo

El autor utiliza un equipo semejante al de Gish y Rooney (1) en el que, según el procedimiento de W. Stern (2), se com-

(1) C y M. Schlumberger, Mémoires sur la méthode de la carte de resistivité et ses applications pratiques. Mém. présentée au Congrès Intern. des mines, Liège, Juin 1930 y Science et Industrie, número hors Série. La Technique des industries du pétrole. Según este procedimiento, los señores Schlumberger descubrieron el domo de sal de Hettenschlag, en la planicie renana alsaciana con distancias que correspondían a 200-300 m., más o menos, de profundidad. Las resistencias bajaban de 30000 Ω a 1000 Ω c.m. sobre la cumbre del domo de sal, donde ésta se disuelve en el agua subterránea. En Aricesti, Rumanía, donde se trabajó con 100 m. más o menos, el domo de sal ha levantado el terreno terciario y aluvial, y la erosión allanadora ha disminuido el espesor de los aluviones malos conductores, de tal manera que también aquí disminuyó la resistencia sobre el domo. Al sureste de Francia, los señores Schlumberger y sus colaboradores trabajaron con grandes distancias (500 m.) y encontraron cosa parecida a lo de Hettenschlag.

(2) O. H. Gish y W. J. Rooney, Terr. Magn. 30, 161. 1925.

(2) W. Stern, Z. f. Geophysik (revista de Física terrestre) 8, 181, 1932.

nectadas en paralelo o en serie. Como galvanómetro sirve un instrumento de aguja, para el cual $1 \text{ s} = 3 \cdot 10^{-7} \text{ A}$. Como amperómetro sirve antes del conmutador, un llamado mavómetro (de P. Gossen, Erlangen). Las mayores desviaciones se compensan por el procedimiento de Stern. Para esto sirve un elemento seco cuya corriente pasa por una resistencia de $1000 \text{ } \Omega$ y del cual se deriva (0.1; 0.3; 1.0; 3; 10, 0; 30 $\text{ } \Omega$). La escala de compensación se gradúa para 1 A en el círculo principal empíricamente en voltios usando directamente resistencias que se colocan donde corresponde poner los electrodos (1). Para hacer la graduación se emplea una resistencia libre de inducción. Si en el circuito principal pasan $n \text{--A}$, entonces habrá que multiplicar el valor de la resistencia por n (las más veces n es 0.1, más o menos). La conexión de los alambres a los conmutadores debe hacerse de tal manera que sea sumamente pequeña la acción inductiva contraria aún para la menor resistencia y para una rotación muy rápida. Cuando se usan conductores largos, una separación fundamental mayor de 200 m., en el método de los cuatro puntos, es tanto más perjudicial a la inducción mutua, cuanto más alta es la frecuencia. Los alambres deben ponerse cuando menos a un metro de separación transversal. En la compensación debe promediarse también el factor por el cual debe multiplicarse la diferencia de potencial que se va a

(1) Los electrodos pueden ser electrodos de vasijas impolarizables de Cu con CuSO_4 , como los usan C. y M. Schlumberger, como los más perfeccionados de Broughton Edge (Inper. Geophys. Exper. Survey, p. 238. Cambridge Univ. Press. 1932) o como los más perfeccionados usados por W. Stern. O más sencillamente el siguiente dispositivo: En una barra de madera se sujeta un hilo de hierro que termina hacia abajo en espiral. Esta se sumerge en una bolsa de lino con barro empapado con una solución de sal común adicionada de cloruro de fierro. También pueden usarse como electrodo varias piezas de hierro planas que pueden cambiarse rápidamente. Las desviaciones son tanto más pequeñas cuanto mayores son las distancias y menores las ρ . $\rho = 500 \text{ m: } 5000 \text{ } \Omega$, es aproximadamente el límite de una determinación segura con el anterior galvanómetro. A fin de que las baterías conectadas en paralelo suministren suficiente corriente, deben usarse superficies electródicas bastante grandes. A menudo son suficientes unos electrodos planos de acero o de hierro semejantes a machetes.

compensar; puesto que al conmutar, a causa de la diferencia de tamaños de las escobillas, etc., la diferencia de potencial del Megger no obra en el conmutador durante el mismo tiempo que la diferencia de potencial del elemento que se compensa. La graduación se hace de una manera más sencilla con dispositivos de resistencia exentos de autoinducción ($2000 \text{ } \Omega \text{ — } 0,1$ hasta $10 \text{ } \Omega \text{ — } 2000 \text{ } \Omega$). En esta condición se conectan los alambres a tierra. Como ya se dijo, el Megger tiene la desventaja de no suministrar corriente senoidal y de que por lo tanto las faces resultan muy influenciadas aún por exiguas capacidades de las capas terrestres. Por lo tanto, se tomará una pequeña máquina de corriente alterna o habrá que convertirla por compensación en una corriente senoidal amortiguada valiéndose de capacidades y de una autoinducción como aquí se hace. Según W. Stern (1) la frecuencia se mide con un pequeño dínamo de juguete acoplado al eje del conmutador y cuya corriente se mide con un medidor de revoluciones. Cuando haya mucha corriente alterna en una zona, entonces no se girará el conmutador, sino que se hará la compensación de la corriente directa en los dos sentidos.

d) Teoría del procedimiento de la resistencia.

Por el método de las imágenes (Bilder) se pudo calcular teórica y rigurosamente la influencia que es ejercida sobre la diferencia de potencial por un medio dividido en múltiples capas de espacios parciales infinitos como superficies límites paralelas. Esto es lo que W. Weaver delineó gráfica y analítica-

(1) Si no se hace la conmutación, entonces se producen perturbaciones debidas a corrientes terrestres, a corrientes directas vagabundas del dínamo o a residuos de polarización. Las otras causas de fallas son (compárese A. S. Eve y D. A. Keys, Applied Geophysics, pág. 88, Cambridge, 1929): Inductancia de los alambres en los electrodos primarios sobre los alambres de los electrodos secundarios, e influencia del suelo húmedo cuando hay un aislamiento de los alambres. La vibración del instrumento y el mal aislamiento de su caja pueden evitarse fácilmente. En el libro de Eve y Keys, pág. 105, se indica, como es de esperarse, que para la resistencia se obtienen valores más o menos iguales con los diversos equipos (Porouspot, Megger, etc).

mente en 1928 y lo que describió exactamente J. N. Hummel, en 1929. En la práctica se requiere la solución del problema inverso, es decir, determinar la estructura por medio de un gran número de diferencias de potencial que se miden para diversas distancias a . Esto es una variedad del problema usual que se ofrece en la teoría geofísica del potencial. Los valores de un parámetro se conocen en la superficie, mientras que la repartición de la masa en el interior necesita calcularse. Se sabe que esta cuestión no tiene una solución única. Hay otras soluciones en número infinito. Para limitar la infinita multiplicidad, pueden hacerse suposiciones sencillas y adicionales, por ejemplo, que todas las capas son muy extensas, que tienen superficies límites paralelas y que cada una es homogénea. También habría que procurar a grosso modo la compensación de un cambio de la conductibilidad sobre los segmentos verticales relativamente cortos, respecto de la distancia entre los electrodos, por un promedio de los productos del espesor por la conductibilidad (o resistencia (1)). G. F. Tagg ha dado las curvas correspondientes al caso de una superficie límite horizontal en la tierra. En la obra de W. Stern anteriormente citada aquí, se dan referencias sobre este asunto y sobre la literatura respectiva. Irwin Roman (2) ha recopilado en general tablas para los cálculos por el método de las imágenes. Para la busca de agua, las más veces tienen que considerarse solamente profundidades de superficies límites de menos de 100 m. Frecuentemente se tiene que considerar la superficie límite más próxima v. gr.: el nivel superior del agua subterránea. La exactitud de los datos de profundidad no es tan esencial en la práctica, como las mediciones adicionales necesarias para la determinación aproximada de la pureza del agua, de la porosidad de las capas acuíferas, etc.

Más bien se tiene la opinión de que las curvas de la resistencia aparente correspondiente a diversos valores de a se en-

(1) Esta revista I, 64, 87, 88, 1930.

(2) Irwin Roman, Technical Paper 502, Washington 1931. Bureau of Mines. U. S. Dept. of Commerce.

cuentran en marcada oposición con las curvas teóricas analíticas (1). Pero esto sólo es aparente y se debe en primer lugar a que la relación entre las escalas de las coordenadas y de las abscisas y las magnitudes de las resistencias son elegidas por los teóricos de una manera muy distinta a como los prácticos miden y representan dichas magnitudes. En segundo lugar, ante todo, porque el práctico emplea profundidades h calculadas según fórmulas empíricas algo arbitrarias en vez de las distancias a de los electrodos realmente medidas (véase anteriormente pág. 21). **Estas profundidades (2), para las cuales haya puntos singulares en la curva, suelen corresponder a la profundidad h' de la superficie límite (por lo tanto, $h' = a$).** La teoría hace ver solamente que para la distancia de los electrodos tomada como abscisa, la profundidad de la superficie límite bajo la superficie no coincide con un extremo. Véase por ejemplo la fig. 3 de C. A. Heiland. Aún no se ha procurado deducir de las fórmulas de rigor una relación siquiera aproximada entre la posición de los extremos o de los puntos notables de la curva y la profundidad de la superficie límite, una relación válida entre ciertos límites, a juzgar por las observaciones y las fórmulas empíricas (3). No es necesario que dicha relación

(1) Geophysical Prospecting A. I. M. E. 1932, pág. 439 y sigs., especialmente L. Gilchrist lo hace notar.

(2) C. y M. Schlumberger y sus colaboradores han tomado como abscisa una profundidad calculada, en vez de la distancia observada entre los electrodos. No se da la fórmula usada, la observación de las figs. 5 y 6 y la posición que tiene allí la superficie límite, hacen ver que la fórmula debería ser teóricamente exacta por lo menos para solo dos medios; puesto que las superficies límites y los extremos no coinciden. El cálculo y la observación concuerdan bien según los datos de las figs. como era de esperarse en las condiciones complicadas de la naturaleza.

(3) Tal vez exista una relación semejante como en el procedimiento de inducción central y las posiciones del cambio relativamente fuerte de la curvatura de la curva, muestran que existe allí una igualdad aproximada entre la distancia de los electrodos y la profundidad de las superficies que limitan a las capas de distinta resistencia. Sin embargo, A. Bellugi hizo ver recientemente que los puntos de retroceso no son determinantes.

sea exacta. No son de importancia los errores hasta del 10% en los datos de profundidad ni errores hasta del 30% en los verdaderos valores de la resistencia.

Actualmente y gracias al empleo de la teoría, ya se cuenta con diversas hipótesis acerca del número y de la profundidad de las superficies límites; se cuenta también con curvas de los valores de la resistencia y se está en condiciones para hacer una selección de las más concordantes de estas curvas. Este punto es más difícil que en las interpretaciones gravimétricas y magnéticas puesto que las fórmulas para las resistencias aparentes no tienen una forma limitada sino que están constituidas por series de las que se tienen que considerar muchos términos. Para el caso de muchas capas y cuando se requiere mayor exactitud, se emplean las fórmulas de N. Hummel y las curvas osculatorias correspondientes o las sumas de las componentes según Bellugi, (véase ejemplos). La elegante aplicación de las funciones de Hankel y de Bessel que se hace en las bellas investigaciones (1) de Sabba S. Stefanescu, dan facilidades al práctico en algunos casos. Lo mismo puede decirse acerca de la exposición semejante hecha más tarde por W. J. Peters y J. Bardeen (2). Las más veces media un abismo entre la teoría y la práctica. La coordinación llegará a hacerse solamente cuando el teórico tenga la oportunidad de hacer sus cálculos con los verdaderos valores proporcionados por las mediciones. Debe abrigarse la esperanza de que con los progresos que con esto lleguen a realizarse, se llegarán a conocer fórmulas aproximativas y útiles representaciones gráficas. Véase, además, la interesante memoria matemática acerca del caso especial de capas de igual espesor hecha por D. O. Ehrenberg y R. J. Watson (A. I. M. E. loc. cit, 1932, pág. 423) y su crítica por J. Roman, (pág. 440).

(1) Sabba S. Stefanescu (en colabor. avec. C. et M. Schlumberger) Institutul Geological Romaniei. 14 Fasc. 2. p. 82. Bucaresti 1932 y Journ. de Physique (7) 1, 132, 1930.

(2) L. J. Peters y J. Bardeen, Physics, U. S. A. 2, 107, 1932.

La curvatura de la tierra es de tomarse en cuenta en las teorías geoelectricas, sólo en los casos en que las distancias electródicas o los diámetros de las espiras son muy grandes, de más de 300 kilómetros. J. N. Hummel (1) ha deducido las fórmulas que sirven para el método de Wenner, para un espacio esférico homogéneo y para el caso de un núcleo terrestre no conductor de espesor relativamente pequeño; la aproximación obtenida ha sido unas veces completa y otras suficiente; y para un espesor cualquiera de la costra terrestre indicó el camino. Aún cuando la división en núcleo y costra no bastara, las fórmulas son en extremo complicadas. En el procedimiento de inducción central con espiras circulares, el caso es favorable; el cálculo puede hacerse sencillamente por sumas, sin series, con suficiente aproximación.

La anisotropía de las capas, cuya conductibilidad casi siempre es mejor en la dirección de ellas y que a veces es mucho mejor que en el sentido perpendicular, imprime una deformación notable en las superficies equipotenciales como lo descubrieron primeramente C. y M. Schlumberger (2). La anisotropía corre paralela con las acciones capacitivas y con los fuertes desfases. Max-Müller (3) hizo ver experimentalmente que la anisotropía de las capas unida al buzamiento inclinado produce componentes bajo la acción inductiva de las espiras rectangulares y circulares, componentes que no se presentan en las rocas isótropas por razones de simetría. Lo mismo sucede con las componentes del campo magnético en el método de Gella-Scheuble. La línea de medida fué la normal media sobre el eje bipolar. Aquí hubo una componente según el eje bipolar, la cual habría desaparecido en el subsuelo isótropo.

La consideración del problema de la corriente, en medios anisótropos, aun para el caso de una superficie límite, es muy

(1) J. N. Hummel, Revista de Geofísica 7, 182 1931.

(2) C. Schlumberger, Etude sur la prospection électrique, 2 ed F. París, 1930.

(3) Max Müller, Gerl. Beitr. 30, 168 y 176. 1931.

difícil aún haciendo abstracción de las acciones capacitivas. Para las líneas equipotenciales y en el procedimiento de la resistencia, según el procedimiento de C. y M. Schlumberger, puede hacerse una consideración teórica cuando se supone una compresión del medio isótropo en una dirección. La prueba exacta y la transformación fueron deducidas por R. Maillet (1) y H. G. Doll, la que permite considerar un teorema de Liénard especial para el caso de la fuente bipolar. Sin embargo, todavía no se ha publicado ninguna aplicación práctica de las fórmulas.

e) Empleo del procedimiento de la resistencia y de cuatro puntos para la determinación de las corrientes en climas húmedos.

El agua subterránea obra aminorando la resistencia cuando sobre ella existen capas secas. Sin embargo, esto no sucede siempre. Precisamente el agua pura buscada puede con frecuencia mostrar una resistencia más alta que las capas de arriba o de abajo, cuando las capas colindantes se encuentran impregnadas de agua y despiden muchos iones en el agua. El primer caso es el más frecuente en clima árido. En lo que sigue se dan algunos ejemplos de esto.

W. J. Rooney (2) midió las resistencias aparentes en el Copper Country, Northern Michigan, U. S. A., es decir, en una comarca fría y de abundante precipitación.

Las siguientes características son comunes a muchas medidas. Arriba, hasta 1-2m. aproximadamente bajo de la superficie, capa de humus (1000-6000 ρ) muy buena conductora; en seguida aumento, de ρ a 70 000 (a veces hasta 250 000 ρ) a 3-10 m; después, descenso de la curva ρ . Este máximo de la curva (véase fig. 2) corresponde al nivel del agua subterránea, que se encuentra a 8-12 m. (25-40 pies) según la región y a ve-

(1) R. Maillet et H. G. Doll, esta revista, 3, 109, 1932; y la demás literatura en dicha revista.

(2) W. J. Rooney, *Terrestrial Magnetism* 32, 98, 1927.

ces a mayor profundidad. Así se encontró por ejemplo un máximo bien definido y con él un decrecimiento de ρ correspondiente a 70 piés de distancia de los electrodos, por lo tanto, para una profundidad de 70 piés del agua subterránea. Una prueba en una perforación confirmó este dato, con un pie de aproximación. En dos lugares en los que se drenó el agua para la seguridad de una mina, se obtuvieron curvas uniformes, sin máximo.

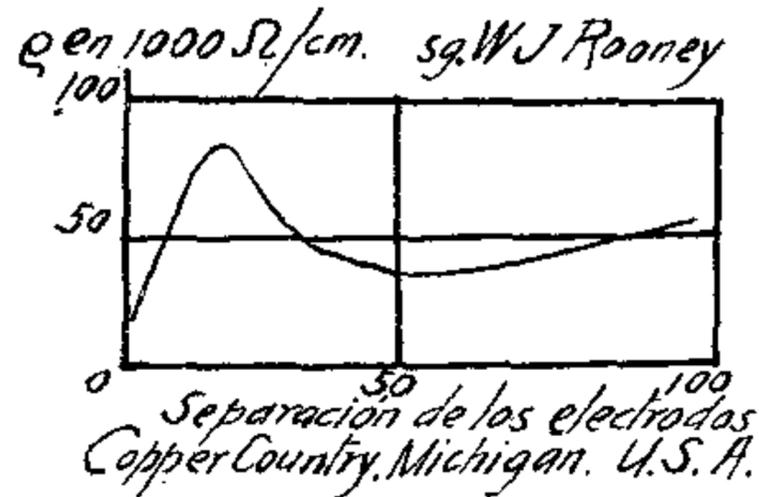


Fig. 2.

Merece hacerse mención a que en la mina de cobre de Calumet Hecla en el Lake Superior, Copper Country, Michigan, se encontró un valor negativo de la resistencia aparente; fué causada por una inhomogeneidad (veta de mineral de cobre) cercana a la superficie. En el método se supone que hay homogeneidad en dirección horizontal. Por este motivo se hacen necesarias las mediciones en direcciones de 0° y 180° y cuando es posible de $4 \times 90^\circ$.

En un clima húmedo, las medidas de resistencia dan las mismas formas de curvas que en el Copper Country: para los primeros m. bajo la superficie, una resistencia elevada y ción, poca ρ . Sigue después un fuerte aumento de la resistencia en la capa que deja pasar el agua hacia abajo. El incremento de la resistencia cesa para descender fuertemente a la profundidad del nivel superior del agua subterránea (con más io-

nes). Las curvas aquí representadas (fig. 3) son tomadas de un trabajo de C. A. Heiland (1) que apareció en el "Terrestrial Magnetism"; las resistencias están dadas en unidades arbitrarias.

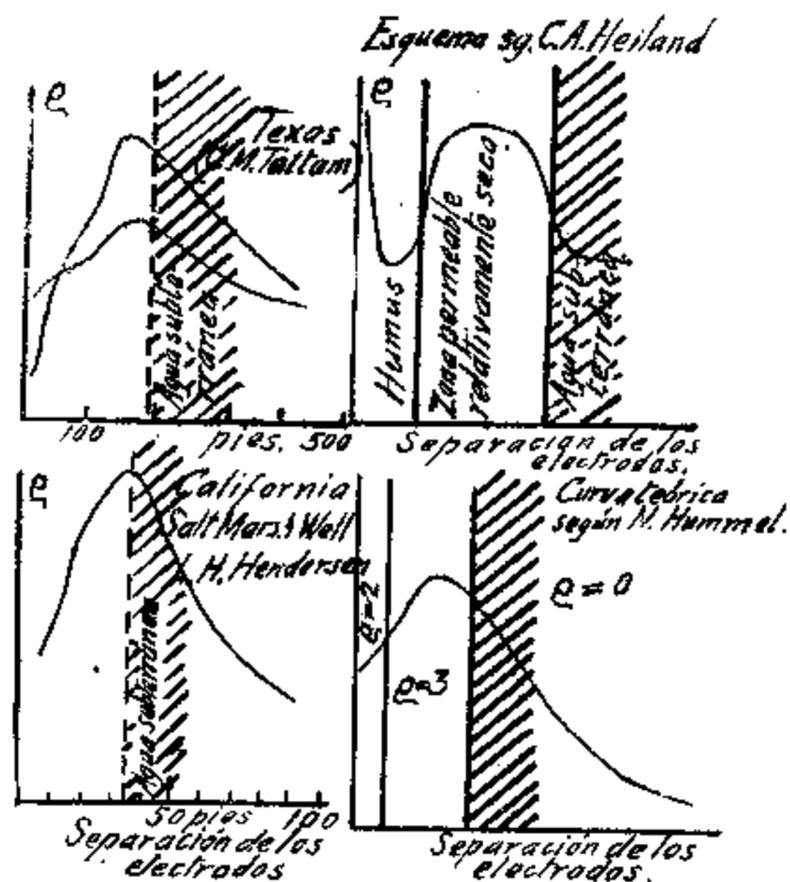


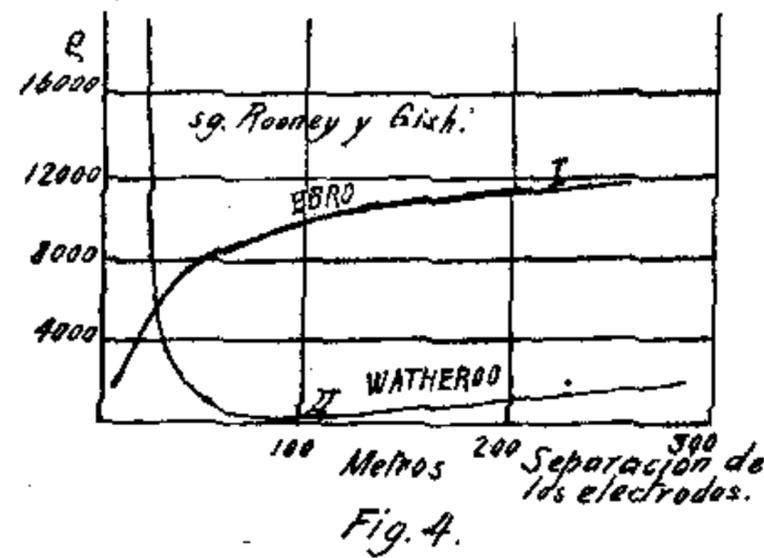
Fig. 3.

Una forma de curva como la de la fig. 5 fué obtenida por Gish y Rooney (2) en sus primeras medidas hechas en College Park, Maryland, cerca de Washington D. C., U. S. A.: descenso de la resistencia aparente desde los altos valores de 70 000, 80 000 Ω , y más a 8000 Ω para la profundidad de 60-90 m. en la superficie de granito bajo las capas del pleistoceno, y después un crecimiento lento a 15.000-20.000 Ω . Aquí el agua subterránea tiene la mayor conductibilidad o contenido en iones como es frecuente cerca del lecho de roca (bed rock) macizo y menos

(1) C. A. Heiland, Terrestrial Magnetism 37, 350. 1932.

(2) A. H. Gish y W. J. Rooney, Terrestrial Magnetism 30, 161. 1925.

permeable, mientras que el agua pura de arriba ofrece mucha resistencia. El granito muestra un aumento escaso y lento de la resistencia aparente. En el Distr. of Columbia, N. W. cerca de Washington, se obtuvieron las mismas curvas. Análogos resultados (como en la fig. 5) se encontraron en las Bradley Hills, Maryland, donde el granito se encuentra ya a los 20 m., sólo que el descenso al principio es más pequeño; hay desplazamiento del mínimo (30000 Ω) a menores separaciones de los electrodos y hay un aumento más fuerte de la resistencia. El mayor valor del mínimo (comparado con el College Park, Washington) corresponde a agua subterránea más pura de las colinas o a una porosidad menor de las rocas. El menor descenso a partir de la superficie señala lo primero.

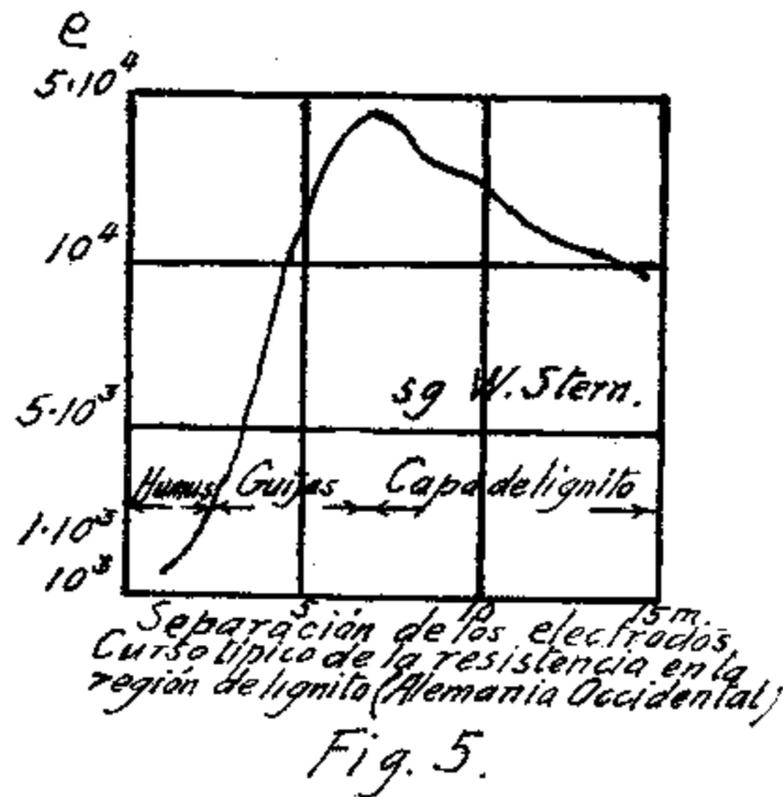


Para un clima medianamente húmedo en un río más grande y donde hay agua subterránea en abundancia a poca profundidad, son características otras curvas muy distintas en forma, como son las obtenidas por Rooney y Gish (1) en el Observatorio del Ebro, Tortosa, en el norte de España (fig. 4. I). Se obtuvieron para la resistencia aparente valores poco cambiantes y crecientes, de 2000 a 4000 Ω hasta los 40 m.; en seguida un rápido crecimiento hasta 10.000 Ω para 100 m., en seguida, un lento crecimiento a 12.000 Ω a los 300 m. Debido a la diferencia de conductibilidad, relativamente escasa, estos valores son exactos al 1%.

(1) W. J. Rooney y O. N. Gish, *Terrestrial Magnetism* 32, 50. 1937.

Los mayores valores de la resistencia correspondieron a los guijarrales cerca de las colinas (agua pura), los menores se obtuvieron en el terreno del valle más desgastado por el cultivo (agua impura, rica en iones).

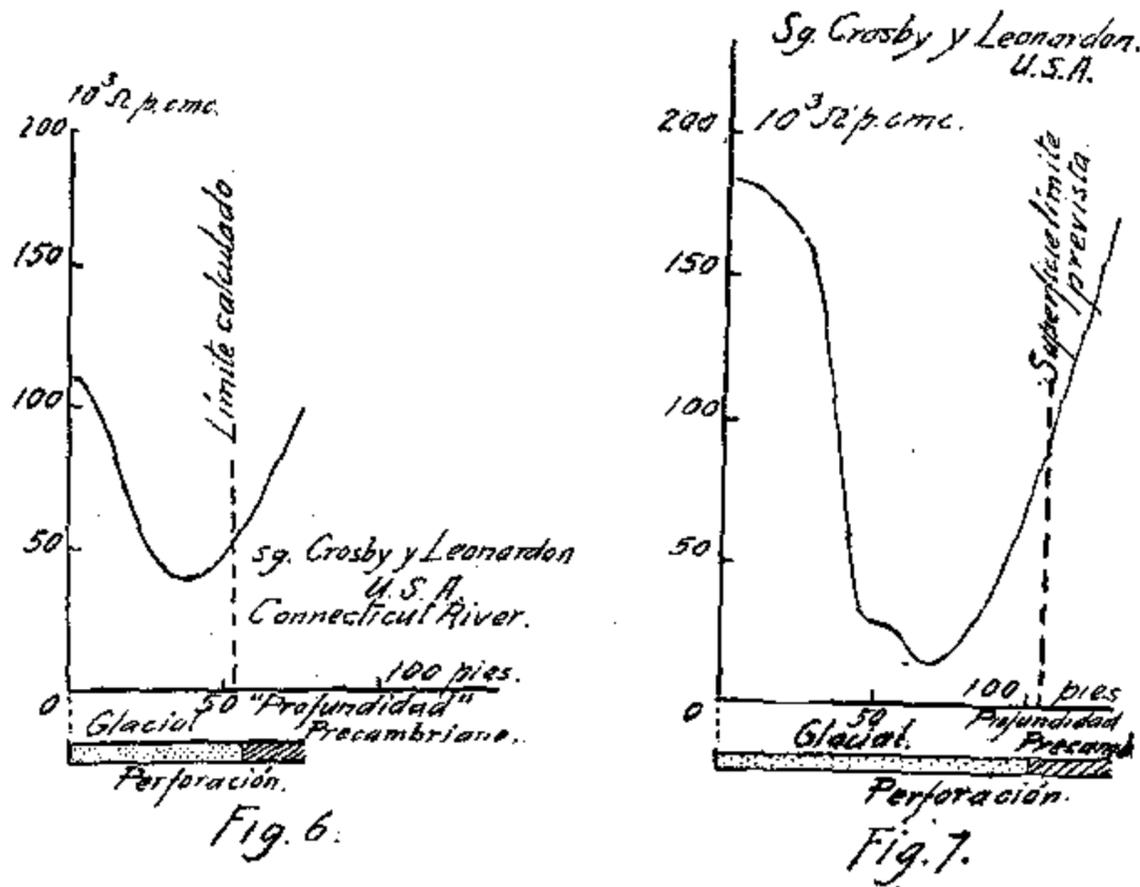
También F. W. Lee obtuvo en diversos lugares por el método de Wenner tipos de curvas que en su primera parte son como en la figura 5: descenso de la curva de resistencia desde grandes valores en la superficie, hasta pequeños valores a profundidades crecientes (hasta 100 piés). Pero la acción de las capas de rocas fué estudiada solamente a grandes profundidades de 100 a 800 piés; por lo tanto, a la influencia del agua subterránea no se le concedió atención especial.



En los campos de lignito, según W. Stern, las curvas ofrecen con frecuencia el siguiente desarrollo (véase la fig. 5), arriba, las capas mejor conductoras, hacia abajo, aumento de la resistencia en guijarrales y pedregales. No se sabe si esto se debe a un desecamiento o con más probabilidad a una mayor pureza del agua en los guijarrales; las condiciones del agua subterránea no llegaron a conocerse. Con la entrada de las

capas de lignito en el campo de las líneas de corriente, la resistencia desciende; allí debe ser el agua más rica en iones.

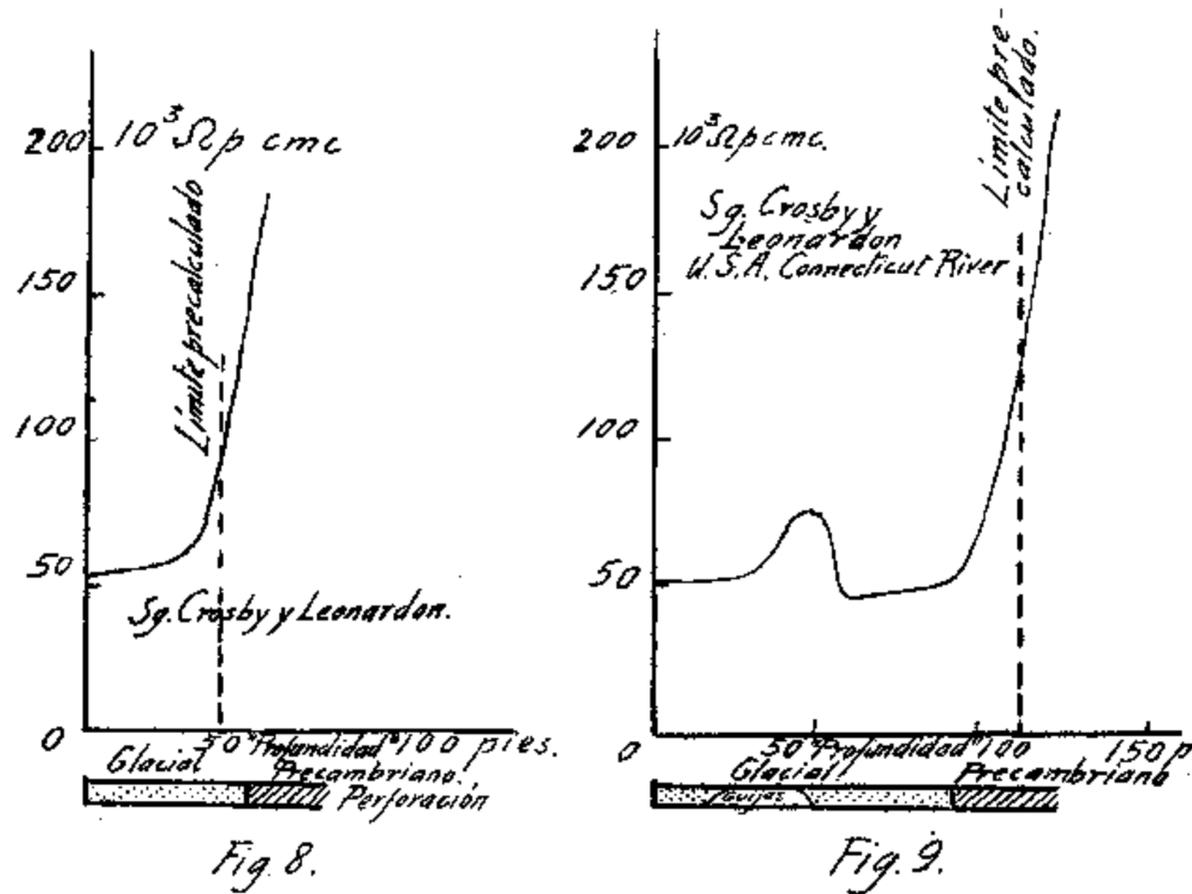
Con el método dado primeramente por M. y C. Schlumberger y denominado procedimiento de un electrodo (pág. 21) (procedimiento de cuatro puntos con un electrodo muy alejado) Irving D. Crosby y E. C. Leonardon (1), de la Schlumberger Electrical Prospecting Co., fijaron la profundidad de las rocas macizas subyacentes a capas friables (en su mayoría fluvio-



glaciales, etc.). Las curvas de la resistencia aparente dadas por ellos (de un dique en el Connecticut River, U. S. A.), se dividen en dos clases por lo que toca a su primera parte, 1. la curva conocida, con depresión inicial, de la resistencia (véanse figs. 6 y 7) en el glacial y 2. la curva con resistencia uniforme a partir de la superficie (figs. 8 y 9.). En 1 y 2 la resistencia

(1) J. B. Crosby and E. C. Leonardon: Electrical Prospecting applied to foundation problems. Techn. Public. 131. El to. Geophys, Prosp. Nr. 7. Fig. 9 y 10. Amer. Instit. Min. and Metall. Engineers, New York, 1928.

crece al final como en todo lugar donde la roca maciza (una roca dura y compacta, pizarra clorítica del precambriano) es alcanzada por una parte considerable de las líneas de corriente. La superficie límite no se encuentra donde la curva empieza su ascensión, porque la profundidad puesta como abscisa se calcula por una fórmula que no ha sido dada, usando la distancia de los electrodos y de una manera notablemente distinta a lo



usual (véase más arriba). Son dignas de atención las subidas secundarias de la resistencia (véanse por ejemplo las figs. 6 y 8) en el terreno diluvial que son de referirse a capas intercalares de arena y guijarros con agua pura y que por lo tanto es mala conductora.

M. K. Hubbert (1) confirmó que el agua útil se hace notar por el aumento de la resistencia. En Illinois, se encuentran

(1) M. King Hubbert, Results of Earth Resistivity Survey in various geological structure in Illinois. Techn Publication Nr. 463. Class. L. Geophys. Prospecting. Nr. 33 Amer. Institute Min, and Metallurgy Engineers. New York, 1932.

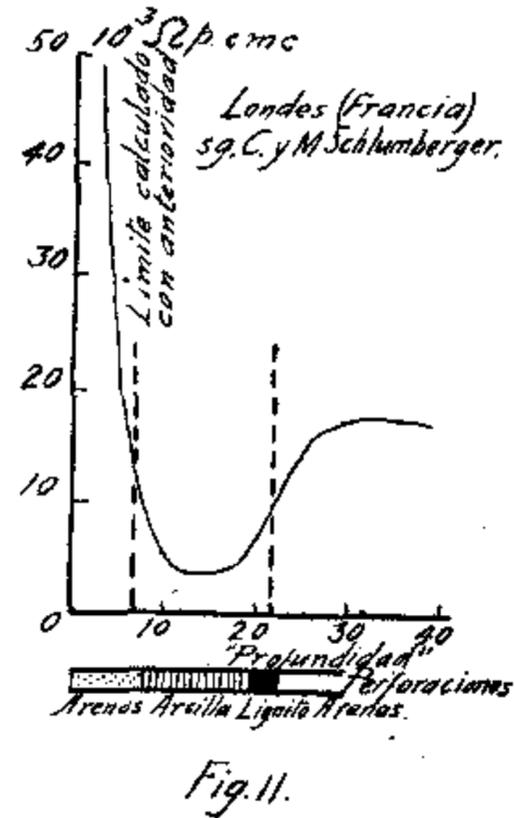
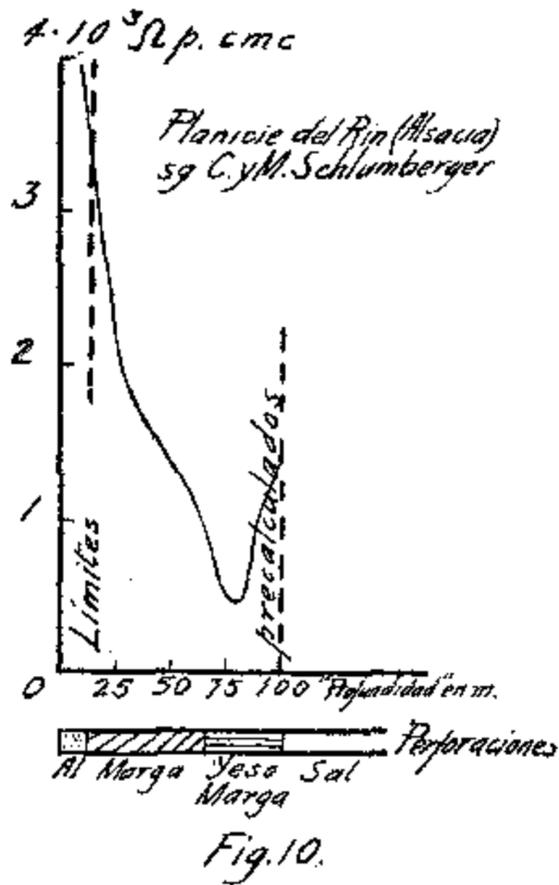
debajo del terreno glacial capas que contienen lignito y que vician el agua subterránea profunda que se encuentra sobre ellas. La superficie superior del agua subterránea se encuentra en el glacial; por lo tanto, este terreno se encuentra saturado de agua abajo. Pero un elevado porcentaje de agua en las arcillas y en las capas finamente porosas del glacial no es útil al hidrólogo, puesto que estas capas intercalares proporcionan agua con suma lentitud y una perforación en ellas queda seca. Como dicen los hidrólogos, esta es agua adherente, "Haftwasser", que se mueve muy poco y que es muy rica en iones que toma del material sólido y que los va despidiendo después por difusión, pero muy lentamente. Por el contrario, las arenas y especialmente los guijarrales dan agua fácilmente por bombeo. Esta es el agua de **infiltración** que se mueve a través del material sólido y que es más pobre en iones que el agua adherente.

Hubbert encontró desde diversos sitios de la superficie del terreno glacial elevadas resistencias inesperadas en la profundidad. Los perfiles y las perforaciones viejas y nuevas muestran sin ambigüedad que allí hay guijarros que llevan agua como se vió en otros diversos casos. Los guijarros tenían 10000-30000 ρ mientras que el terreno glacial normal tenía de 5000-10000 ρ y las últimas pizarras pensilvánicas subyacentes mostraban 4000-7000 ρ .

La explicación para éstas y para las encontradas por Leonardon y Crosby, debe buscarse a mi juicio en que los guijarros ricos en cuarzo y las arenas fácilmente permeables fueron recorridos rápidamente y limpiados por lo tanto de las partículas constitutivas solubles ya poco numerosas al principio. Por el contrario, los otros depósitos contenían muchas sustancias solubles y ionizantes (carbonato de cal, sales de sodio, etc.) y conservaban el agua en espacios capilares estrechos aunque numerosos, de tal manera que tales sustancias ionizantes tampoco pudieron ser alejadas. Por lo tanto, el agua en los guijarrales es mala conductora y buena en las otras capas. Por lo tanto, los lugares con buena agua potable se reconocen allí por la mala conductibilidad. Lo mismo se observa por Fribur-

go. La buena agua potable de pozos se encuentra en los gujarrales de los lugares de alta resistencia.

La influencia del agua subterránea puede quedar enteramente velada a las exploraciones geoelectricas, cuando debajo de las capas de cubierta (aluvial, arena) existen otras capas que son mejores conductoras debido a su mayor contenido en iones (aunque a veces son menos porosas). Ejemplos de esto han sido dados por C. y M. Schlumberger (figs. 9-10). Debajo



de los aluviones de la Alsacia hay arcillas margosas que contienen yeso (marnes gypseuses), cuyo yeso hace que el agua sea buena conductora. Debajo de las arenas de las landas en la Francia meridional, hay arcillas y lignito menos permeables, pero que contienen sulfuros muy inestables y sales (?) solubles. En estos casos de capas subyacentes muy buenas conductoras se dificulta la busca del agua subterránea útil. Entonces hay que trabajar con distancias de electrodos más pequeñas, sólo de unas 0.75-1,0 veces de la máxima profundidad que se estudia, a fin de que no haya perturbaciones procedentes de las capas in-

feriores mejores conductoras. Las acumulaciones de agua pura en los guijarales, etc., se revelan pues, aquí también, por una ascensión de la curva de resistencia.

Las condiciones en las altiplanicies relativamente secas de 3300 m. sobre el mar (66 cm. de precipitación anual, ante todo en enero y febrero), se conocen por las medidas de Rooney y Gish hechas en el Observatorio de Huancayo, Perú. Se encuentra en el amplio valle de la pampa Paccha, recorrida por los ríos y situada entre dos cadenas de montañas. En la superficie se encuentran: pedregales, conglomerados semiaglutinados y arcillas, *calzado todo a gran profundidad por caliza*. Según datos de los autores, no se encontró agua subterránea a pesar de que se hicieron muchas perforaciones. La curva de la resistencia asciende de unos 10000 a 30000 ϵ , correspondiendo las últimas a la profundidad de unos 10-20 m. para descender en seguida lenta y uniformemente a 10.000 ϵ . Si se recurre a otras curvas sin conocimiento de los resultados de las perforaciones, el desarrollo indicará un nivel de agua a 20 m. A la luz de los mencionados resultados obtenidos por Crosby y Leonardon y por H. King, puede aceptarse que el agua subterránea o, con más exactitud, que una fuerte impregnación de agua empieza efectivamente a los 10-20 m. De otra manera no pueden explicarse los bajos valores de la resistencia. El descenso lento, por ej. de 35.000 ϵ a los 20 m. a 30.000 a los 50 m. a 20.000 a los 100 m., a 15.000 a los 150 m. y a 10.000 a los 200 m., indica una impregnación de agua, aumentando el contenido de iones con la profundidad. Estas capas tienen pues agua, pero no la sueltan; es pues agua adherente. La gran diversidad del valor absoluto de la resistencia aparente en diversos puntos y la uniformidad aproximada en el curso de la curva, muestran que estas admisiones deberían ser correctas:

Por ejemplo, de 60.000 ϵ (1 m.) a 102.000^d (5 m.) y más abajo a 35.000 (100 m.) y 8000 (400 m.) o de 30.000 ϵ (1 m.) más arriba a 89.000 (5 m.) y más abajo a 28.000 (100 m.) y a 8000 ϵ (400 m.) o de 2000 (1 m.) a 22.000 ϵ (60 m.), más abajo a 13.000 (200 m.) y 8000 ϵ (400 m.).

La visible dependencia de los valores respecto de la esta-

ción del año (1) se advirtió solamente en la superficie como en otros lugares. En México son muy distintas las condiciones geológicas y climatéricas. Cada región debe estudiarse especialmente tomando como referencia una perforación de la que se haya obtenido agua.

Las experiencias expuestas en conjunto anteriormente, basadas en las medidas hechas en los depósitos fluvio-glaciales sobre rocas poco permeables al agua, enseñan que: **es necesaria una estrecha colaboración entre los geofísicos, los geólogos y los hidrólogos para encontrar puntos de apoyo fidedignos para descubrir geofísicamente lugares apropiados para las perforaciones para agua.** En una o mejor en dos perforaciones acertadas deberá estudiarse primero y con exactitud, la manera cómo se manifiestan en las medidas geofísicas, las condiciones geológicas de las acumulaciones de agua útil de la región de que se trate. Los resultados obtenidos de esta manera serán para muchas regiones tropicales muy distintos a los de las zonas más frías del terreno fluvio-glacial. No son los resultados sino parte de la secuela de las experiencias reseñadas hasta aquí, las que podrán emplearse allá.

A. Lönhberg y W. Stern (2) han emprendido el estudio de la hidrología del Karst. Desde luego se presentan los siguientes problemas. 1.—¿Existe en el Karst una superficie de agua (niveau) subterránea continuada, sensiblemente horizontal y ligeramente inclinada hacia el mar que pueda ser considerada como el límite inferior del agua de inmersión? 2.—¿Existe en el Karst un nivel subterráneo continuado que por causas locales haya sufrido estancamientos, acomodamientos o dobleces? 3.—¿Existen en el Karst en forma de pisos, depósitos de agua subterránea superpuestos y ligados entre sí? 4.—¿Existen en

(1) O. Hecker y el autor, al hacer mediciones en una montaña caliza de los Alpes, encontraron igualmente que la lluvia y la sequía sólo influían en los valores de la cubierta humífera superior. Esto es también explicable, puesto que, prescindiendo de las grietas, la penetración del agua en una roca requiere mucho tiempo.

(2) A. Lönhberg y W. Stern, Z. f. Geophysik (Revista de Geofísica) 8, 283. 1932.

el Karst a un nivel determinado depósitos de agua subterránea o canales cerrados que corren irregularmente? ¿Se encuentra bajo de ellos un manto de agua subterránea uniforme. Para contestar a estas preguntas es apropiada también en el Karst la determinación de la resistencia específica aparente, puesto que el agua recorre la cal por las hendiduras con bastante rapidez y tiene una mala conductibilidad comparada con las hendiduras llenas de agua. Los resultados de las medidas fueron representados en metros (hasta 80 m.) con la "Introducción de la profundidad" en metros. Como "profundidad" se toma una tercera parte de la distancia exterior de los electrodos; por lo tanto, también $h = a$. La resistencia aparente es la abscisa, se encontraba entre 30.000 Ω cm.¹¹ para la cal seca de la montaña y 3000-10.000 Ω para las grietas llenas de agua. C. A. Heiland (Geol. Rundschau, loc. cit. pág. 299) ha hecho notar que la resistencia aparente no puede equipararse a la resistencia verdadera a la "profundidad" de que se trate, la cual se ha aceptado que es igual a la separación de los electrodos. Las diversas zonas impregnadas de agua se destacan definitivamente en calidad. Los autores hacen notar además que: el mismo grado de humedecimiento (y por lo tanto de conductibilidad) a una profundidad determinada puede suministrar diferentes valores de resistencia en dos lugares distintos, cuando las capas superpuestas de la montaña entre ambos puntos posean diversa conductibilidad, porque la resistencia aparente o total se obtiene aditivamente de las resistencias de todas las secciones transversales abarcadas en la forma de una ley determinada de repartición. Las heterogeneidades en sentido horizontal causan perturbaciones cuando la extensión de los yacimientos subterráneos no es grande comparada con la distancia de los electrodos. Con seguridad podría llegarse a la conclusión de que no existe un manto uniforme de agua subterránea cuya elevación y descenso pudiera aclarar el aflujo periódico del mar en la cuenca de Zirknitz. En general, como hacen ver los diagramas, la conductibilidad crece hacia abajo (hasta 5-10 m.) (la resistencia disminuye), y en seguida disminuye lentamente a partir de unos 7-11 m. de profundidad (por tanto, tipo de la fig. 5). Por las solas medidas no puede saberse si los cambios de conductibili-

dad se deben únicamente al humedecimiento variable como lo aceptan Lohberg y Stern, o si depende también de la distinta porosidad o del contenido variable en iones del agua de los poros. A mayores profundidades se llega a presentar una conductibilidad todavía mayor, la que en este caso puede muy bien interpretarse como un manto más rico en agua.

f) El procedimiento de cuatro puntos en un clima seco.

Las mediciones de resistencia para encontrar agua en las estepas y en los desiertos salinos donde las arenas y las capas friables contienen mucha sal común o álcali, encuentran grandes dificultades hasta ahora apenas superadas. En la superficie la resistencia inmediata es muy elevada, de tal manera que muy poca corriente es la que se puede hacer pasar al suelo por medio

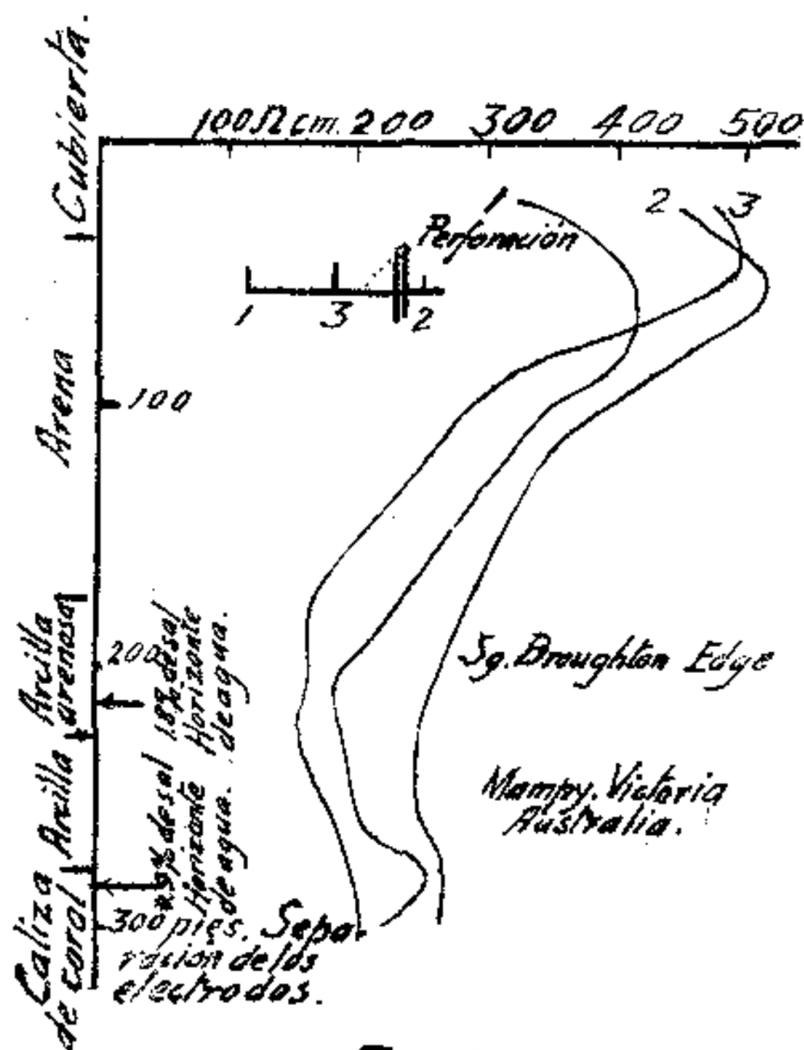


Fig. 12.

de los electrodos de adnección. Inmediatamente después, con el aumento de la distancia de los electrodos y la influencia de la profundidad, la resistencia baja a valores tan pequeños que la diferencia de potencial ramificada es extremadamente pequeña. En este caso, varias fuentes de error modifican los resultados; por ejemplo, con frecuencias muy pequeñas cambian las fluctuaciones en las corrientes terrestres naturales y, con frecuencias y distancias más altas, cambian las acciones inductivas en el equipo y en los aductores. Por medio de un cambio en la frecuencia, se puede extrapolar sobre el valor para la frecuencia cero o lo que es lo mismo, sin inducción. Haciendo abstracción de estas fuentes de error, los resultados obtenidos por A. B. Broughton-Edge (1) en la expedición geofísica llevada a ca-

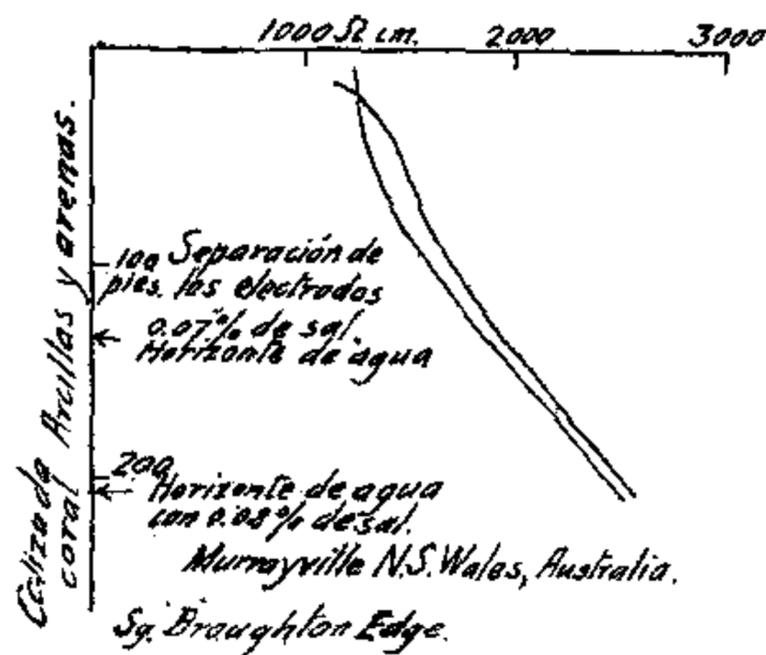


Fig. 13.

bo en Australia, hicieron ver lo siguiente: los horizontes de agua fuertemente salinos se destacan claramente en las curvas como mínimos, fig. 11, por ej. Pero los horizontes de agua que contienen menos iones se destacan menos (véase la fig. 11. segundo horizonte de agua a 285 piés con 0.9% de sal) o no se destacan (fig. 12, horizonte de agua con 0.07 ó 0.08 de sal). La au-

(1) A. B. Broughton Edge y T. H. Laby, Principales and Practice of Geophysical prospecting. Cambridge 1931.

sencia de toda diferencia geoelectrica podría deberse según Broughton-Edge a que la roca estaba saturada de agua por todas partes. Además de esto, los pisos de agua dulce son precisamente de menos espesor y por este motivo no pueden destacarse bien en el cambio de arcillas y arenas. Igualmente el caso de la fig. 11 fué relativamente favorable, por que encima no había nada de agua muy salada. Si hay agua arriba, entonces, apenas se podrá diagnosticar agua abajo; en este caso, sólo puede decidir una perforación. Y tal vez con medidas higrométricas y geotérmicas hechas en la perforación se puedan obtener perspectivas de éxito o no se puedan obtener ningunas perspectivas de la busca de agua. La fig. 13 hace ver cuán poco se destacan los límites de las diversas rocas cuando hay un fuerte contenido de sal en el agua de los poros.

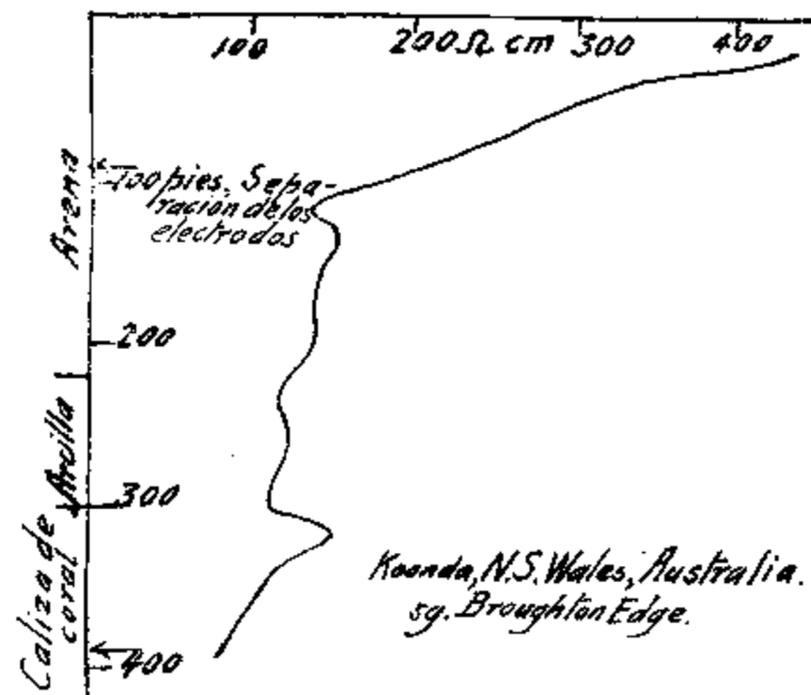


Fig. 14

Para una comarca desértica, salina y arenosa con una precipitación escasa pero bastante regular que tiene lugar en una determinada época del año (16 pulgadas anuales de las que 80% son del invierno), son características las curvas (fig. 15.), obtenidas por Gish y Rooney (1) en Watheroo cerca de Perth,

(1) W. J. Rooney y A. H. Gish. *Terrestrial Magnetism* 32, 50. 1927.

Australia Occidental. Las más veces la cubierta de arena es delgada. No hay corrientes de agua. Sin embargo, hay agua salobre (legías de sal) sobre los sedimentos no examinados bien, que se encuentran abajo de la arena y a poca profundidad (10 hasta 30 m.) En tales regiones áridas, tal vez no sea infructuoso sacar de un pequeño depósito el agua que se ha hecho salada en el transcurso de miles de años, a fin de obtener agua, cada vez más pura, de la que se resume. Arriba se encuentran valores de 500.000 Ω m. más o menos (máx. $\rho = 4.10^6$; mín. 10000; y menores hasta 300 Ω en huecos con agua). A partir de

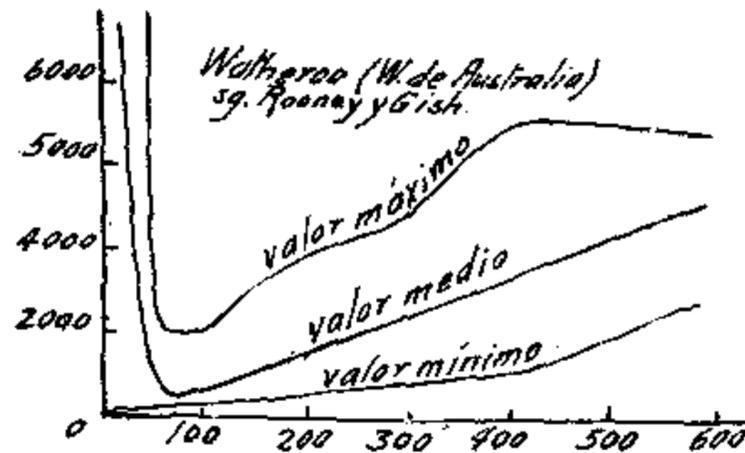


Fig. 15.

3-5 m, la resistencia específica desciende rápidamente a 1000-300 Ω a los 50 m. más o menos; crece en seguida paulatinamente a 3000-6000 Ω en 600 m. Pero como lo hacen notar los autores, estos valores son probablemente demasiado bajos y muy inciertos debido a la resistencia de paso en la superficie. La resistencia aparente observada ρ haría suponer por ej. una roca muy porosa que estaría impregnada de solución salina concentrada. Para estas regiones se adapta mejor el procedimiento de inducción central (pág. 36).

2. Métodos de superficies para la medición de las diferencias de potencial

Para las perforaciones en el terreno glacial y en otros yacimientos, es esencial que haya grandes depósitos de arena y guijarros, los cuales depósitos a veces se encuentran repartidos.

Estos depósitos se destacan geoelectricamente de los yacimientos circundantes como malos conductores. Para esto hay métodos apropiados con los que se puede cubrir una superficie mayor y con los cuales se puede descubrir una heterogeneidad como en las mediciones de la resistencia hechas a lo largo de una línea (1). Puede pensarse en el procedimiento de las líneas equipotenciales de Schlumberger-Bergström o en el de las líneas de corriente integral (Integral de las líneas del campo magnético de las líneas de corriente en la tierra) de Gella-Scheuble (dirección en el plano horizontal y ángulo de inclinación (Kippwinkel) (2).

En esto hay que atender a que: las resistencias aparentes corresponden a profundidades determinadas según la separación entre los electrodos aductores y según la separación entre los puntos en los cuales han de medirse las diferencias de potencial. En la figura de las líneas equipotenciales y de las líneas integrales de corriente se presentan heterogeneidades a profundidades tanto mayores cuanto mayor es la separación entre los electrodos aductores y cuanto más alejada de ellos se encuentre la parte correspondiente de la figura, como fué expuesto en el lugar citado (2). Inversamente, las heterogeneidades a profundidades menores son menos importantes para estas mayores separaciones. La separación entre los electrodos aductores de corriente, separación $2a$, del dipol, se escoge entonces dos veces mayor, más o menos, que la profundidad h hasta la cual se quiere llegar en caso extremo (3); y preferentemente en el espacio exterior de los electrodos sobre la prolongación del eje del dipol, se miden con marco las líneas integrales de corriente

(1) Tal vez no sólo en el subsuelo glacial y en el fluvio-glacial se encuentran repartidos los lugares con corrientes de agua útil y abundante con depósitos pequeños y en superficies no muy extensas. Estos depósitos resaltan las más veces por su mala conductibilidad, ocasionalmente en el terreno aluvial seco, a veces también por su mejor conductibilidad y otras por su isotropía con respecto a la anisotropía del medio.

(2) Esta revista 1, 91. 1930.

(3) Ibidem.

en un cuadrado que empieza sobre el eje del dipol a $1,0 h$ de uno de los electrodos y termina a $2,5 h$ y que en la dirección perpendicular y simétricamente al eje del dipol tiene la misma dimensión de $1,5 h$ (fig. 20).

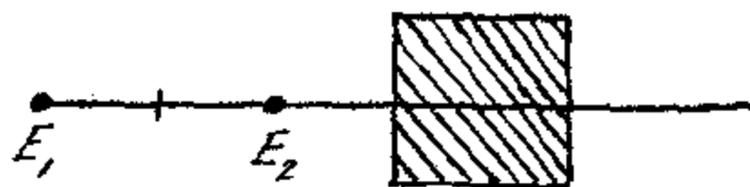


Fig. 16.

Las imprecisiones notables en la posición del marco, son signo de elipticidad de fase. En seguida, o se mide ésta aproximadamente cuando se quiere estimar la conductibilidad del yacimiento perturbador o se pasa a frecuencias más bajas.

Un ejemplo de este procedimiento se lo debo al Sr. N. Gella (Piepmeyer & Co.): En interés de su provisión de aguas, la ciudad de Lüderitzbucht mandó hacer la exploración geofísica de Koichabpfanne (cerca de 50 millas al Este de la ciudad). Este depósito está formado por una capa impermeable rodeada por altas montañas. Sobre esta capa se encuentra otra de arena. El depósito es enteramente plano y seco y sin indicios de agua. La medición de las líneas integrales de corriente hizo ver que sobre la capa impermeable debía haber otra capa conteniendo agua a una profundidad media de 20-30 m. Los límites de la capa provista de agua se fijaron empleando un método inductivo (A. Graf, Beitr. Angew. Geophys. 4, 1, 1933); de esta manera resultó también que el agua debía ser muy salobre.

Las pruebas posteriores hechas por medio de una perforación confirmaron estos datos; a 25 metros de profundidad aproximadamente se obtuvieron 1500 l/min. de agua salada. En lugar de las líneas integrales de corriente podrá elegirse actualmente también el método de las cartas de resistencia de Schlumberger (véase pág. 22) para fijar los límites del agua subterrá-

nea a lo largo de algunas líneas. Este procedimiento tiene la ventaja de poderse situar uno donde quiera sobre la profundidad correcta una vez determinada.

3. Procedimiento de inducción.

Cuando se encuentran en sucesión capas muy malas conductoras, éstas obstruccionan la inducción correcta de la corriente hacia abajo y hay necesidad de emplear un procedimiento de inducción para obtener efectos electromagnéticos debajo de tales capas. En muchos otros casos se tiene que preferir también un procedimiento de inducción en vez de las mediciones de resistencia. Sin embargo, este caso puede presentarse por excepción en la busca de agua, cuando se opera en una comarca muy seca o cuando se requiere alcanzar profundidades mayores de 200-300 m.

Espira circular con determinación cuantitativa de la conductibilidad y de la profundidad (El autor, 1928). El procedimiento se describe pormenorizadamente en otro lugar en teoría y en su aplicación práctica. Con respecto a los procedimientos de resistencia y a los demás procedimientos en que se usan electrodos, este procedimiento tiene la ventaja de que la constitución de la superficie, los obstáculos topográficos notables, las heterogeneidades eléctricas que haya en la proximidad del equipo que sirva para la medición y la buena o mala conductibilidad en la superficie no tienen más que una importancia secundaria.

El procedimiento puede aplicarse en cualquier clima y región, requiere un cálculo sencillo y su exactitud crece con la extensión y la acción a profundidad. Por el contrario, este procedimiento no es recomendable para pequeñas profundidades menores de unos 100 m., puesto que con profundidades y dimensiones de las espiras decrecientes, los efectos resultan menores y sin embargo se requiere el mismo equipo que para alcanzar mayores profundidades. En este caso tienen preferencia necesariamente los métodos de potencial y resistencia. Comparado con el procedimiento inductivo con cable lineal según Lundberg y Sundberg (1925), la ventaja de la espira circular

con medición de la fase de 90° en la parte media, al hacer la compensación de la fase de 0° , consiste en lo siguiente: 1. La dependencia respecto de la estructura topográfica y respecto de la heterogeneidad de la superficie es menor que en los otros procedimientos. 2. Los conductores pueden ser alambres paralelos que, por lo tanto, no tienen influencia alguna en los resultados. 3. La teoría y la experimentación se hallan de conformidad enteramente. 4. La acción de capas horizontales extensas sobre la espira circular es de lo más grande y por lo tanto las pequeñas diferencias de conductibilidad pueden medirse exactamente.

Por el contrario, el método del cable lineal es preferible siempre, cuando hay que hacer exploraciones para buscar a una profundidad pequeña, hasta 300 m. yacimientos de corta extensión y de conductibilidad relativamente elevada o relativamente muy escasa (minerales, petróleo, asfalto).

El procedimiento dado aquí se funda en la completa aun cuando no medida compensación del campo magnético de las fases de 0° y 180° , mientras que sí se mide con exactitud la fase de 90° que se origina por la inducción en el suelo conductor.

La ventaja esencial del procedimiento de la espira circular y de la inducción central radica en la claridad de los resultados y en la fácil valoración analítica de ellos; puesto que el campo magnético de la fase de 90° en el centro de la espira circular horizontal se forma aditivamente del campo magnético de cada una de las cubiertas de capas planas horizontales multiplicado por factores numéricos conocidos, lentamente variables, en tanto que no se presente ningún efecto superficial. Este último se puede examinar sencillamente haciendo una medida para ver si hay proporcionalidad entre el campo de la fase de 90° y la frecuencia. Si no es así entonces se disminuye la frecuencia. Siempre son suficientes 40-50 H; en los más casos pueden usarse 300 H.

Como en la busca de agua tienen que considerarse pequeñas profundidades y por lo tanto frecuencias elevadas, la sensibilidad del amplificador puede ser aumentada por medio de capacidades y resistencias menores.

Al hacer las mediciones de la resistencia aparente se obtiene una suma compleja de agregados en la cual cada faja de capas de igual resistencia contiene no solo uno sino varios sumandos de una serie. Para las fajas de capas que son delgadas comparadas con la separación de los electrodos o más bien con el radio de la espira circular, en el método de resistencia se obtiene el valor medio $\rho \cdot d$ y en la medida de inducción se obtiene el valor medio Kd . En caso necesario, en el método de inducción, puede determinarse el valor de K , variando la frecuencia. En la página 402 del tomo 3, cuad. 4 de esta revista, se da un ejemplo de cómo se complementan ambos métodos y de cómo se calcula la verdadera resistencia de cada una de las capas.

Una capa muy mala conductora aísla en el método de resistencia las capas que se encuentran bajo aquella, pero no es obstáculo en el método de inducción. Por el contrario, una capa muy buena conductora, cuando se usa el último método, estorba con el efecto Skin; pero este se puede contrarrestar disminuyendo la frecuencia. Ambos métodos presuponen que la extensión de las capas es grande en comparación con la mitad de la distancia a que separa los electrodos o con el radio circular R . Para una aproximación tosca, es suficiente la igualdad entre ambas magnitudes. Pero cuando la extensión de una grieta con agua subterránea por ejemplo es menor que R o d , entonces con los dos métodos se obtienen valores que dan resistencias sumamente grandes y profundidades erróneas. Esto debe tenerse en cuenta al usar los métodos, por ejemplo, en la Hidrología del Karst.

De los procedimientos que se fundan exclusivamente en la inducción, se ha empleado también para buscar agua un método de K. Sundberg (1) quien lo dió para minerales. Se determina la dirección de todo el campo magnético ó mejor individualmente el campo de la fase 0-180° y el de la fase 90-270° para una gaza circular a lo largo de una o varias líneas trazadas por el punto medio, tanto en el interior del círculo como fuera de él y se determina también tanto la componente hori-

(1) K. Sundberg, esta revista 1, 333, 1931.

zontal como la vertical. Como con éste método sólo se pueden conocer yacimientos cuando hay una gran conductibilidad, quedan pendientes los mantos extensos, especialmente los de agua salada. Tales mediciones se hacen en conexión con las medidas de las líneas integrales de corriente (véase la pág. 46). Después de esto, sería posible determinar mantos de agua dulce extensos y de gran espesor. De igual manera habría que considerar para esto, el método de las gazaras cuadrangulares de corriente y el de la corriente lineal de Sundberg (1). Pero estos métodos de Sundberg son esencialmente más propios para buscar minerales que para buscar agua dulce. La demostración teórica por medio de series infinitas es posible para el campo primario de la gaza (véase por ejemplo para la gaza circular el artículo de Graf. Beitr angew, Geophys, 4, 201, 1934), pero la fase inducida de 90° y la fase inducida de 180° ya no pueden ser dadas teóricamente con una exactitud cuantitativa en relación con la profundidad y con la diversa conductibilidad de las capas. Por lo demás, se hacen observaciones en varios puntos, pero, para la fijación de la profundidad, se hace necesario aumentar la dimensión de la gaza. Por esto es que a mí me parece, tanto por lo que toca a la teoría como por lo que toca a la experiencia, que el procedimiento central de inducción, dado en el lugar citado, en combinación con el procedimiento de los cuatro puntos (véase pág. 18), es más sencillo y más seguro para buscar mantos de agua extensos, mientras que, para los minerales, es preferible el procedimiento de Sundberg.

V. METODOS ELECTRICOS AUXILIARES DE LA HIDROLOGIA

a) Resistencia de cada capa.

La llamada perforación eléctrica del núcleo (carottage

(1) K. Sundberg, en el lugar citado, pág. 337 y sigs.

electrique) (2) o, con más exactitud, exploración en las paredes de una perforación, de C. y M. Schlumberger, y la medición de la resistencia eléctrica en la proximidad de la pared de la perforación por medio de grandes electrodos cilíndricos dentro del agua cenagosa del pozo, son de poca importancia en las perforaciones para la obtención de agua. La importancia del procedimiento radica más bien en la caracterización eléctrica de ciertas capas por medio de los valores de la resistencia en una región donde se hacen muchas perforaciones profundas con el sistema rotativo (Rotarysystem) y donde el mismo lodo de la perforación no dá indicios seguros de capas (como las perforaciones para petróleo de Venezuela y de Baku).

b) Porosidad de las capas.

La porosidad de las capas, según C. y M. Schlumberger, puede apreciarse midiendo las diferencias naturales de potencial eléctrico entre la superficie (electrodo impolarizable) y los diversos lugares de la perforación por medio de uno de los grandes electrodos cilíndricos impolarizables que sirven también para medir la resistencia. El agua cenagosa pesada penetra en las capas porosas y produce por estenólisis (Stenolyse) una fuerza electromotriz de filtración que es tanto mayor cuanto más porosa es la capa; puede llegar hasta 80 milivoltios. A fin de apreciar el espesor de las capas porosas, durante la perforación y antes de la entubación, se dá un punto de referencia importante para la determinación volumétrica del depósito de agua. E. Claudet (Azerbaijanska Naftianoe Khoziaystvo, Baku 12, Nr. 12, 55-61, 1932, Geophysical Abstracts, Washington, Nr. 49 815, 1933) acepta que se produce una polarización negativa hacia arriba, cuando la concentración salina en la per-

(2) C. y M. Schlumberger, Annales des mines (12) 18, entrega 1930 (carte de resistivité); 2. Congr. Intern. de Prage, París 1929 (Carottage Electr.); Electrical Coring. Techn. Public. Amer. Inst. Min. Met. Engin., New York, Febr. 1932. C. y M. Schlumberger y P. Charrin, Science et Industrie Nr. La technique et industrie du pétrole. Ed. 1932 (Equipo, véase allí pág. 4). Azerbeidjan Oil Industry Nr. 1 Jan. 1932 (traduit par la Soc. Schlumberger). París.

foración es mayor que en la capa perforada. En caso contrario, la polarización es positiva. Las fuerzas electromotrices espontáneas serían tanto mayores cuanto más grandes fueran las diferencias de concentración. Quizás tenga que considerarse que las causas son las diferencias de concentración y la estenosis.

c) Afluencia de agua.

Según C. y M. Schlumberger la determinación de la profundidad de una afluencia de agua salada o de agua dulce en una perforación, se hace por medio de una medición de resistencia (por ej. 2 electrodos fijos en un tonel abierto y aislado separados a una distancia de 1 m., tonel que se introduce en la perforación). La dificultad para la medición eléctrica a profundidades mayores de 100 m. estriba en tener una envoltura aisladora sólida y una fuerza portativa suficiente del cable; esta dificultad crece con la profundidad. Sobre esta cuestión no se encuentran ningunos datos en la literatura. Es necesario un alambre de bronce resistente y una vulcanización gruesa y coherente. Para esto es apropiado el caucho artificial. La Société de prospection électrique (Procédés Schlumberger, París, Rue Fabert 30) tiene sus aparatos especiales.

d) Declive de las capas.

Para las corrientes de agua subterránea se considera únicamente una pequeña inclinación; cuyo conocimiento es sin embargo importante. La inclinación del plano límite inferior de la corriente de agua subterránea debe imprimirse en la curva de la resistencia cuando tal inclinación no es muy pequeña. El caso más sencillo es el de una cubierta isótropa ($\rho_{\parallel} = \rho_{\perp}$, paralela y perpendicularmente a la superficie de la capa) con una base cuya anisotropía puede menospreciarse siempre que $1,4 > \rho_{\parallel} : \rho_{\perp} > 0,7$). La anisotropía de las capas, muy útil para la determinación de la pendiente de ellas, puede superar a la influencia de las otras superficies límites inclinadas

y perturbar, por lo tanto, como lo hicieron notar C. y M. Schlumberger (1). Felizmente las capas subyacentes perjudican mucho menos que las superpuestas al agua subterránea buscada y entre las últimas la anisotropía es muy pequeña, como en los terrenos aluviales, diluviales y en gran parte de los del glacial. Por lo tanto, se puede prescindir de las complicaciones que provienen de que la superficie límite no es paralela a la estratificación de las rocas anisótropas.

La determinación de la falta de simetría central en el comportamiento de las diferencias de potencial de las superficies debida por ejemplo a la superficie límite inclinada sobre la base poco permeable del agua subterránea, puede obtenerse de la descompostura de las curvas equipotenciales, como se obtiene la anisotropía según C. y M. Schlumberger (1). Pero como la inclinación es a menudo ligera, el efecto es muy pequeño y como además estas curvas no son círculos para las capas horizontales isotropas y homogéneas, resulta que el procedimiento de las curvas equipotenciales, muy útil en otros casos, es poco recomendable para esta cuestión especial referente al agua subterránea. Será preferible dar vuelta con uno de los dispositivos de tres o cuatro puntos al rededor del punto medio y medir en cuatro posiciones diferentes a 90° (2). Si se elige un dispositivo de Lee, se requieren solamente 2 posiciones a 90° . Se supone, naturalmente que no hay ninguna heterogeneidad notable que perjudique en la dirección horizontal. Si tal cosa es probable, no queda más que medir en distintos lugares y tomar la media. En el método de Lee, la inclinación se obtiene sencillamente de las profundidades, calculadas según las fórmulas dadas (véanse págs. 13 y 14), pegando tiras de madera, de la longitud correspondiente y conforme al modelo, sobre una hoja de cartón. O por un procedimiento de cálculo conocido o por

(1) C. y M. Schlumberger, Etude sur la prospection électrique du sous sol. Paris 1920 (2. ed., 1930), Chap. 5. Comptes rendues de l'Acad. franc. 190, 1064. 1930.

(2) J. Koenissberger, estas Contribuciones 1. 83. 1930.

medio de tablas (1). No llegó a saberse la magnitud del ángulo que puede llegarse a conocer de esta manera.

e) Seguimiento de las aguas que se hallan en las grietas.

El seguimiento de las aguas que se encuentran en las grietas, los llamados veneros (2), se ha emprendido varias veces por medios geofísicos, lo mismo que el seguimiento de las afluencias y derrames estrechamente limitados. Sin embargo, las sociedades apenas si han publicado algo acerca de esto.

En la mayoría de los procedimientos se introduce un electrodo en un lugar accesible, dentro de la corriente o de la masa de agua cuyas ramificaciones tapadas y desconocidas se trata de seguir. El otro electrodo se coloca a una distancia relativamente grande y en la dirección en que se supone que va la corriente. Se ofrecen los caminos siguientes:

1.—Se sigue el curso de las líneas equipotenciales. Estas se ensanchan en la dirección de la corriente del agua cuando el subsuelo es bastante seco. Sin embargo, hay que considerar que la conductibilidad del agua de manantial pura es pequeña. El escurrimiento del agua, su velocidad y el signo (\pm) no son perceptibles geoelectricamente como es de suponerse.

2.—La deformación de las líneas integrales de corriente y la variación del ángulo vertical respecto de su valor normal (3) se miden con mareos. La firma Piepmeyer & Co., de Cassel siguió en un largo tramo el curso de las aguas del Karst a par-

(1) Z. B. J. B. Mertie, Graphic and mechanical computation of thickness of strata and Distance to a Stratum. *US. Geol. Survey Prof. Paper*, 129-C, 1922.

(2) En las regiones planas de clima húmedo, los veneros son menos conocidos que los depósitos subterráneos de agua. Las más veces, los lechos de los nacimientos son amplios. Los veneros ocultos se encuentran en las comarcas con lomas y cerros y en los límites de las grandes planicies aluviales de clima húmedo. En clima seco las grietas, que llevan una corriente de agua subterránea debajo de lechos secos de ríos o que llevan agua artesiiana, corren en la roca maciza.

(3) Estas contribuciones 1, 107. 1930.

tir de un manantial cercano al mar en una comarca del Karst, aguas que más abajo brotaban como manantial. Las indicaciones alcanzaron hasta 4 kilómetros. Sin embargo, no se hizo ninguna perforación porque la opinión geológica no era favorable. Al hacer las mediciones, el segundo electrodo fué trasladado a 2-3 kilómetros del manantial. Debido a considerables dificultades de la región, no se pudo explorar toda la comarca. A la investigación se opusieron dificultades especiales porque se tuvo que medir una comarca cruzada por tuberías y cables. En otro lugar de la región del Karst, a unos 15 kilómetros de la costa se notó la afluencia que alimentaba un manantial a más de 500 metros arriba y a casi un kilómetro de distancia en los ángulos de inclinación. La profundidad de esta corriente de agua se estimó, para la mitad inferior, en unos 10-20 m. debajo de la superficie. Mediciones sistemáticas de resistencia, por el método de los cuatro puntos, habrían dado complementos útiles en ambos casos, y habrían aumentado la seguridad de los datos. Sin embargo, al procedimiento se oponen algunas dificultades, cuando el agua es muy pura y fría, puesto que, entonces, su resistencia no es definitivamente menor que la de la caliza húmeda circundante.

VI. LAS ONDAS ELECTRICAS EN HIDROLOGIA

H. Loewy y G. Leimbach (1) llamaron la atención en 1912 sobre la posibilidad de emplear las ondas eléctricas para localizar una superficie de agua subterránea. Las primeras pruebas trataron de localizar los veneros, etc., que iban a dar a las minas, constituyendo métodos que fueron completados más tarde debido a su gran importancia práctica. Pero esto no pertenece a la cuestión que aquí se trata.

La primera aplicación de las ondas eléctricas para localizar agua en una comarca apropiada, pudo hacerla H. Kröncke quien viajó por el Africa Sudoccidental alemana como colaborador en la Sociedad fundada por G. Leimbach y H. Loewy pa-

(1) H. Loewy y G. Leimbach, *Physikal Z.* (Revista de Física) 13, 397. 1912. La primera publicación aparece en *Physikal Z.* 11, 697. 1910.

ra la exploración del interior de la tierra. A propuesta de Leimbach, para la determinación de la profundidad cuando hay una superficie de separación bien definida, se empleó el método de interferencia, en el cual se ponen juntos el transmisor y el receptor. La superficie del agua subterránea refleja las ondas. Haciendo una elección apropiada de la longitud de onda, se obtiene para los múltiplos de $\frac{\lambda}{4}$ ya una máxima o ya una mínima de la intensidad de la corriente en la antena, lo cual se precisa con un amperómetro sensible. Kröncke determinó de esta manera en un lugar la profundidad de la superficie reflectora del agua a 75 m.; por la perforación se encontró el agua a 73 metros, pero no fluyó mucha. En esa ocasión no fué posible distinguir las sales húmedas (sulfato de magnesia, sal común) en las arenas y el agua alcalina, del agua potable útil. Desde entonces se propuso la siguiente prueba para diferenciar el agua potable y las lejías. El plano de polarización de una onda eléctrica polarizada y dirigida u orientada, gira por reflexión en la cara de un cuerpo, en relación con su conductibilidad eléctrica, como lo prevé la óptica teórica de las substancias absorbentes. Con las modernas antenas de cuadro, se puede determinar dicha giración y con ella la conductibilidad. No se sabe si fué empleada en la práctica esta proposición hecha más tarde por la sociedad por acciones "Erda" de Gotinga y citada por Kröncke.

Donde el contenido de agua en el suelo aumenta paulatinamente y por lo tanto no puede haber ninguna fuerte reflexión, Kröncke midió la capacidad (y el amortiguamiento) de la antena tendida sobre el suelo. Cuanto mayores son ambas, tanto más cerca existe un conductor y tanto más rápidamente crece la conductibilidad con la profundidad.

La capacidad y con ella la longitud de la onda disminuían siempre que el nivel del agua se hallaba más profundo. En el vértice de una cúpula, la longitud de la onda, para la misma antena y el mismo dispositivo, era menor que al pie de la cúpula y menor cerca de un pozo que lejos de él. (1).

(1) H. Loewy, Physikal. Z. 20, 416. 1919. (Noticia acerca de las mediciones hechas por H. Kröncke).

J. Popper y H. Loewy (1), E. Albery (2), W. Klemperer y H. Loewy (3) y H. Loewy (4) han publicado proposiciones para la exploración, con ondas, de las partes áridas de la tierra, desde grandes alturas en el aire con fundamentación detallada.

Para ésto se emplea, ante todo, el método de capacidad. Se recibe una acción global de la constante dieléctrica de las capas secas y medio secas y de la reflexión en el agua o en las lejías profundas. Este procedimiento deberá combinarse con otros para determinar la presencia del agua útil en las regiones áridas para poder observar así solamente el manto superior de agua.

W. Stern (5) dió otro procedimiento de capacidad al cual se oponen también las mismas dificultades expuestas y por medio de él fijó el espesor del hielo aislador en el ventisquero de Vernagtferner, esto es, fijó el agua flúida debajo del hielo para una distancia constante de los exploradores.

J. Weiss (6) y el autor modelaron un receptor eléctrico para localizar el agua a través de paredes secas.

En el campo se mantienen constantes el sitio, la longitud de la antena y la distancia a la superficie reflectora, cuando se

(1) J. Popper Lynceus y H. Loewy, *Physikal. Z.* 20, 433, 1919.

(2) E. Albery, W. Klemperer y H. Loewy. Un método electrodinámico para la investigación terrestre. *Physikal. Z.* 25, 644, 1925. (Pruebas de antena con avión y globo).

(3) H. Loewy (Con prólogo de R. von Mises). La investigación electrodinámica del interior terrestre y la aviación. Viena 1920. Librería Universal y Casa Editorial de Manz. 36 págs. (Con muchos datos climatológicos, hidrológicos y geográficos muy valiosos de toda la tierra y literatura).

(4) H. Loewy. Medición de la distancia al suelo desde un avión por medio del método de capacidad. *Physikal. Z.* 26, 646, 1925. (La armadura metálica del aeroplano o avión se usa como capacidad y ésta se mide por medio de un nuevo método exacto llamado "Abreissmethode").

(5) W. Stern, *Z. f. Geophysik* (Revista de Geofísica) 7, 166, 1931 y *Gerlands Beitrage* (Las Contribuciones de Gerland) 23, 292, 1929.

(6) *Estas Contribuciones* 1, 70, 1930.

opera con el método de un cuarto de onda. En el laboratorio y para el cálculo es más sencillo tomar una distancia variable, lo que produce efectos semejantes pero no idénticos.

Los fundamentos teóricos y la demostración experimental de este último caso se deben a J. N. Hummel (1), quien determinó la forma de la máxima y de la mínima adoptando una conductibilidad muy grande de la superficie reflectora. Las amplitudes decrecen; las distancias entre las máximas (y las mínimas) no son con toda exactitud, pero con la suficiente ($\pm 10\%$), iguales a $\frac{\lambda}{4}$. No se empieza para el efecto con la primera máxima, sino con la primera mínima, y, por lo tanto, con 0.45λ aproximadamente. En la práctica debe tenerse en cuenta que la longitud de onda varía con la constante dieléctrica ϵ de la capa superpuesta al agua. Esta ϵ debiera ser notablemente mayor para muchas arenas secas llamadas del desierto que se encuentran sobre el agua, mayor que para la arena limpia de laboratorio. Por esta razón, ϵ debería determinarse para la comarca de que se trate por medio de pruebas especiales, como por ejemplo, con placas metálicas enterradas.

Hummel ha procedido con ondas de 1, 1 m. y placas de aluminio de 2 m², por 0.2 m m. de espesor separadas de 0, 1 hasta 1,3 m. La concordancia entre la teoría y la experimentación resultó muy bien. En cambio, una artesa de vidrio de 30×22 cm². con agua del acueducto era muy pequeña para dar algún efecto; el dispositivo no era suficientemente sensible para esto.

A. Petrowzky (2) hizo extensos experimentos en el campo con ondas eléctricas. Las pruebas se extienden a la localización de minerales. No se tratará aquí esta cuestión propuesta primeramente por Trüstedt. Petrowsky ha medido la per-

(1) J. N. Hummel Z. f. Geophysik 5, 104, 1929. Allí se dan también datos detallados de literatura.

(2) A. Petrowsky, Bull. Inst. Pract. Geophysics. Leningrad 1925, pág. 135 (en ruso); en seguida, Teoría del método de un cuarto de onda (return method), ibid. (en ruso) 1926, págs. 143-176. Síntesis (en alemán) de los resultados teóricos y experimentales. Noticia detallada; en esta Revista 3. 149. 1933.

meabilidad o el coeficiente de absorción de muy pocas rocas porosas, lo que es muy importante para la exploración de agua (pórfido de cuarzo, Tshiragi Dzor, Transcaucasia, región seca con cerca de 240 m. m. de precipitación), α era \approx 0.066 poco más o menos para $\lambda = 235$ m.; $\alpha = 0.117$ para $\lambda = 109$; $\alpha = 0.277$ m. para $\lambda = 55$ m. En serpentina gruesa en la mina de Schitow cerca de Neuwinsk (con unos 500 m. m. de precipitación) se pudo trabajar enteramente bien con ondas de 60 m. (en el aire).

Una publicación del Bureau of Mines de L. C. Ilsley, H. B. Freeman y D. H. Zellers (1) acerca de unas pruebas hechas en Indianópolis, Indiana, E. U. A., indica que en un clima semi-húmedo las ondas eléctricas atraviesan las capas superiores de las rocas en tan poca cantidad que no hay perspectivas de éxito ni con mediciones de interferencia ni con mediciones de capacidad.

Otros experimentos hechos en colaboración por la Geological Survey of Canada y la Bureau of Mines en 1929 en una región exenta de perturbaciones, indican que las condiciones no son favorables en la caliza húmeda normal ($\epsilon = 8$) en un clima análogo (Mammoth Cave, Kentucky, U. S. A.) en cuevas, donde no hay conductores metálicos. Para ondas de $\lambda = 30$ m., el debilitamiento es por cada 100 m. de roca $1:10^7$; para $\lambda = 3000$ m. $\approx 1:7,4$; sólo para $\lambda = 20000$ m. ($1,5 \cdot 10^4$ por seg.) el debilitamiento es tan pequeño, $\approx 1:2.15$, que podía pensarse (2) en pruebas de interferencias y de capacidad. Las rocas porosas de más espesor y de menor densidad son naturalmente menos favorables. Los múltiples ensayos de aplicación de las ondas eléctricas para buscar agua y tesoros naturales ofrecen pocas perspectivas de que se logren resultados prácticos. Las longitudes de ondas usadas hasta hoy en la busca de agua potable han sido inadecuadas.

(1) L. C. Ilsley, H. B. Freeman y D. N. Zellers, Experiment in Underground Communication through earth strata. Dep. of Commerce, Bureau of Mines. Techn. Paper 433. Washington, 1928.

(2) Geological Survey of Canada. Memoir 165. Ottawa 1931. Studies of Geophysical methods 1928 y 1929. Véase "Rundschau" (Editorial) en estas contribuciones o informes 3, 1932.

VII. OTROS METODOS AUXILIARES

En una comarca con lomas y cerros, cuando se alternan a la vista las rocas permeables e impermeables, no necesita el geólogo de la ayuda del geofísico. Aún entonces pueden presentarse cuestiones propias para el geofísico, como por ej. cuando se quiere determinar aproximadamente la posición de la superficie del agua subterránea que no siempre es horizontal y la magnitud del yacimiento.

En la montaña, al borde de ella y donde falta una cubierta sólida al subsuelo, por ej. en las rocas macizas y poco permeables de la montaña primitiva, hay grietas a menudo decisivas para la provisión de aguas y especialmente también para manantiales medicinales. Dichos manantiales en las grietas se presentan también debajo del terreno aluvial y del glacial; pero su significación para la provisión de agua las más veces es menor que la del agua subterránea en la cual se mezclan las aguas ascendentes y descendentes. El agua ascendente puede contener agua de origen exterior y agua que proviene del Magma (*vadoses und juveniles Wasser*). Pero puede suceder también que haya poca agua subterránea y que el agua de las fisuras se disemine y se pierda debajo de la cubierta. Entonces la localización de las fisuras constituye una tarea importante. La localización de las fisuras secas y de las fallas puede ser de importancia en la provisión de aguas; por ej. cuando con una cortina se forma un depósito artificial para almacenar agua potable. En tal caso hay que saber el lugar donde se encuentran las fallas para eludir las y taparlas.

a) Para localizar las fallas en las que colindan capas distintas petrográficamente o por su inclinación, se adaptan como es sabido muchos métodos geofísicos que se eligen según las diferencias que presentan las capas (Geoeléctrica, balanza de torsión, Sísmica, Magnetismo). La localización de fallas es un asunto afortunadamente muy tratado en la literatura y del cual no es necesario ocuparse aquí pormenorizadamente. Para localizar en regiones extensas las fallas acuíferas, hay que recurrir a un método geoeléctrico de superficies (líneas equipotenciales

o líneas integrales de corriente). Simples grietas o fisuras en la roca poco profundas no pueden producir efectos radioactivos notables. En el caso de que lleven agua se pueden encontrar geoelectricamente. Esto sería por ejemplo el caso en los granitos de la costa Sueca, donde el agua dulce de las grietas que hay en el granito fluye subterráneamente al mar, lo que es de significación práctica, pero la poca conductibilidad del agua buena hace la cuestión muy difícil para el geofísico. Para esto suelen obtenerse ocasionalmente algunos resultados con la varita mágica, esto es, con la tensión de una sensibilidad desconocida y de una naturaleza aún no investigada. Las zonas muy removidas y quebradas muestran a menudo una porosidad y una permeabilidad mayores y por tanto una resistencia eléctrica menor. Por esta razón se destacan dichas zonas cuando se forma una carta de ellas con las resistencias a la manera de Schlumberger con curvas de igual resistencia (Widerstandsisonten). Entonces se ven penetraciones, etc., en las isontas, con las cuales M. Lugeon y C. Schlumberger (1) describen (2) un ej. muy ilustrativo en la presa de Sarrans (dep. l'Aveyron, Francia).

b) Para encontrar el lugar de las fallas y de las fisuras profundas debajo de una cubierta no muy gruesa (hasta 50 m.) se adapta a menudo muy bien la medida de la ionización del aire producido por las sustancias radioactivas de la superficie curvadas en las fallas, medida que por primera vez empleó y desarrolló R. Ambronn (3). Más datos acerca de esto se encuentran en la reseña de J. N. Hummel (4). El método de in-

(1) M. Lugeon et C. Schlumberger, Le Génie civil 6. Aug. 1932. París.

(2) E. Link y R. Schober. Das Gas-u, Wasserfach (Aerodinámica e hidráulica) periódico para la iluminación por gas y para la provisión de aguas 69, 225 (20 de marzo. cuad. 12) 1926. Munich. R. Oldenburg.

(3) R. Ambronn, Anuario de la Sociedad de Halle (3a. entrega 244 y sigs. 1921).

(4) La reseña sintética de J. N. Hummel, Biblioteca manual de física experimental 519, 1930, contiene la bibliografía hasta 1930, a la cual se remite.

vestigación ha sido perfeccionado por R. Ambronn, E. Lorensen y A. Lomakin y especialmente por Ferd. Müller (1). El autor ha discutido las posibilidades de cálculo que se hallan en conexión con ésto. Como de las fallas o dislocaciones salen a menudo manantiales, estos métodos pueden ser útiles cuando se quiere captar directamente el agua ascendente embozada y mezclada con agua subterránea. Fallas acuíferas en las salinas, peligrosas para las minas, fueron localizadas por el autor por medio de medidas de ionización y de resistencia. Fr. Breyer (2) estudió la influencia de la porosidad de las capas, de las emanaciones del suelo, etc. G. v. D. Borne (1905) y más tarde F. Behounek, G. Piggot, W. Vernadsky y los investigadores del instituto de Leningrado (3) han estudiado la influencia que tiene la radioactividad de las rocas sobre la radioactividad del agua circulante. W. Salomon (4) Calvi ha discutido pormenorizadamente esta dependencia a base de muchas mediciones precisas hechas por E. Ebler y A. Becker durante y después de la perforación de las fuentes termales de Heidelberg y de sus contornos. J. Splichal (5) encontró en Příbram que una dislocación en el granito manifestaba una actividad mejor que la que tenía la roca para ambos lados, que la de las fisuras de los pizarrales era mayor y que una dislocación entre el granito y la pizarra tenía un valor medio. Estas dislocaciones y fisuras carecían de manantiales.

L. N. Bogoiavlensky y con él A. A. Lomakin han medido sólo la fuerte radiación de las substancias radioactivas en vez de medir el aire ionizado por las radiaciones radioactivas y re-

(1) Ferd. Müller, Z. f. Geophysik 7, 241, 1931. (segunda memoria).

(2) Fr. Breyer, esta revista 1, 373, 1931.

(3) Véase W. J. Vernadsky. Geoquímica. Ipzg. Sinopsis por E. Kordes, 1930, pág. 256 y sigs. y bibliografía.

(4) W. Salomón, Memorias de la Academia de Heidelberg. Wiss. Math. nat. Kl. Memoria 14, 1927.

(5) J. Splichal, Bull. Intern. Acad. Bohême Prague, 16 Mai, 1930. y C. R. Acad. franc. París 190, 1172, 1930.

presentaron los resultados por medio de líneas de nivel radiométricas.

c) La geotermia se encuentra en relación estrecha con la hidrología. Es conocido el descenso de la temperatura en los túneles y en las minas producido por el agua que les llega de las partes altas en comparación con los valores normales (1) que se obtendrían de los gradientes geotérmicos correspondientes a la forma de la superficie y a la conductibilidad de las rocas. Por el contrario, los manantiales que provienen de abajo elevan la temperatura de la roca (1). El agua artesiana circulante también influye en la temperatura de la roca; por esto es que hay cavidades que con frecuencia tienen una temperatura menor que la que les corresponde por su profundidad. F. Kerner-Marilaun (2) ha explicado la significación que tienen las temperaturas de los manantiales y la significación de las condiciones geológicas locales. La temperatura de un manantial puede dar puntos de referencia para juzgar del lugar de origen, muy alejado, del agua (por ej. fuentes termales de Ragaz (3) Suiza, y Crosny, Cáucaso). El desalojamiento del curso de los manantiales en el interior de las montañas, puede deducirse (4) también del cambio de temperatura.

d) El Geofón (5), instrumento para oír y para amplificar

(1) Así es en el túnel de Gotardo, Simplón, Grenchenberg Hauenstein. En la memoria de Van Orstrand se encuentra bibliografía (Esta revista 3, cuad. 3, pág. 261, 1933) y bases acerca de la Geotermia.

(2) Z. B. F. Kerner-Marilaun, anisotermia en los horizontes de los manantiales. Reseñas de las sesiones de la Academia de Ciencias de Viena. Math. Nat. Kl. I, 141, 245. 1932.

(3) A. Heim, fuentes termales de Ragaz, Pfäfers.

(4) M. Lugeon. Les sources thermales de Loèche les Bains. Contribuciones. Carta de Suiza N. S. 38, Berna 1912, pág. 29.

(5) C. A. Heiland da instrucciones y otras referencias acerca del instrumento en un artículo reciente con datos bibliográficos en las Transactions of the American Institut of Mining and Metallurgical Engineers. Geophysical Prospecting, New York, 1932, págs. 236-244. En la discusión se hace referencia a la importancia del instrumento para la exploración de fracturas y fugas en los acueductos. O. Meisser y H. Martín reseñan ligeramente el empleo de un micrófono electro-magnético. Z. f. Geophysik 2, 269, 1926.

los ruidos de la tierra, se toma en consideración cuando la corriente de agua subterránea es muy fuerte o cuando lleva aire, de tal manera que se producen ruidos, esto es, en las regiones montañosas y en el Karst. A profundidades pequeñas hasta de 30 m. se puede seguir a veces hasta unos 100 m. con un geofón sensible en una región tranquila, el curso de un manantial no muy débil.

e) A las cuestiones relacionadas con la varita mágica no se les dá cabida aquí, donde sólo se hace referencia a los fenómenos físicos y no a los fisiológicos.

f) A los instrumentos físicos pertenecen los Mansfield's Patent Automatic Water and Oil Finders, por la razón de que sus desviaciones pueden ser leídas en concordancia objetiva por cualquier observador. (Empresa para perforaciones W. Mansfield & Co., Liverpool). Hasta ahora no sé que se haya hecho un examen de este aparato por la Imperial Geophysical Survey de Inglaterra. El articulista no conoce publicaciones acerca de los resultados numéricos ni diagramas. Los aparatos Mansfield se fundan en un dispositivo del abate Fortin (Dep. de Loira, Francia) (1), que reacciona a las perturbaciones meteorológicas y con el cual el Ing. Adolfo Schmidt (2) (Berna, Suiza) formó después un aparato. Según Schmidt, sobre el agua se pone a oscilar un sistema que consta de una aguja de acero ligeramente imantada y que está conectado con una bobina abierta y aislada hecha de alambre acerado ($d = 0.3$ m. m., 5000 vueltas). El sistema debe estar bien protegido contra la temperatura y las corrientes de aire. No es fácil comprender el fundamento geofísico del mencionado comportamiento, pero sería más ventajoso cruzar a 45 y 90° la bobina y la aguja y elegir un núcleo de hierro con alambre de cobre. Las observaciones, hechas por el autor, de las variaciones magnéticas con audífono de bobina, amplificador y audión, sobre agua subterránea quieta, no mostraron que las variaciones fueran

(1) En Ing. E. K. Müller, Zürich, ha podido confirmar, según dice, las observaciones de Fortin; véanse más detalles en Geolog. Rundschau 14, 167. 1923.

(2) Patente nacional alemana, 174857, Kl 42, 1. 1906.

fuertes. El inventor ha limitado más tarde la acción del dispositivo al agua corriente natural y subterránea y ha dado como causa las oscilaciones de las corrientes terrestres. Las observaciones deben hacerse cuando haga buen tiempo y no haya viento y en terreno seco. El aparato no funciona sobre manantiales brotantes ni sobre tuberías.

Con respecto a las referencias y aparatos que siempre surgen y con los que por procedimientos carentes de fundamentos físicos claros, se asegura que se resuelven fácil y rápidamente los problemas que se desean dilucidar, es de aconsejarse la mayor precaución, pues las más veces se trata de especulaciones cómodas y místicas.

g) Métodos auxiliares en clima seco. En 1928 el autor propuso, para encontrar agua en climas secos, determinar la humedad relativa del aire en el suelo de una manera análoga a cuando se mide la radioactividad. Con un taladro sencillo para el suelo, se pueden perforar agujeros hasta de 3 m. en la arena suelta. Se encaja después un tubo delgado de acero con perforaciones, como en los pozos abisinios, con el fin de evitar los derrumbes. Se introduce en el tubo un pequeño higroscopio registrador, se tapa el tubo y después de algún tiempo se saca el higroscopio. Deben tenerse en cuenta también consideraciones análogas a las que se hicieron para la emanación radioactiva. En los climas secos, el aire contenido en el suelo se encuentra ya saturado de vapor de agua a unos dos metros de profundidad aproximadamente, pero no sucede lo mismo en las regiones áridas enteramente desiertas. Por lo tanto, la cantidad de humedad relativa, podría dar en estas últimas una medida del agua subterránea existente y de su aumento con la profundidad y también de la proximidad de la misma. Es de esperarse que exista aquí una diferencia entre los terrenos y aguas saladas y alcalinas y el agua dulce. Encima de los primeros la presión del vapor es mucho menor que encima del agua pura (Beitr, Angew. Geophys. 3, 531, 1933). **Todayía no se dispone de pruebas hechas.**