

PRESENTACIÓN



02 SEP 2005

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS
HEMEROTECA LATINOAMERICANA

77212

Geólogos, geofísicos, petroleros y técnicos trabajando en la exploración y explotación de petróleo, gas o agua están constantemente poniendo a prueba sus conocimientos, experiencia, creatividad y poder de reflexión para descubrir nuevas herramientas y métodos. La nueva información que se puede extraer sobre la naturaleza depende de los resultados de la investigación, de la actualización de las herramientas y el desarrollo tecnológico.

La información geológica, en general, y sobre los procesos hidrogeológicos aportados por una perforación es muy importante; esta incrementa su valor si se complementa con mediciones de registros geofísicos, que constituyen una fuente de información detallada a profundidad, tanto para la búsqueda de petróleo, gas y agua, como para la misma geología.

En el contexto global, la información obtenida de los programas internacionales de perforaciones continentales y marinas, ha permitido enormes avances en las Ciencias de la Tierra. Así, por ejemplo, actualmente, en el marco del programa Continental Scientific Drilling Project, los registros geofísicos han permitido obtener información valiosa sobre los procesos y mecanismos que operaron en la formación del cráter de Chicxulub y de otras estructuras geológicas de diversas partes del planeta.

La comprensión de las leyes y procesos que rigen la acumulación de agua o de petróleo entraña grandes dificultades, por lo cual los profesionistas en Ciencias de la Tierra apoyan sus investigaciones en la estratigrafía, geología estructural, etc., así como en técnicas geofísicas, que por sí mismas continuamente se perfeccionan y se enriquecen para satisfacer las exigencias modernas.

Los grandes avances y sofisticación tecnológica asociada con las técnicas e instrumentales

usados actualmente en los registros geofísicos, liderados por grandes consorcios, como Schlumberger, se han dado en la industria petrolera. No podía ser de otra manera, dada la riqueza asociada al petróleo.

Estas técnicas ocupan un lugar muy particular porque: proporcionan una visión cierta, particular, continua y objetiva de la secuencia atravesada por la perforación. Permiten cuantificar la información, introduciendo un rigor al describir y representar los procesos de sedimentación.

Para fomentar el uso de estas técnicas y sobretodo para posibilitar que se extraiga la máxima información que ellas aportan, es necesario que se conozcan los parámetros que afectan las mediciones, y así entender y evaluar la relación entre esos parámetros y los factores geológicos.

Esta obra por su carácter interdisciplinario constituye un apoyo a la formación de estudiantes en las áreas de la ingeniería geofísica, geológica, y petrolera, así como de ingeniería civil. La obra constituye una valiosa herramienta de consulta para técnicos, científicos, y profesionales de otras disciplinas que trabajan en el ámbito de la hidrogeología en la búsqueda de agua subterránea.

Las obras básicas y especializadas en registros geofísicos actualmente disponibles en América Latina, la mayoría, se encuentran en inglés. Sólo existe un puñado de obras en español. En nuestro país se han editado algunas obras, tanto en el sector académico (UNAM e IPN), como en el sector petrolero (PEMEX e IMP).

Detrás de estas obras se encuentran profesionistas como los ingenieros Orlando Gómez Rivera, Alberto Enrique Morfin Faure y Alejandro Arroyo Carrasco, autores de obras

generales sobre registros de pozos, así como los ingenieros Roberto Torres Navarro y Martell Andrade, autores de notas y manuales para cursos.

Una característica de estas obras es que presentan un enfoque eminentemente petrolero o general. Este libro no es una actualización de los anteriores. La presente obra se enfoca particularmente, y directamente al uso de los registros geofísicos a la exploración hidrogeológica.

Esta nueva obra consta de tres partes. La primera de carácter introductorio está constituida por los dos primeros capítulos, donde se introducen los conceptos y definiciones fundamentales, y se define el contexto de la obra. La segunda parte la constituyen los capítulos 3 y 4 que revisan las bases de los métodos geofísicos tradicionales o convencionales (aquellos ampliamente usados en la exploración petrolera), y sus respectivas aplicaciones en la hidrogeología. La última parte se enfoca a registros geofísicos no convencionales usados en

estudios de agua en pozos. Todos los capítulos están ilustrados con ejemplos prácticos.

De esta manera la edición de esta obra constituye una valiosa contribución del Instituto de Geofísica y en particular de los Dres. Miroslav Korv, Rafael Huizar Álvarez y Oscar Campos Enríquez a una problemática actual: el abastecimiento de agua y en el futuro para un desarrollo sustentable.

La Comisión de Especialidad en Ingeniería Geofísica de la Academia de Ingeniería, el Colegio de Ingenieros Geofísicos, la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración y la Unión Geofísica Mexicana apoyan con beneplácito la presente edición. Especialistas de reconocido prestigio como el M. en I. Enrique Coconi (Instituto Mexicano del Petróleo), el Ing. Ricardo Castrejón Pineda (Facultad de Ingeniería de la UNAM) y el M. en C. Rodrigo Mondragón Guzmán y el M. en C. Leobardo Salazar (Ciencias de la Tierra de ESIA-IPN) avalan la calidad académica de la obra.

Jaime Urrutia Fucugauchi

1. INTRODUCCIÓN

En 1928 se dieron los trabajos pioneros de los hermanos Schlumberger en el desarrollo de los registros geofísicos de pozos. A finales de la década de los 40's se reportan en la literatura especializada los primeros avances sistemáticos. Desde entonces la tecnología de los registros geofísicos de pozo ha experimentado un sensible y sostenido avance científico.

Los registros geofísicos estuvieron, inicialmente, enfocados hacia la determinación de valores de resistividad aparente y potencial espontáneo en cortes litológicos atravesados por perforaciones, además o no, practicados con el uso de lodos o agua. Las metodologías para la interpretación y correcciones de los resultados, también han ido evolucionando. En la actualidad se obtienen cada vez más resultados precisos.

Los métodos radiactivos, introducidos en 1939 por la Well Surveys Inc., comenzaron con la medición de la radiactividad natural en los pozos, transitando por expresiones mucho más complejas que consideran, inclusive, los problemas ocasionados por el efecto de la fisuración del medio geológico sobre la retardación de los radionúclidos inyectados.

En rigor, la más frecuente aplicación de los métodos (o registros) geofísicos de pozos (denominados carotaje, incorrectamente, por razones de índole semántico) se ha dado en la prospección y evaluación de fuentes de petróleo y gas, y, en segundo lugar, en la delimitación de cuerpos minerales.

Valiosas experiencias se han integrado al universo de aplicaciones, entre ellas, para contribuir a la evaluación del potencial hídrico en horizontes acuíferos.

La correcta utilización de los Registros Geofísicos de Pozos en todas las etapas de las investigaciones hidrogeológicas e ingeniero-geológicas, contribuye de manera efectiva a la resolución de tareas de interés, disminuyendo los costos y los plazos dados para las investigaciones. Los resultados de las investigaciones geofísicas requieren datos correlacionables; es por ello que el éxito en su aplicación será obtenido mediante la cooperación eficaz, durante los trabajos de campo y gabinete, entre geofísicos e hidrogeólogos.

En los últimos tiempos se ha observado un aumento cada vez mayor de trabajos geofísicos con fines hidrogeológicos. En este contexto, el uso de técnicas geofísicas de pozos, para dichos fines, se pueden dividir en dos grandes grupos.

El primero formado por la mayor parte de los métodos convencionales empleados en los pozos para petróleo y gas, ya que los procedimientos de interpretación de los registros geofísicos en los pozos hidrogeológicos son, en gran medida, similares a los empleados en las investigaciones de petróleo y gas. Esto se debe a que el interés central de investigación de los hidrogeólogos y los geólogos petroleros es, en ambos casos, el medio líquido o gaseoso que llena los poros, grietas en las rocas. Generalmente, se estima que en lo concerniente a los pozos hidrogeológicos es bastante sencillo porque, en este caso, la mayoría de los espacios vacíos en las rocas están saturados por un solo fluido (agua subterránea); mientras que en el caso de los pozos petroleros frecuentemente existen tres fluidos diferentes: agua, aceite y gas.

El segundo grupo comprende los métodos especiales para la determinación de las propiedades de filtración de las rocas y para dar solución a las tareas sobre la dinámica del agua en los pozos.

El movimiento del agua en los pozos puede ser: a) vertical, a lo largo del eje de éste, y b) horizontal, a través de él. El primer caso se presenta cuando existen condiciones artesianas y subartesianas en el pozo, o cuando la construcción de la perforación únicamente permite la entrada de agua a través de su parte inferior. Asimismo, puede presentarse cuando se inyecta agua al pozo.

Los dos movimientos del líquido en el pozo pueden caracterizarse cualitativa o cuantitativamente. Entre los datos cualitativos se encuentra la información relativa a los lugares donde existen afluencias de agua hacia el pozo o la pérdida de líquido desde éste hacia la formación. También es posible detectar los intervalos donde existe movimiento vertical natural del agua en el pozo.

Los datos cuantitativos comprenden la velocidad vertical W ($m.s^{-1}$) y el caudal del flujo volumétrico Q ($l.s^{-1}$ ó $m^3.s^{-1}$), o bien, la velocidad de filtración V_f ($m.d^{-1}$) durante el movimiento horizontal.

El principio metodológico para establecer la dinámica de las aguas subterráneas en los pozos, se basa en la determinación de las diferencias entre las propiedades físicas del agua de la formación y del fluido en el pozo (puede ser lodo o espumantes).

Después de los trabajos de perforación todo pozo se adema y se acondiciona como pozo de observación o para extracción. La parte no productiva de la perforación se reviste con ademe liso (ciego), mientras que los intervalos determinados como colectores llevan ademe ranurado (filtros). El espacio entre el ademe y la pared del pozo en los intervalos no productivos se cementa y en los lugares de colectores se cubren con gravilla o grava.

Frecuentemente ocurre que la estructura hidrogeológica investigada contiene dos o más horizontes acuíferos independientes. Las pruebas de bombeo nos permiten determinar datos del caudal Q , del coeficiente de filtración K , entre otros, de cada uno de los horizontes. Esto exige la separación de cada uno de los horizontes, lo que requiere procedimientos técnicos y financieros que incrementan mucho el costo de la perforación. Los métodos geofísicos de pozo nos proporcionan hoy en día los medios para determinar, en conjunto con los dispositivos de explotación, todos los parámetros hidrogeológicos relacionados con los colectores atravesados por un pozo sin necesidad de aislar los unos de los otros.

Los registros geofísicos en pozos hidrogeológicos permiten:

- a) detallar los límites y características principales de los grupos litológicos básicos encontrados durante la perforación, especialmente en perforaciones sin muestreo; identificar las zonas permeables en el corte del pozo y el grado de mineralización de las aguas subterráneas; determinar la porosidad y la arcillosidad de las rocas;
- b) determinar la dinámica del agua en el pozo bajo condiciones naturales; detectar los intervalos de afluencia de agua en las perforaciones, los de pérdida e intervalos de profundidad con movimiento de líquido a lo largo del eje del pozo; determinar el volumen de flujo vertical de agua en la perforación, el gasto de los horizontes acuíferos individuales, la velocidad de filtración, la dirección del flujo durante el movimiento del agua a través del pozo y los coeficientes de filtración por

intervalos; caracterizar las propiedades físicas del líquido que llena el pozo, especialmente la temperatura, la mineralización total y la limpieza del agua;

- c) caracterizar el estado técnico de la perforación, es decir, medir los cambios en el diámetro del pozo, y sus características geométricas espaciales (mediante inclinometría), la profundidad real del ademe, los lugares de unión del ademe, y la hermeticidad de éste, la altura del tope del cemento en el espacio detrás de las camisas y la calidad de la cementación; aclarar las diferentes complicaciones técnicas durante la perforación del pozo;
- d) indicar el buzamiento de las capas que fueron atravesadas por el pozo, la presencia de rupturas tectónicas, los cambios espaciales en el espesor de una secuencia, los cambios faciales, los cambios en las propiedades de filtración de las rocas, los cambios en la mineralización y temperatura del agua subterránea, etcétera. La información indicada en los incisos desde (a) hasta (d) se obtiene con los registros geofísicos directamente del pozo.

La información (d) mayormente se da después de finalizar los trabajos de perforación en una región hidrogeológica dada, o sea, sobre la base de una interpretación de una red de varios registros geofísicos de pozo en la región de interés. La sinopsis de la información enumerada con anterioridad, que pueden ser ofrecidas por los registros de pozos, necesariamente depende del conjunto de métodos que se hayan aplicado para dar solución a la problemática hidrogeológica planeada.

Por otra parte, la diversidad del conjunto de métodos utilizados está dada por el equipamiento empleado. Es recomendable por eso para cada área, o para cada problemática hidrogeológica a resolver, precisar la amplitud del complejo de métodos, a partir de la coordinación entre el hidrogeólogo y el geofísico, durante la elaboración del proyecto de los trabajos geofísicos en los pozos (formulación de la tarea técnica).

En los capítulos de esta obra no se detallan los principios teóricos de los métodos. Se parte de la base de que el lector los conoce.

El libro ha sido escrito con un enfoque eminentemente práctico, para que pueda ser consultado por

los ingenieros vinculados directamente con la hidrogeología y por estudiantes de las Ciencias de la Tierra.

No hay en idioma español un libro dedicado a la geofísica de pozos, enfocado a la hidrogeología e ingeniería geológica. Este es el primero. Así, los autores liderados por el Dr. Kobr asumen la categoría de pioneros de esta materia en México.

1.1. Ubicación del tema

Los métodos geofísicos de pozos también conocidos como testificaciones geofísicas o registros geofísicos, están basados en el registro e interpretación, de diferentes tipos de señales naturales o estimuladas artificialmente mediante un instrumento, y cuyas características dependen de las propiedades petrofísicas de las rocas a lo largo del pozo.

La perforación de pozos constituye en sí un gran apoyo para la exploración geológica. Mediante la perforación de pozos con recuperación continua de núcleo es posible determinar: el corte geológico, las características petrográficas y la composición de las rocas, fijar la profundidad y espesores de los materiales de interés. Pero toda esta información obtenida de los núcleos recuperados es insuficiente, en relación con el conocimiento que se requiere en investigaciones geológicas basadas en pozos, ya que no contribuye al conocimiento de las propiedades petrofísicas de las rocas del subsuelo, excepto que se realicen dichas determinaciones en los núcleos.

Al extraer un núcleo de roca, las propiedades físicas y químicas de la roca y del fluido que la satura se han alterado parcialmente. Más aun, en las zonas de mayor interés muy frecuentemente el núcleo no se obtiene completo, ya que pocas veces se logra una recuperación del 100 % de los núcleos de pozos. Este último objetivo se alcanza sólo si se incrementa el tiempo y el costo de la perforación. Debido a estos inconvenientes las investigaciones geofísicas en pozos sustituyen parcialmente al nucleado geológico.

En los métodos geofísicos de pozos se miden campos físicos naturales o artificiales, para determinar las propiedades petrofísicas de las rocas caracterizando así las formaciones geológicas sobre la base de sus parámetros físicos. Después de efectuadas las mediciones geofísicas se procede a la

interpretación de los datos obtenidos; se comparan las propiedades físicas de las rocas con los datos geológicos, para construir el perfil geológico completo. Los métodos geofísicos tienen una naturaleza cuantitativa (aunque pueden presentar cierta ambigüedad en su interpretación), lo que ha fomentado su extenso desarrollo en los últimos años. El análisis geológico y el geofísico se complementan, pero el segundo es preferible y más utilizado por su menor costo y porque proporciona resultados aceptables más rápidos.

Los métodos geofísicos de pozos se aplican en el estudio de pozos petrolíferos, hidrogeológicos, ingeniero-geológicos y en la búsqueda de minerales sólidos útiles; en cada uno de estos campos han tenido progresos substanciales gracias al desarrollo científico técnico de equipos y componentes electrónicos usados en geofísica. Por ejemplo, el empleo de la computadora favorece la interpretación y modelación de los datos obtenidos. La mayoría de los trabajos geofísicos en pozos se ha realizado tradicionalmente en yacimientos de gas y de petróleo, sobre todo por su efectividad. Su aplicación en estudios hidrogeológicos e ingeniero-geológicos a estado restringida, debido a que la importante información proporcionada por las técnicas geofísicas ha sido subestimada, o bien porque no se considera desde el inicio del estudio, por ejemplo, cuando la perforación de la cual se quiere caracterizar el medio geológico y las propiedades del fluido ya tiene ademe.

1.2. Usos y aplicaciones de los registros geofísicos

Las investigaciones geofísicas en pozos de prospección y/o para extracción de agua permiten:

- a) confirmar la litología del corte del pozo, conocer el grado de mineralización del agua subterránea, calcular la porosidad y el coeficiente de permeabilidad de las formaciones.
- b) permite fijar los lugares de pérdidas del lodo de perforación y de afluencia del agua, los intervalos donde existe movimiento del líquido a lo largo del eje del pozo, el caudal del aporte vertical, así como los caudales en los horizontes individuales, la dirección del flujo del agua en el pozo, entre otros.
- c) establecer el estado técnico del pozo.

d) reconocer las zonas tectónicas, los cambios espaciales de los espesores de las formaciones, así como los cambios de facies, las variaciones de las propiedades de filtración, mineralización.

Las tareas de los objetivos a), b) y c), se resuelven aplicando individualmente los métodos geofísicos en pozos individuales: mientras que las del objetivo d), en su gran mayoría se resuelven cuando los trabajos de perforación del área han sido terminados y, se tiene entonces las características de todos los pozos realizados en el área y de su integración e interpretación se obtiene un marco geológico confiable.

En aquellos lugares en donde por razones económicas o técnicas no se puede obtener toda esta información a través de núcleos geológicos, los métodos geofísicos que se exponen en esta obra son los más ideales.

2. ESTUDIO DE ACUÍFEROS INTERGRANULARES

2.1 Propiedades almacenadoras de las rocas

Un acuífero intergranular es aquél formado por una unidad hidrogeológica constituida por materiales detríticos no consolidados, por lo general clásticos de origen continental.

Las propiedades almacenadoras de las rocas son aquéllas que hacen posible la retención en su seno, y permiten el paso por su interior, de una masa de un fluido determinado. De esas propiedades en este libro se explicarán las siguientes: porosidad, saturación, conductividad hidráulica, permeabilidad y contenido de arcillas (en %).

2.1.1 Porosidad

La porosidad de un material se define como la fracción del volumen total de la roca ocupada por su espacio poroso, y representa el porcentaje del espacio total que puede ser ocupado por líquidos o gases. Dicha propiedad determina la capacidad de acumulación de las rocas y, generalmente, se expresa como porcentaje o fracción de la unidad:

$$\emptyset = (V_p / V) \cdot 100; \quad (2.1)$$

$$V = V_p + V_{ma}$$

donde:

\emptyset : porosidad, en %

V_p : volumen de los poros

V_{ma} : volumen de la matriz de la roca

V : volumen total de la roca.

Las rocas pueden presentar tres clases de porosidad, a saber: absoluta, abierta y eficaz.

a) *La porosidad absoluta \emptyset* : Es el volumen del espacio poroso total que posee una roca, expresado sobre la base de su volumen, sin tener en cuenta si los poros están o no interconectados entre sí. Una roca puede tener una porosidad absoluta considerable y no tener conductividad hidráulica importante a causa de la falta de intercomunicación entre los poros. Este es el caso de las lutitas que poseen muchos poros, pero no comunicados, algunos basaltos y otras rocas ígneas con poros vesiculares aislados unos de otros. La porosidad varía en función de los siguientes factores litológicos: tamaño y empaque de los granos y de su cementación, su meteorización, la lixiviación, y el fracturamiento entre otros.

b) *La porosidad abierta \emptyset_a* : Es el porcentaje del espacio poroso intercomunicado con respecto al volumen total de la rocas.

c) *La porosidad eficaz \emptyset_{ef}* : Es la relación expresada en tanto por ciento, entre el volumen de fluido liberado por gravedad (V_a) y el volumen total de roca (V).

$$\emptyset_{ef} = V_a / V. \quad (2.2)$$

Esta porosidad es considerada un equivalente del caudal específico, cuya expresión es:

$$\emptyset_{ef} = S_y. \quad (2.3)$$

A su vez $S_y = V_w / V$,

donde

S_y : caudal específico

V_w : volumen de agua drenada por gravedad

V : volumen de total de roca.

La porosidad eficaz está relacionada con la porosidad abierta según la siguiente ecuación:

$$\emptyset_{ef} = \emptyset_a (1 - S_{rw}), \quad (2.4)$$

donde

S_{rw} : Fracción del volumen poroso ocupado con agua atrapada o retenida (que no se mueve) dentro del espacio poroso intercomunicado de la roca.

Resumiendo, una roca puede tener porosidad absoluta, abierta y efectiva, y la relación entre éstas es que $\emptyset \geq \emptyset_a \geq \emptyset_{ef}$. Esto se debe a que la roca puede poseer poros aislados y también una red de poros intercomunicados, con algunas cantidades de fluido atrapado en su interior.

Los sedimentos arcillosos no presentan porosidad abierta, razón por la cual en hidrogeología se les considera como materiales impermeables. Habitualmente, se estima a la fracción del volumen de roca ocupado por agua (humedad) como la porosidad total. Por este motivo, se plantea que las arcillas poseen la mayor porosidad de todos los sedimentos. Sin embargo, el gran volumen de agua que poseen se debe a la propiedad de hidratarse notablemente en presencia de agua y por otra parte a su gran superficie específica.

La porosidad en las rocas y en los sedimentos se crea, se reduce o se elimina, como consecuencia de la influencia de procesos geológicos, o hidrogeológicos que actúan sobre la estructura de la roca. Según sean los procesos geológicos que han actuado sobre una roca, es posible considerar en ésta la existencia de una porosidad primaria y/o secundaria.

La porosidad primaria (intergranular) resulta de los vacíos que quedan entre los granos y los fragmentos minerales, después de que los sedimentos se acumulan y se litifican.

La porosidad secundaria (de fractura) es originada por la acción de agentes geológicos tales como la lixiviación, fracturamiento, desecación, recristalización, fallamiento y dolomitización entre otros. Este tipo de porosidad se ve en algunas areniscas y arcillas aparentemente compactas, originada por fracturas producidas por macromovimientos o micromovimientos tectónicos. En las rocas consolidadas la presencia de dichas fracturas aumenta notablemente la porosidad y, en otras como rocas riolíticas la porosidad de fractura es responsable de la mayor parte de la permeabilidad de éstas.

La porosidad de las calizas por lo general está asociada a fracturas, y a conductos de disolución; la porosidad intergranular se presenta muy poco. Con respecto a las areniscas, las calizas poseen menor porosidad; sin embargo, la razón por la cual estas rocas dan lugar a yacimientos importantes se debe a sus grandes espesores.

2.1.2 Saturación

La saturación de agua es uno de los parámetros más importantes que definen la capacidad almacenadora de una roca, ya que representa la cantidad de este líquido acumulado en la misma. Se define como el porcentaje de un líquido dado existente en el volumen de espacio poroso de la roca, se representa por la letra S con un subíndice que especifica el tipo de fluido que satura la roca y se expresa en porcentaje o fracción de la unidad:

$$S_w = \{V_{\text{agua}} / V_{\text{huecos}}\} \cdot 100 \text{ (saturación de agua)} \quad (2.5)$$

$$S_p = \{V_{\text{petróleo}} / V_{\text{huecos}}\} \cdot 100 \text{ (saturación de petróleo)} \quad (2.6)$$

$$S_g = \{V_{\text{gas}} / V_{\text{huecos}}\} \cdot 100 \text{ (saturación de gas)} \quad (2.7)$$

Existen situaciones en que la roca está saturada por varios fluidos, por ejemplo: agua, petróleo y gas, en esos casos la saturación corresponde a la suma de cada uno de los fluidos presentes:

$$S_w + S_p + S_g = 100 \% , \quad (2.8)$$

ya que

$$\frac{V_{\text{agua}}}{V_{\text{huecos}}} + \frac{V_{\text{petróleo}}}{V_{\text{huecos}}} + \frac{V_{\text{gas}}}{V_{\text{huecos}}} = 1 =$$

a causa de que

$$V_{\text{agua}} + V_{\text{petróleo}} + V_{\text{gas}} = V_{\text{huecos}} .$$

En la ecuación (2.4) el término S_{rw} representa la fracción del volumen de poros intercomunicados ocupados por agua atrapada (agua retenida por la roca contra la fuerza de gravedad). De este concepto se desprende que en una roca totalmente saturada con agua $S_w = 100\%$; debido a la complejidad del espacio poroso y a la posible tensión superficial roca-fluido, cierta cantidad de agua no fluye cuando sobre ella se ejerce presión para desplazarla mediante un

mecanismo dado. A esta saturación se le denomina saturación residual de agua y está dada por

$$S_{rw} = \{V_{rw} / V_{huecos}\} \cdot 100 (\%), \quad (2.9)$$

donde

V_{rw} : volumen de agua retenida.

Para rocas arcillosas la saturación residual del agua aumenta con el volumen de agua que absorben las arcillas presentes en la roca. A esta fracción se le denomina volumen de hidratación de las arcillas.

2.1.3 Coeficiente de permeabilidad

La permeabilidad es la tercera propiedad importante de las rocas, pues determina la velocidad a la que se desplaza el fluido que contiene por unidad de tiempo. Es, a su vez, el coeficiente que relaciona proporcionalmente el caudal de flujo Q de un fluido en movimiento, de una viscosidad μ , con la diferencia de presión Δh ejercida sobre la superficie libre del fluido que existe en una muestra de sección transversal unitaria A y de longitud L , relación conocida como la Ley de Darcy (formulada en 1856)

$$Q = -KA \frac{h_1 - h_2}{\Delta l} \quad (2.10) \quad Q = KA \frac{dh}{dl} \quad (2.11)$$

$$\text{de aquí } K = \frac{Q}{A \left(\frac{dh}{dl} \right)}, \quad (2.12)$$

donde

K : coeficiente de permeabilidad definido por Darcy, mayormente conocido como conductividad hidráulica, también se conoce como velocidad de Darcy (en m/s).

2.1.4 Conductividad hidráulica–permeabilidad intrínseca

En su planteamiento Darcy no consideró que el flujo de agua estaba controlado además de las propiedades del medio, por las propiedades del fluido. En efecto, la conductividad hidráulica depende también por la permeabilidad del acuífero. Por eso, *el coeficiente de permeabilidad (conductividad hidráulica) K se refiere al comportamiento sistema*

rocas-fluido y es válido únicamente para el sistema individual considerado.

La constante específica de permeabilidad de la roca es la *permeabilidad intrínseca* k ; para convertir la conductividad hidráulica en permeabilidad intrínseca se emplea la siguiente ecuación:

$$k = \frac{K \cdot \mu}{\gamma}, \quad (2.13)$$

donde

μ : viscosidad del fluido

$\gamma = \rho \cdot g$: peso específico

ρ : densidad del fluido

g : aceleración de la gravedad

El Darcy tiene unidades de área (L^2).

La constante de proporcionalidad K se da en metros cuadrados. La permeabilidad absoluta es una propiedad que caracteriza al medio poroso y empíricamente se ha encontrado, que es independiente de las dimensiones de la muestra, de la presión ejercida y de la viscosidad del líquido en movimiento. Este parámetro debe expresarse en términos del medio poroso.

Se han realizado muchos estudios encaminados a conocer cuáles son las propiedades del medio que caracterizan la permeabilidad absoluta de las rocas. Entre todas las relaciones obtenidas, la ecuación de Kozeny (1927) es una de las más notables y empleada.

$$K = \frac{\phi^3}{\left[2\tau^2 S_v^2 (1-\phi)^2 \right]}, \quad 2.14$$

donde

ϕ : porosidad de la roca

τ : tortuosidad de los capilares en la roca

S_v : superficie específica por unidad de volumen.

La tortuosidad τ de la roca no es más que la desviación de la dirección recta de los canales porosos y, por consiguiente, es la relación entre la longitud en línea recta L y la real L_m de los canales

$$\tau = \frac{L_m}{L}.$$

La superficie específica S_v , es el área total expuesta dentro del espacio poroso por unidad de volumen o, puede ser el espacio poroso que se representa por S_o . La unidad de volumen puede ser el esqueleto mineral sólido; considerando que la roca está constituida por canales porosos la relación entre estos dos parámetros se obtiene mediante la siguiente fórmula:

$$S_v = \frac{S_o \cdot \phi}{(1 - \phi)} \quad (2.15)$$

2.1.5 Contenido de arcillas

Debido a que el contenido de arcillas en las rocas afecta sus propiedades almacenadoras y eléctricas, el % de arcillas es tomado en cuenta en la medición e interpretación de algunos parámetros geofísicos de pozo, por ejemplo, de la resistividad eléctrica y radioactividad, por lo cual el contenido de arcilla se estudiará como una propiedad almacenadora independiente.

Las rocas sedimentarias de grano muy fino están formadas principalmente por minerales de arcilla, fundamentalmente silicatos aluminicos hidratados. Entre otros se tienen: caolinita, illita, montmorillonita y nontronita. Aunque una arcilla puede estar formada por un solo mineral, existen rocas en las cuales las arcillas se presentan mezcladas con otros minerales

tales como feldespatos, cuarzo, carbonatos. Una propiedad de excepcional importancia de los minerales que conforman las arcillas es la de aumentar de volumen por hidratación (en presencia de agua). Esta propiedad es típica de las arcillas montmorilloníticas y decrece en illitas y en caolinitas.

Por las particularidades de su red cristalina, las arcillas poseen iones intercambiables como Ca^{++} , K^+ y Na^+ , que si bien no entran a formar parte de la red cristalina, sí están presentes, compensándola eléctricamente cuando en ella se produce un cambio de iones de valencia inferior. La primacía de un ion de intercambio con respecto a otro afecta la capacidad de hidratación de la arcilla. Se aprecia que en arcillas montmorilloníticas sódicas, el volumen de hidratación es mayor que en las cálcicas. El material arcilloso coexiste combinado con otros sedimentos como las areniscas, conglomerados y brechas, entre otros, en forma dispersa como elemento constituyente del cemento que aglutina los granos; o en finas estratificaciones alternadas con otros sedimentos (Figura 1). En todos esos casos, las arcillas afectan las propiedades almacenadoras de las rocas.

La pequeña dimensión de las partículas de arcilla originan una superficie específica máxima entre las partículas y por estas condiciones, la permeabilidad en ellas es nula. Esto se confirma mediante la relación de Kozeny (2.14), donde S_v es inversamente proporcional a la permeabilidad.

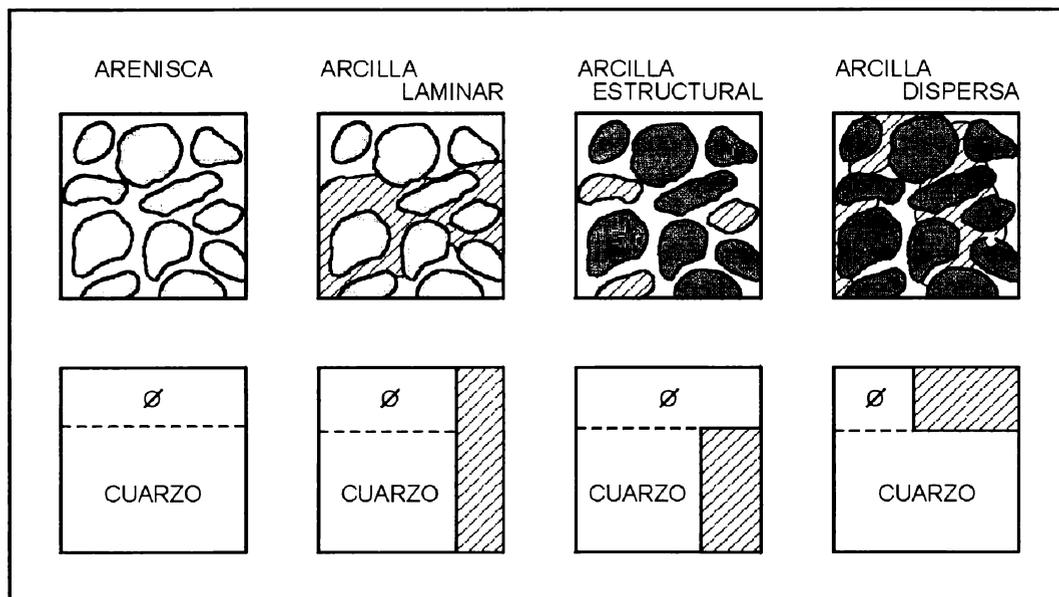


Fig. 1. Arriba: distintas formas de depositación de arcillas en las rocas clásticas. Abajo: el modelo físico correspondiente con la proporción de arcilla en la roca ocupando parte del espacio poroso (ϕ) o de la matriz.

2.2. Propiedades de los fluidos que saturan las rocas

En el espacio poroso de las rocas almacenadoras, existen casi siempre tres fluidos a saber: agua, petróleo y gas, en forma individual o combinados, y su contenido varía de acuerdo con el tipo de yacimiento. En rocas cercanas a la superficie, el agua y el gas que por lo general es aire, son los fluidos que las saturan, mientras que en los acuíferos más profundos las rocas están casi siempre saturadas en 100 % con agua, aunque existen acuíferos no saturados totalmente. Las propiedades de los fluidos que estudiaremos son: la densidad, la viscosidad y la resistividad eléctrica, debido a la importancia que tienen para el estudio del yacimiento, y en particular, la influencia que manifiestan en las mediciones y las interpretaciones respectivas asociadas a los métodos geofísicos de pozo.

El agua subterránea que contienen las rocas (también se le llama agua innata o agua intersticial), no es agua químicamente pura, contiene sales en solución que pueden, en parte, disociarse en sus iones. La presencia y los tipos de estas sales hacen variar las propiedades del agua subterránea y pueden también dar lugar, en el transcurso del tiempo geológico, a cambios en las características de las rocas que las contienen cuando se mueven dentro de ellas.

El contenido de sales en el agua subterránea, por regla general, aumenta con la profundidad. Se ha determinado que las sales más comunes son el cloruro de sodio, el potasio, y el sulfato de sodio. En menor proporción se encuentran cloruros de calcio, magnesio, sulfatos de calcio y magnesio, carbonatos, y carbonatos ácidos de sodio, calcio y magnesio.

La densidad del agua subterránea (d_w) varía según la concentración de sales y la temperatura de la solución. La concentración es el contenido de sales por unidad de volumen de solución y está dada en miligramos de sal por litro de solución (mg/l), o en partes de sales por un millón de partes de solución (ppm). Al aumentar la concentración de sales crece la densidad de la solución, ya que existe mayor cantidad de sólidos disueltos, mientras que el aumento de la temperatura da lugar al aumento de la densidad, porque parte de las moléculas de agua pasan a vapor de agua disminuyendo el volumen de la solución.

Al igual que la densidad, la viscosidad del agua varía con la concentración de sales y con la temperatura. El agua pura en condiciones normales (a 20 °C) posee viscosidad unitaria, pero un aumento de la temperatura reduce su viscosidad. Una situación contraria se presenta cuando aumenta la concentración de sales, lo que da lugar a un incremento de la viscosidad del agua. La viscosidad está dada en poise (p) que en el sistema internacional (SI) equivale a 0.1 Pa.s.

La resistividad eléctrica del agua subterránea (R_w) depende del contenido de sales en disolución, así como del tipo de sales. Es conocido que el agua químicamente pura no conduce corriente eléctrica y que los portadores de electricidad en el agua son los iones disociados de las sales en solución. Al aplicarse una diferencia de potencial a dos electrodos colocados dentro de una solución, los iones de un signo se moverán hacia el electrodo de signo contrario y viceversa, dando lugar a un movimiento de cargas en el interior del líquido. La magnitud del movimiento de las cargas depende del contenido de iones en solución, de la movilidad eléctrica de éstos y de la temperatura de la solución (Figura 2).

De acuerdo con el tipo de sales presentes en el agua subterránea, existen iones monovalentes como Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- y CO_3^{2-} , y bivalentes Ca^{++} , Mg^{++} , SO_4^{2-} , que determinan que el movimiento de cargas en el interior del fluido sea complejo, aunque su electroconductividad esté bien definida para un conjunto de iones en solución y, por consiguiente, su resistividad eléctrica, está dada por:

$$R_w = \frac{10}{\left[\sum_{i=1}^n (c_a l_a f_a + c_c l_c f_c) i \right]} [\Omega m] \quad (2.16)$$

donde

R_w : resistividad eléctrica del agua

c_a y c_c : concentración de aniones y cationes en la solución en mg/l

l_a y l_c : movilidad de los aniones y los cationes

f_a y f_c : coeficientes de electroconductividad de los aniones y cationes.

La resistividad eléctrica de la solución depende del tipo de sales que contiene y de su temperatura.

Esto se debe a que existe una contribución al movimiento total de iones como consecuencia del movimiento térmico.

La Figura 2 muestra la relación entre la resistividad de una solución de cloruro de sodio (NaCl) y la temperatura (°C). Mediante esta gráfica es posible calcular la resistividad eléctrica o la concentración de sales que tenga una solución a una temperatura determinada.

La determinación de la resistividad del agua subterránea se puede realizar de varias formas: primeramente, por mediciones en el laboratorio en condiciones normales de temperatura, con un resistivímetro (conductómetro); como segunda forma, analizando químicamente el agua, determinando los contenidos de cada sal y calculando la R_w mediante la ecuación (2.16). Otra posibilidad se ofrece a partir de las mediciones del método de potencial espontáneo en el pozo. Tal técnica se explicará en el apartado (3.2).

En la práctica, cuando no se dispone de resistivímetro y se conoce el contenido y tipo de sales en una solución determinada, es posible calcular la salinidad equivalente a cloruro de sodio multiplicando el contenido de cada ion en partes por millón, por un factor de equivalencia. La suma de todos los resultados será la salinidad equivalente a cloruro de sodio de la solución (Tabla 1).

Tabla 1

Factores de equivalencia a cloruro de sodio para distintos iones

Ion	N ⁺	K ⁺	C ⁺⁺	Mg ⁺⁺	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻
Factor	1	1	0.95	2.00	0.5	1	0.27	1.26

El cálculo de la resistividad de cualquier solución a una temperatura determinada se puede realizar mediante la gráfica de la Figura 2, o considerando el efecto de la temperatura mediante la relación

$$(R_w)_T = (R_w)_{T_0} \left[\frac{T_0}{T} \right], \quad (2.17)$$

donde

$(R_w)_T$: resistividad del agua subterránea a la temperatura T (registrada durante la medición)

$(R_w)_{T_0}$: resistividad de la solución a la temperatura de 25 °C. (Temperatura de referencia).

La resistividad eléctrica del petróleo y el gas es elevada, y por consiguiente estos fluidos no conducen corriente eléctrica como ocurre con el agua subterránea. Esos dos primeros casos caen fuera del ámbito de este texto.

3. PRINCIPIOS DE REGISTROS GEOFÍSICOS CONVENCIONALES

3.1 Medición de la resistividad eléctrica en medios litológicos

Las primeras sondas construidas para medir la resistividad eléctrica de rocas en pozos comprendieron dispositivos convencionales, constituidos por un circuito integrado por cuatro electrodos, distribuidos de dos formas diferentes como se observa en la Figura 3.

Los cuatro electrodos designados por las letras A, B, M, y N, funcionan de la siguiente forma: se aplica una corriente eléctrica I a la roca mediante los electrodos de alimentación A y B, y se mide la diferencia de potencial ΔU_{MN} entre los electrodos M y N. Esta diferencia de potencial es una función de la corriente I y la resistividad R de la roca donde está colocada la sonda. Esta función da la posibilidad de calcular R a través de la medición de ΔU_{MN} e I.

Los electrodos A, M, N, respectivamente (Figura 3a y 3b), se colocan en un contenedor cilíndrico que recibe el nombre de sonda. Ordinariamente los electrodos suspendidos por un cable se instalan a distancias fijadas de antemano. El cuarto electrodo (B) se coloca próximo a la boca del pozo (Figuras 3a y 3b). La distancia entre los electrodos de la sonda se determina por el tipo de tarea a resolver, como se verá más adelante.

El cable sirve para bajar y subir la sonda en el pozo, así como para conectar los electrodos al generador G y a los instrumentos de medición, miliamperímetro (mA) y milivoltímetro (mV), en los que se mide la intensidad de corriente I y la diferencia de potencial ΔU_{MN} , y que permitirán determinar la resistividad aparente y el espesor de las rocas que atravesó la perforación. En la medición

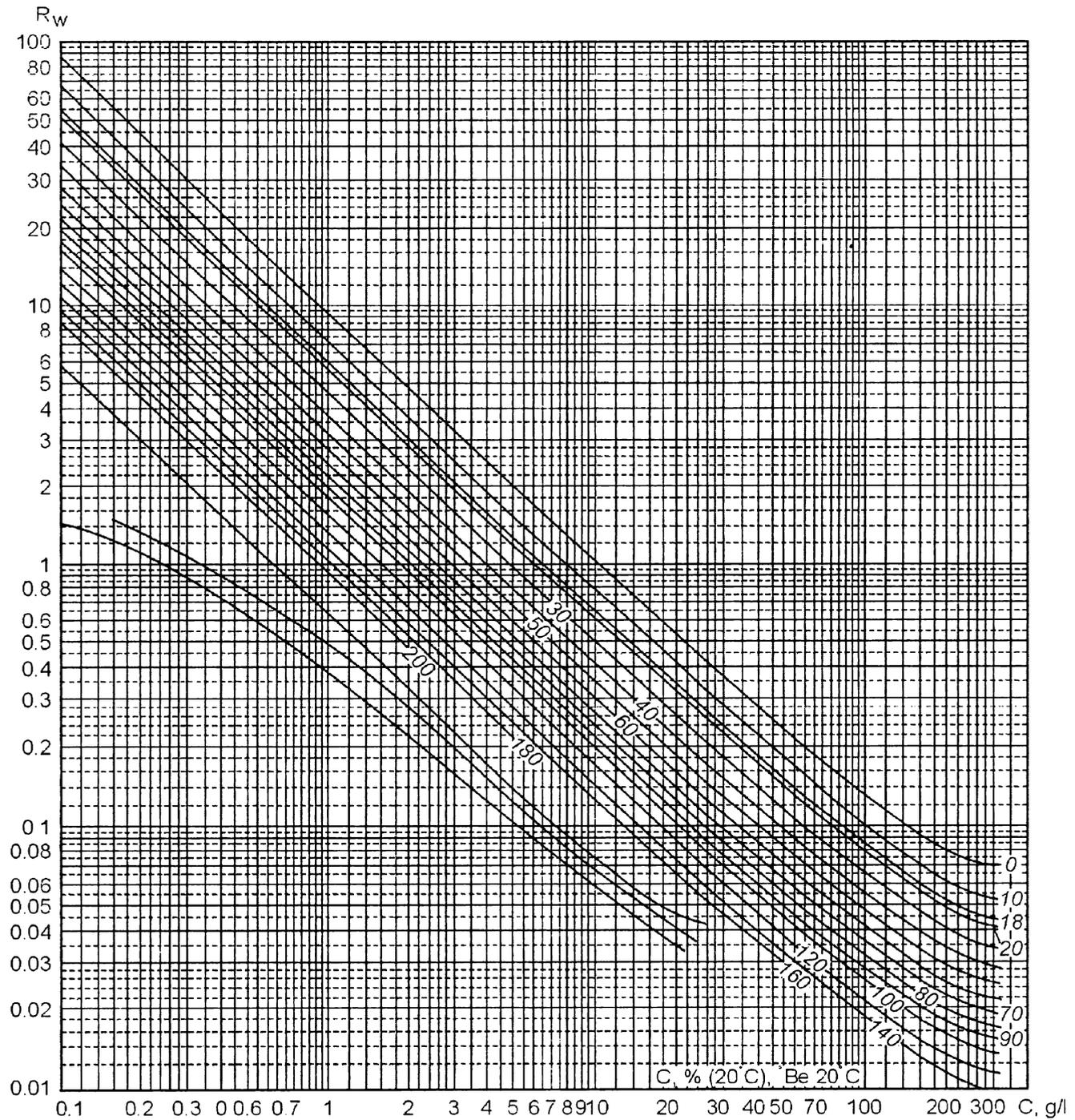


Fig. 2. Dependencia entre la resistividad y la concentración de las soluciones de cloruro de sodio para diferentes temperaturas (índices de las curvas). Adaptado de Vendelstein (1963).

se intenta que las influencias del diámetro del pozo y la resistividad del lodo sean mínimas.

Cada sonda tiene parámetros característicos que las diferencian. En primer lugar, están las relaciones entre las distancias respectivas entre los electrodos de alimentación A, B, y entre los de medición M, N.

El electrodo B de retorno de la corriente por lo general está situado en la superficie, prácticamente en el infinito. Cuando es válido suponer que $AM \gg MN$, en el arreglo lateral, la sonda mide la diferencia de potencial ΔU entre los electrodos M y N en el pozo, y la resistividad aparente R_a de la formación homogénea se puede calcular por la ecuación

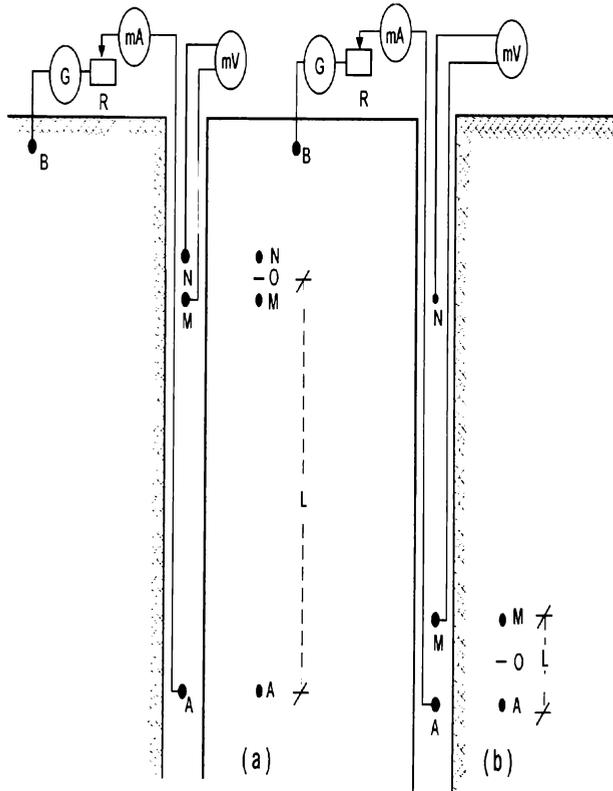


Fig. 3. Ubicación de electrodos para medir la resistividad aparente con sondas convencionales. R- reóstato, G- generador, mV- milivoltímetro, mA- miliamperímetro. (a) dispositivo de sonda normal larga (o lateral). (b) dispositivo de sonda normal corta (o de potencial).

$$Ra = 4\pi \left(\frac{AN \times AM}{AN - AM} \right) \left(\frac{\Delta U_{MN}}{I} \right) = Kg \left(\frac{\Delta U_{MN}}{I} \right). \quad (3.1)$$

La constante de la sonda lateral (de gradiente) se define por

$$Kg = 4\pi \left(\frac{AN \times AM}{AN - AM} \right). \quad (3.2)$$

Cuando se cumple que $AM \ll MN$, en el arreglo normal, la sonda mide prácticamente el potencial eléctrico U_M del electrodo M, y la resistividad aparente de la formación está dada por la ecuación

$$Ra = 4\pi AM \left(\frac{U_M}{I} \right) = Kp \left(\frac{U_M}{I} \right). \quad (3.3)$$

La constante de la sonda normal (o de potencial) se define por:

$$Kp = 4\pi \cdot A M.$$

La ecuación 3.1 se refiere al sondeo lateral (de gradiente) (Figura 4), mientras que la ecuación 3.3, al sondeo de potencial (normal) (Figura 5). Otras características de las sondas son la longitud y el punto de referencia de la medición. En la sonda lateral la longitud se define por $L=AO$, donde AO es la distancia entre el electrodo de corriente A y el punto medio de la distancia entre los electrodos M y N. Este punto O coincide con el punto de referencia de la medición. Para la sonda potencial normal la longitud es la distancia entre el electrodo de corriente A y el de medición M, es decir $L=AM$, en tanto que el punto de referencia se ubica a la mitad de esta distancia.

Tanto con la sonda lateral como con la normal, se obtienen registros de resistividad continuos a todo lo largo del eje del pozo, desplazando la sonda en el mismo. La resistividad obtenida con ambas sondas y calculada con las ecuaciones (3.1) y (3.3) respectivamente, no es la resistividad real de las rocas que circundan al pozo, sino una resistividad aparente (Ra), que depende: de la resistividad real del medio rocoso, pero además del tipo de las sondas, de las distancias entre los electrodos, del diámetro del pozo, de la resistividad del lodo y de la heterogeneidad de la roca, entre otros factores. En la práctica, los estudios geofísicos de pozo con sondas convencionales, tanto laterales como normales, se efectúan con distintas longitudes inter-electródicas, con la finalidad de acercarse a la resistividad real (verdadera) de la formación.

Tengamos en cuenta la validez de la paradoja de la anisotropía en las formaciones estratificadas, la cual establece la no correspondencia entre el carácter de la variación de la resistividad aparente (la cual se mide en el pozo) y la variación de la resistividad verdadera. En otras palabras, la Ra medida según la normal a la estratificación es menor que la resistividad aparente medida en la dirección de la estratificación.

Las formas de las curvas de resistividad aparente Ra , medidas con las sondas normales y laterales, en función de la resistividad y para varias relaciones entre el espesor de la capa estudiada y la longitud de la sonda respectiva, son muy distintas. Nótese sobre todo que la curva medida con la sonda normal (Figura

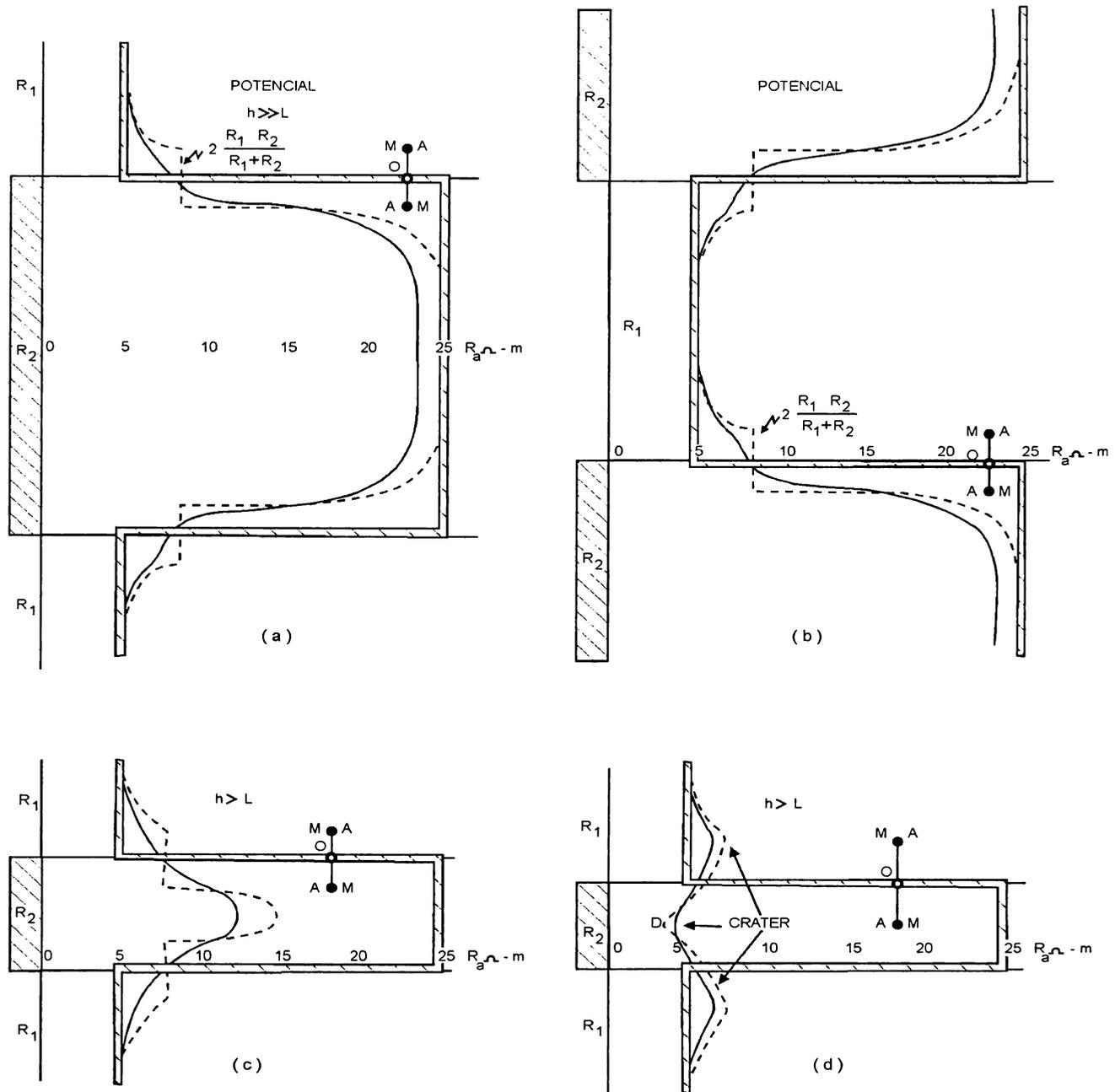


Fig. 4. Forma de las curvas de resistividad aparente obtenidas con una sonda normal, para capas con diferentes espesores (h) y diferentes distancia inter-electródicas (L). Línea discontinua: curva teórica, línea continua curva observada. $R_1 < R_2$. R_a resistividad de la formación.

4), frente a una capa con distinta resistividad tiene una forma simétrica, pero no registra las capas delgadas de alta resistividad, con espesores menores que la longitud de la sonda. La curva correspondiente a la sonda lateral (Figura 5) siempre mantiene las relaciones adecuadas entre las resistividades de las capas con varias resistividades, no es simétrica, y tiene puntos extremos (mínimos y máximos de R_a), los cuales facilitan definir bien las fronteras entre las capas.

La concentración de las líneas de corriente en el pozo alrededor de un dispositivo dado (Figura 6), solamente se puede lograr si se utilizan electrodos enfocadores de igual polaridad que el electrodo de corriente de la sonda, que estén colocados arriba y abajo, y equidistantes del electrodo central (Figura 7), de forma que en el espacio entre los electrodos A y M, las líneas de corriente penetran perpendicularmente a la superficie del pozo en la roca que lo circunda. El lado izquierdo de la Figura 6 muestra como las líneas

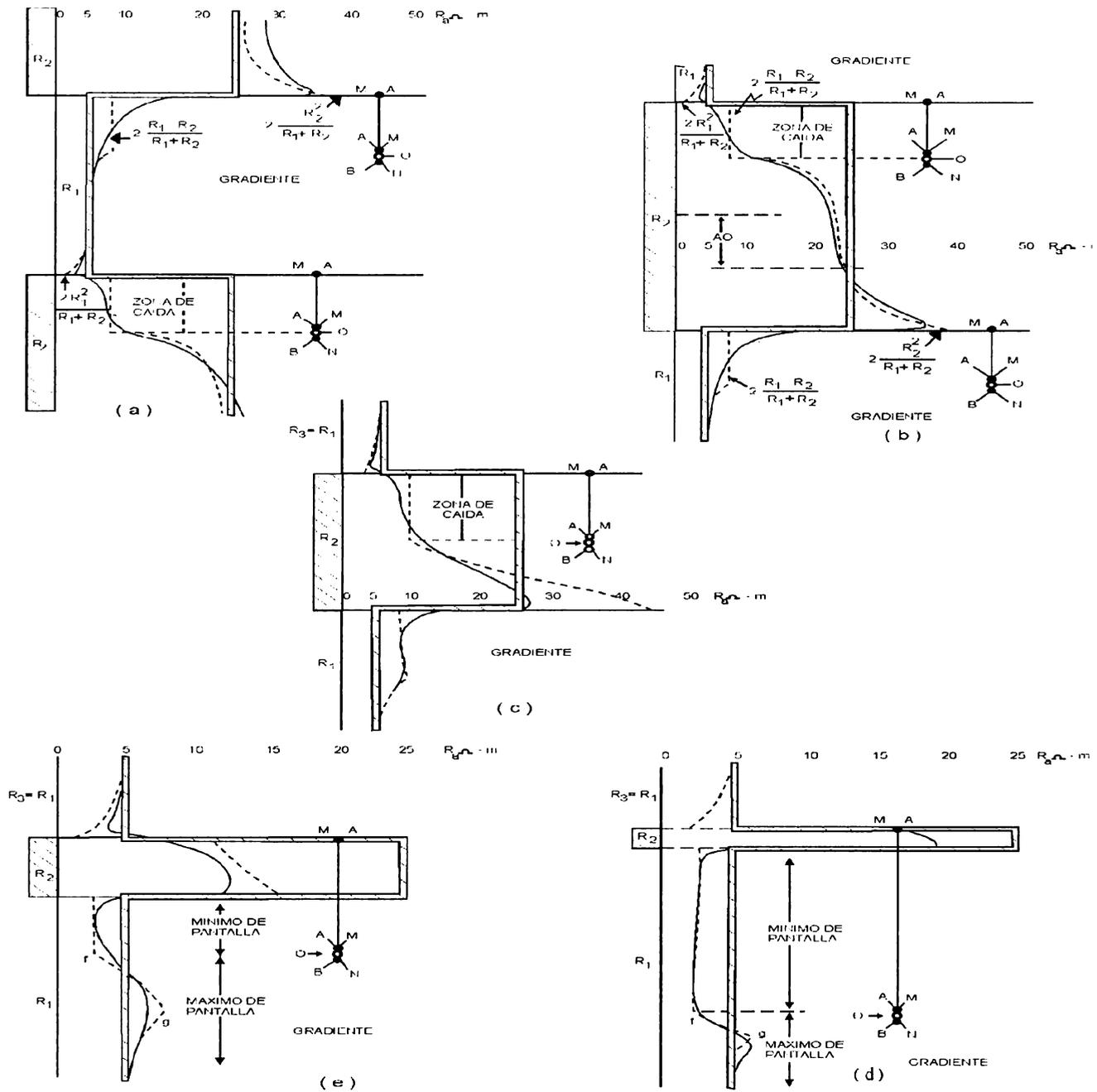


Fig. 5. Forma de las curvas de resistividad aparente obtenidas con una sonda lateral, para capas con diferentes espesores (h) y diferentes distancia inter-electródicas (L). Línea discontinua: curva teórica, línea continua: curva observada. $R_1 < R_2$, R -resistividad de la formación.

de corriente son alteradas por una capa de alta resistividad, mientras que en la parte derecha las líneas de corriente están enfocadas en la capa de interés.

Los electrodos enfocadores utilizados normalmente pueden ser de dos tipos: esféricos, considerados como puntuales y cilíndricos alargados. Según la clase de electrodo que se utilice, se tienen dos tipos de sondas: sonda de corriente enfocada de siete electrodos

y sonda de corriente enfocada de tres electrodos (Figura 8).

Entre las técnicas geofísicas de pozos, el método de inducción se utiliza con la finalidad de determinar la resistividad de las rocas que conforman el corte del pozo. Este método evalúa directamente, a diferencia de los anteriores, la electroconductividad de las rocas. El dispositivo más simple del método

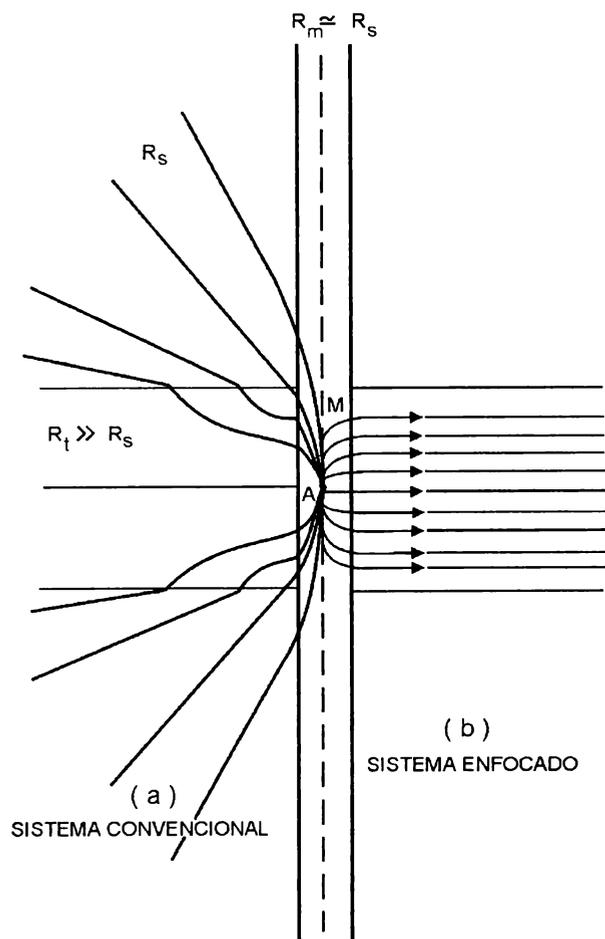


Fig. 6. Modelo del flujo de la corriente en el pozo y en la formación desde un electrodo central (adaptado de Schlumberger, 1972) R_{ad} - Resistividad de las formaciones adyacentes. R_L - Resistividad de la formación.

de inducción consiste en una sonda compuesta por dos bobinas, una transmisora por la cual circula una corriente eléctrica variable con el tiempo de 20 kHz de frecuencia, y una receptora, la cual capta la señal emitida por la formación (Figura 9). La medición consiste en crear un campo electromagnético primario en las rocas que circundan al pozo, el cual induce en las rocas corrientes eléctricas generadoras de un campo secundario que es detectado en la bobina receptora, mediante una diferencia de tensión creada en sus extremos. La tensión generada en la bobina receptora es proporcional a la intensidad del campo secundario y lo es también a la intensidad de la corriente de la roca, por lo que depende también de la electroconductividad del medio que rodea a las dos bobinas.

Tanto la bobina receptora como la transmisora se colocan con sus ejes colineales al eje del pozo, de forma que las líneas de corriente que son generadas

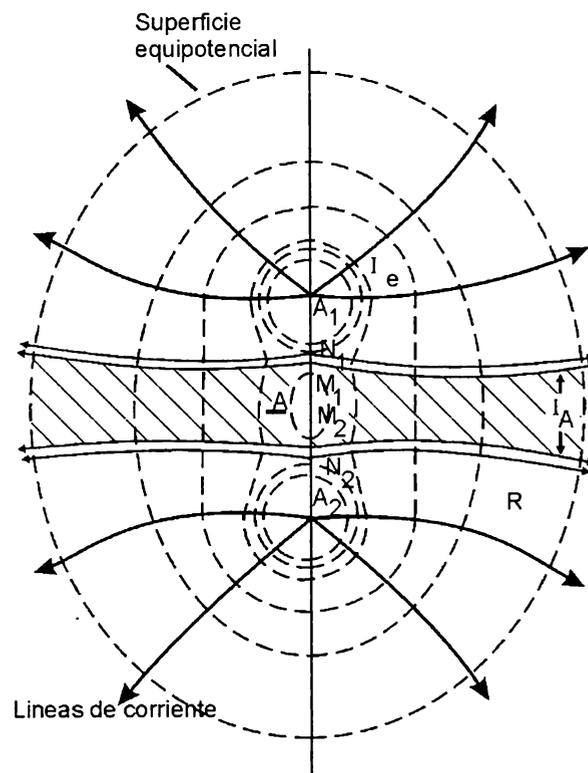


Fig. 7. Disposición de los electrodos de corriente en el sistema enfocado.

en el medio circulen alrededor del pozo en planos perpendiculares al eje del mismo. La distancia entre la bobina transmisora y la receptora es la denominada longitud de la sonda de inducción, y la medición se adjudica al punto medio entre las bobinas. En la actualidad se utilizan sondas de inducción con bobinas de enfoque colocadas entre las bobinas fundamentales con el objetivo de eliminar la influencia tanto del medio exterior a la sonda, como del diámetro del pozo y la zona invadida.

Con la sonda de inducción se obtiene un registro continuo de electroconductividad o también de resistividad eléctrica R , a todo lo largo del eje del pozo; a diferencia del método de resistividad aparente, el de inducción tiene la ventaja de que no necesita un lodo que conduzca la corriente emitida por la sonda hacia la formación, ya que las corrientes eléctricas que circulan en la roca son inducidas por dicha sonda. Esta es la causa por la que el método de inducción se utiliza y se desarrolla para determinar las propiedades eléctricas de las rocas en pozos perforados para petróleo, donde en algunos casos se emplea como lodo de perforación el mismo petróleo o el gas, que no permiten el uso de sondas convencionales de resistividad aparente.

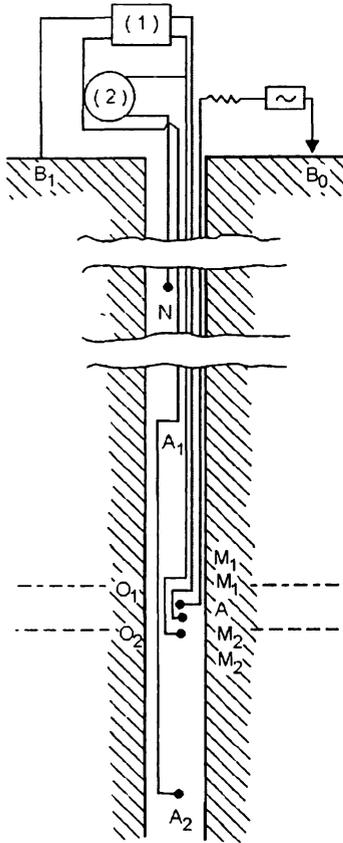


Fig. 8a. Electrodo puntual.

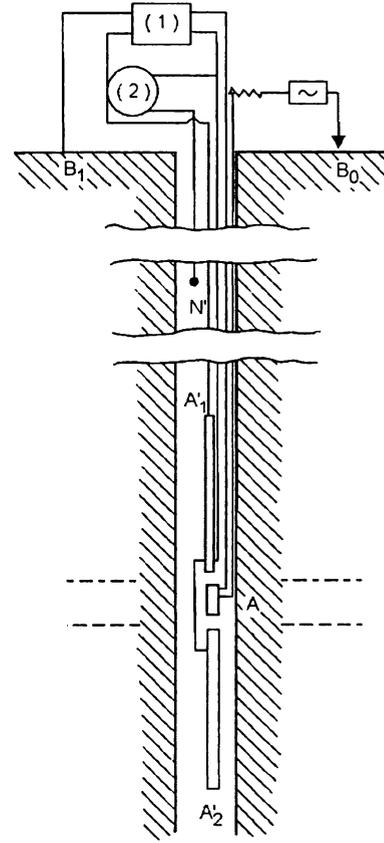


Fig. 8b. Electrodo alargado.

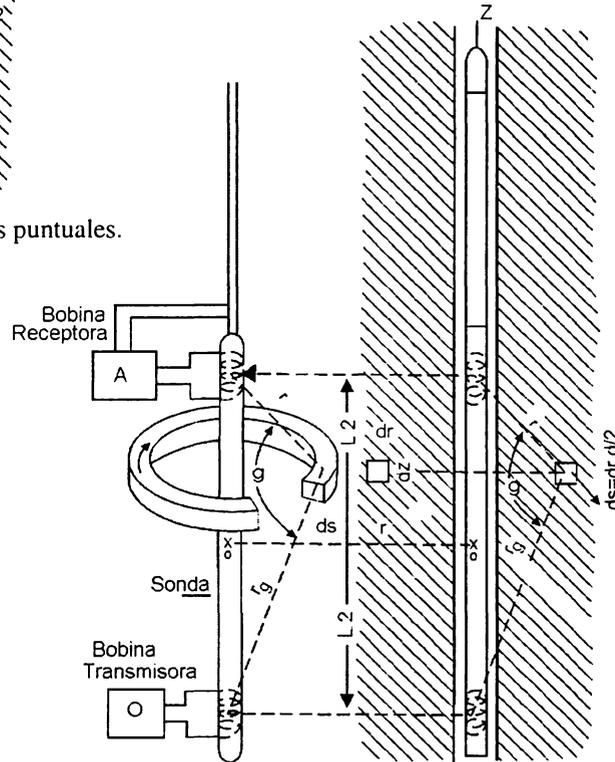


Fig. 9. Dispositivos del método de inducción. 1) Compensador automático para diferencias de potencial entre los electrodos de la pantalla y el central (A), 2) Medidor de la diferencia del potencial entre los electrodos A y N, $dr \cdot dz$: Área de la sección transversal del circuito, L2: Distancia entre la bobina transmisora y receptora, X_0 , rg : Coordenadas de ubicación vertical del punto, g : Distancia del punto de corriente en el circuito a las bobinas.

3.1.1 Propiedades eléctricas de las rocas

La resistividad eléctrica específica, abreviadamente resistividad eléctrica, se define como la

resistencia de un cubo unitario de roca o de cualquier material, al paso a través de él de una corriente eléctrica perpendicular a una de sus caras. La resistividad en Ohm es el recíproco de la conductancia

específica, la cual se mide en mho; la unidad mho es Ohm escrito al revés $1/\Omega - m = 1 S/m$.

Debido a que el agua tiene una conductividad muy inferior a 1 mho, en hidrogeología se utilizan *micromhos* (μmho) o (millonésima de mho, por metro). En el Sistema Internacional de Unidades (SI) se ha propuesto que la unidad de conductividad se renombre "Siemens". El microSiemens (μS) es numéricamente igual al *micromho* (μmho). Convencionalmente en hidrogeología la conductancia se expresa en ($\mu S/cm$).

La resistividad eléctrica de las rocas, entre otros factores, depende fundamentalmente de la resistividad eléctrica de los materiales que la componen y, de la proporción y distribución en qué se encuentran en su interior. Como estas sustancias son los minerales que conforman el esqueleto sólido de la roca y los fluidos que saturan sus poros, por consiguiente, la resistividad eléctrica de las rocas depende de la resistividad eléctrica de sus minerales constituyentes y sus fluidos. Como el rango de variación de la resistividad eléctrica de los minerales y de los fluidos que saturan las rocas es muy grande, la resistividad eléctrica de las rocas varía también entre límites amplios. Para ilustrar los rangos en que varía la resistividad de diferentes rocas y minerales, en la Figura 10 se reproducen algunos rangos típicos de ellos.

De acuerdo con la resistividad de los componentes de las rocas y de los fluidos que contienen, es posible considerar a dos sistemas:

- a) rocas compuestas de minerales de alta resistividad y que presentan inclusiones conductoras,
- b) rocas compuestas de minerales de alta resistividad y que tienen líquidos conductores que ocupan sus espacios porosos.

Las rocas que corresponden al primer grupo por lo general poseen conductividad electrónica, es decir, los portadores de la energía son electrones. En este caso los minerales de alta resistividad constituyen la mayoría de la roca, y la variación de sus valores depende de la proporción y distribución en que se encuentran los minerales de baja resistividad, sobre todo de la interconexión entre estos últimos. Asociados a valores pequeños de resistividades

eléctricas, se pueden tener rocas con contenidos pequeños de minerales de bajas resistividades, pero con una red interconectada, mientras que valores altos de resistividad se tienen cuando en la roca la distribución de los minerales conductores constituye una red aislada de espacios.

El segundo grupo lo integran aquellas rocas que poseen un sistema poroso desarrollado, que por lo general está ocupado por agua subterránea. Este sistema es clásico en las rocas sedimentarias, principalmente las detríticas.

En este grupo los minerales de alta resistividad constituyen el esqueleto que conforma la parte sólida de la roca como son el cuarzo, los silicatos, óxidos, carbonatos, etc. La conductividad del agua que satura el espacio poroso de las rocas es del tipo iónico, cuya resistividad es extraordinariamente más baja que la del esqueleto rocoso. No obstante, en la parte sólida de algunos sedimentos, se encuentran, aunque no frecuentemente, minerales de baja resistividad y de conductividad electrónica, como son la magnetita, pirita y otros, a excepción de la glauconita, la cual sí se manifiesta con cierta periodicidad en las areniscas.

La presencia de petróleo y gas en los poros de las rocas aumenta su resistividad, ya que estos fluidos son aislantes eléctricos.

Al igual que en el primer grupo, la resistividad eléctrica de estas rocas depende de la resistividad del agua subterránea R_w , de la proporción en que se encuentre ésta (\emptyset) y de su interconexión dentro de toda la roca. Es decir, del desarrollo de una porosidad abierta en una formación geológica determinada. Es posible considerar que la resistividad eléctrica R_o de una roca saturada al 100 % con agua subterránea de resistividad eléctrica R_w esté dada por una relación de la forma

$$R_o = F R_w , \quad (3.4)$$

donde

F: coeficiente que relaciona la resistividad de la roca con la del agua subterránea que la satura.

El coeficiente F se denomina factor de formación, y depende de la magnitud y características

del espacio poroso. El factor de formación es adimensional, siempre es mayor que la unidad y en rocas limpias (no arcillosas) no depende de la resistividad del agua subterránea.

El valor de F para una muestra de roca puede ser calculado en el laboratorio, saturando dicha muestra totalmente con agua de una resistividad eléctrica determinada, seguido de la medición de la resistividad de la muestra en estas condiciones y según la relación (3.4).

En un pozo también es posible calcular F mediante la medición de la resistividad de las rocas por medio de métodos geofísicos de pozos, pero es necesario conocer la resistividad del agua subterránea y estar seguro de que la roca esté totalmente saturada de agua innata.

La resistividad de las rocas sedimentarias se afecta por varios factores, entre los que se encuentran los siguientes:

- características estructurales de las rocas y sus sistemas porosos

- presencia de arcilla en el interior de las rocas
- presencia de varios fluidos en su espacio poroso.
- temperatura de la formación.

Es natural que el volumen de poros comunicados por unidad de volumen de roca (porosidad abierta) sea el factor principal que controla el paso de la corriente eléctrica a través de la misma.

Según la ecuación (3.4) el factor de formación relaciona la resistividad de la roca con la del agua que la satura totalmente, por lo que debe ser el parámetro que está determinado por las dimensiones y formas del espacio poroso, esto es

$$F = a \varnothing^m, \quad (3.5)$$

donde

\varnothing : porosidad de la roca,

a: constante

m: exponente de cementación.

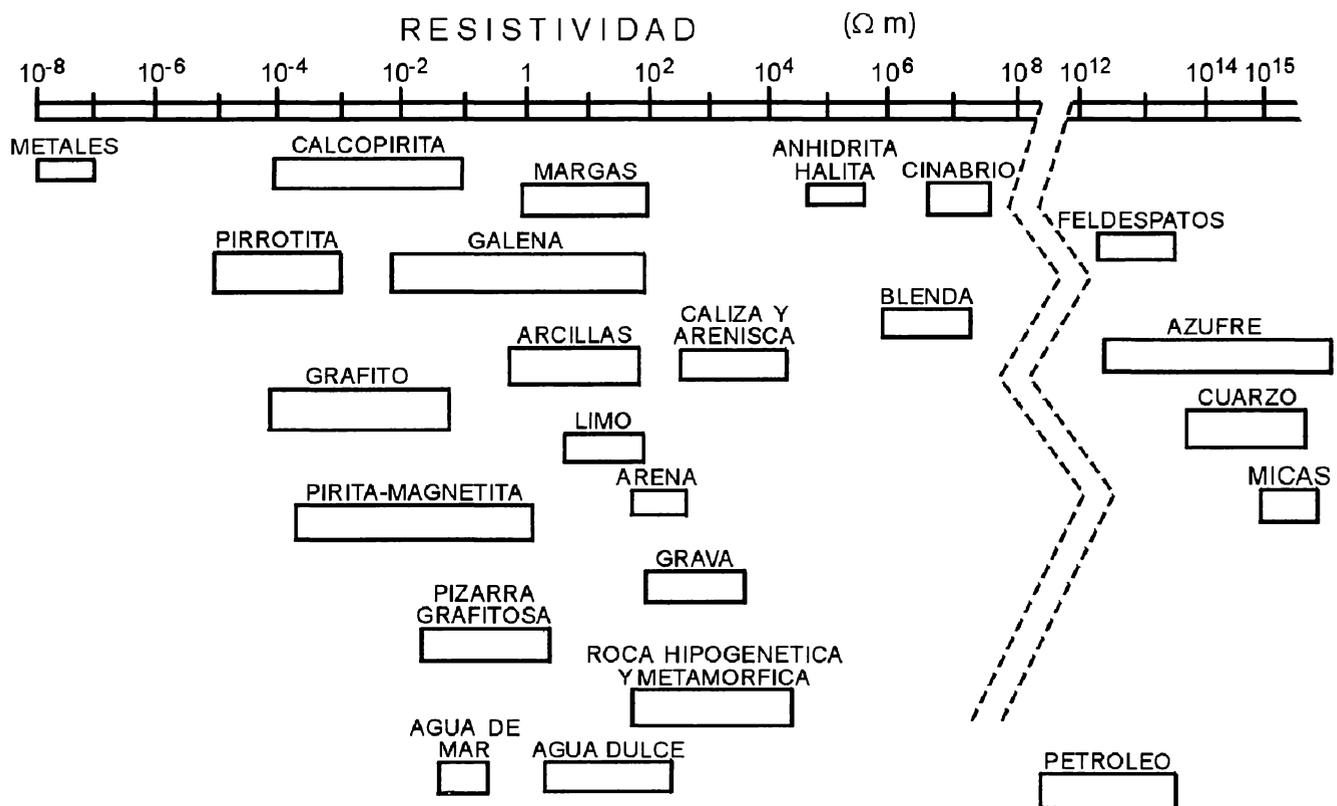


Fig. 10. Rangos de variación de la resistividad de algunas rocas y minerales según Kobr (1977).

En formaciones compactas y cementadas se tiene que $a \approx 1$ y la relación $F = \phi^m$, es la más utilizada, mientras que las relaciones promedio pueden ser $F = \phi^{-2}$ y $F = 0.62 \phi^{-2.15}$. En la Figura 11, se muestra la dependencia entre el factor de formación F, la porosidad ϕ y el grado de cementación para diferentes rocas.

En la práctica, para un tipo de roca la ecuación (3.5) se obtiene experimentalmente, midiendo en el laboratorio, en diferentes muestras de rocas los valores de F y ϕ , y calculando mediante regresión y

mínimos-cuadrados los coeficientes **a** y **m**. La utilidad práctica de la ecuación (3.5) es que es posible calcular ϕ para una roca con base en el valor de F, determinado mediante mediciones de resistividad eléctrica en los pozos, si las formaciones constituyen acuíferos.

El recorrido de la corriente en el interior de la roca está afectado por la complejidad de los canales porosos. Cuantitativamente, esta complejidad se describe por el parámetro conocido como tortuosidad eléctrica τ_e . En rocas en las que la conformación de los poros sea semejante a un conjunto de canales más

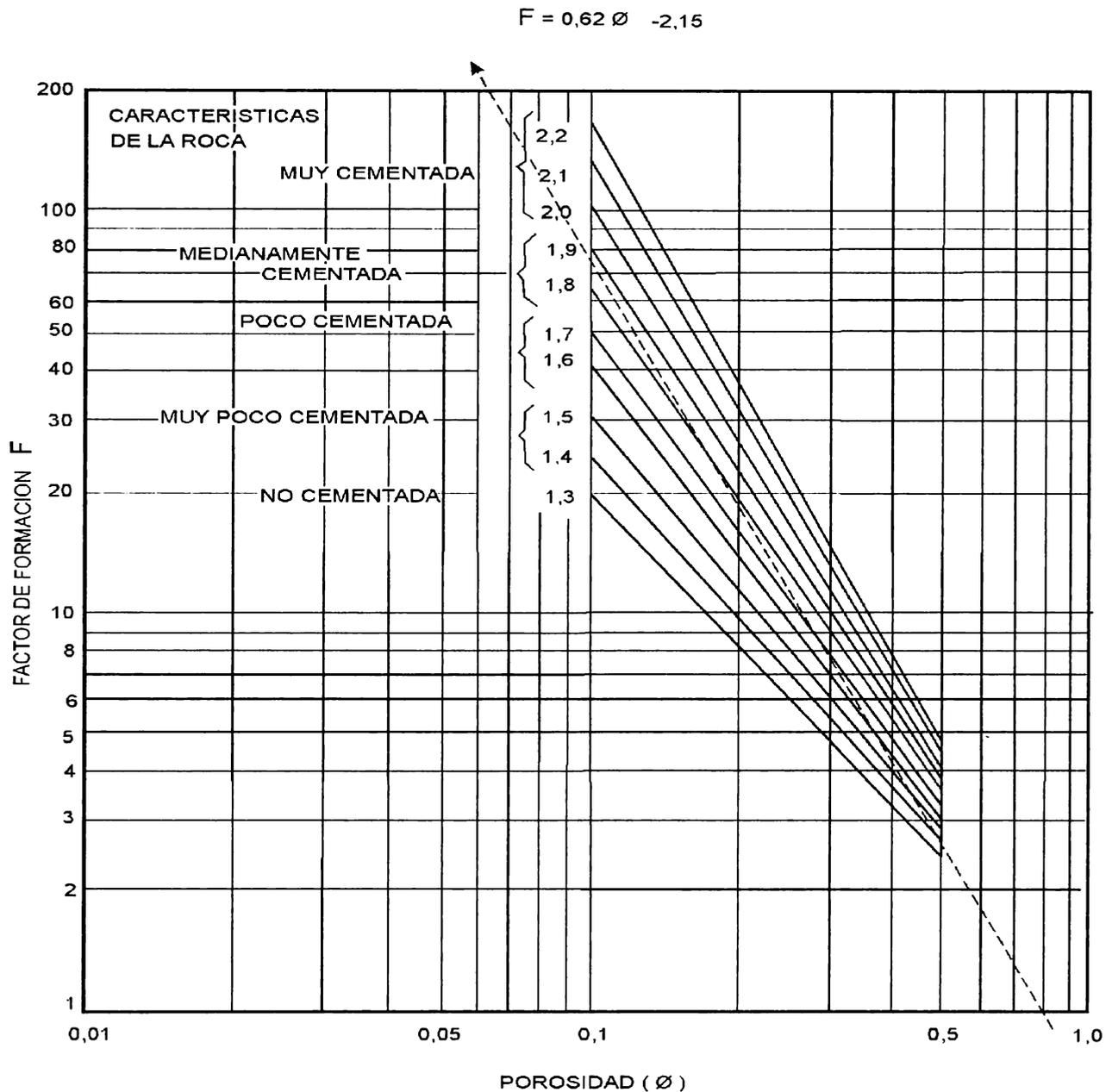


Fig. 11. Dependencia entre el factor de formación F y la porosidad ϕ para varias muestras, con diferentes grados de cementación, según Pirson (1966).

o menos paralelos, y donde $\tau = \tau_c$, la tortuosidad se relaciona con el factor de formación según la expresión:

$$F = \frac{\tau_c^2}{\emptyset} \quad \text{o} \quad \tau^2 = F \emptyset = a \emptyset^{-m} \quad \emptyset = a \emptyset^{1-m} \quad (3.6)$$

τ : tortuosidad hidráulica

Cuando su sistema poroso sea semejante a un conjunto de canales más o menos paralelos, entonces mediante la ecuación (3.6) y según los valores de \emptyset , a , y m , es posible calcular la tortuosidad τ de una roca.

3.2. Medición del potencial espontáneo

Los campos eléctricos de polarización espontánea o natural que se miden en los pozos, se producen por diferentes procesos físico-químicos que ocurren dentro de las rocas que circundan al pozo. Entre los principales se tienen los procesos de difusión, absorción (membrana), electro-filtración y, oxidación-reducción.

El proceso de difusión se manifiesta cuando se ponen en contacto dos soluciones salinas con diferentes concentraciones. En esas condiciones se observa una difusión de los iones de la solución más concentrada hacia la menos concentrada; como la movilidad de los distintos iones es diferente, la solución con mayor salinidad queda cargada con el signo de los iones menos móviles y la menos concentrada queda cargada con el signo de los iones más móviles, formándose en el contacto de las soluciones una capa eléctrica de difusión U_d , que según Nernst, está dada para la sal de cloruro de sodio a 25 °C, por la expresión

$$U_d = -11.6 \log \left(\frac{C_2}{C_1} \right), \quad (3.7)$$

U_d : potencial de difusión

C_1 : concentración de sal del agua subterránea,

C_2 : concentración de sal del filtrado del lodo.

En los pozos, los potenciales de difusión se manifiestan cuando se ponen en contacto el agua de la formación y el filtrado del lodo R_f . Si dichos líquidos tienen en disolución una misma sal, el potencial de difusión se puede escribir de la forma siguiente:

$$U_d = K_d \log \left(\frac{R_f}{R_w} \right), \quad (3.8)$$

ya que las resistividades eléctricas de ambas soluciones son inversamente proporcionales a las concentraciones de sales que contengan cada una.

K_d : coeficiente de difusión.

El proceso de absorción tiene lugar cuando en la formación aparecen arcillas, que por absorción crea una doble capa eléctrica de iones de sal absorbidos y se genera un potencial denominado de absorción. Este depende de la capacidad de absorción o de intercambio iónico de la roca con la solución con que está en contacto. Del proceso de absorción se concluye, que si la solución que está en contacto con la roca contiene algún tipo de sal y si ha existido una absorción completa de los cationes, entonces ($U_a = 0$) y el potencial eléctrico máximo U_a de la doble capa eléctrica de iones absorbidos en la solución es

$$U_a = K_a \log \left(\frac{C_2}{C_1} \right), \quad (3.9)$$

donde

C_1 y C_2 : concentraciones de sales de la doble capa y de la solución respectivamente

K_a : coeficiente de absorción.

En una roca con características absorbentes, en la que en su interior estén en contacto dos soluciones de diferentes concentraciones tales como el filtrado del lodo y el agua subterránea (condiciones que se manifiestan en pozos), el potencial eléctrico espontáneo que generará la roca será la suma de los potenciales de difusión y de absorción, y el resultado será el potencial de difusión-absorción U_{da} dado por

$$U_{da} = K_{da} \log \left(\frac{R_f}{R_w} \right), \quad (3.10)$$

donde K_{da} : coeficiente de difusión-absorción.

En el caso de que la sal sea el cloruro de sodio, la roca absorbe preferentemente iones positivos, entonces $U_a = 59.1 \log(R_f/R_w)$ y el potencial resultante, será

$$U_{da} = U_d - U_a = -70.7 \log \left(\frac{R_f}{R_w} \right). \quad (3.11)$$

El proceso de electrofiltración se presenta en los pozos cuando se producen filtraciones del agua de la

roca hacia el pozo, o de éste hacia la roca. El potencial de electrofiltración, U_f generado por la formación de concentraciones de iones de signos diferentes en los extremos de los capilares, depende de la doble capa eléctrica, así como de las características del fluido en movimiento y de la magnitud de la presión diferencial ΔP de este último

$$U_f = \left\{ \frac{(\epsilon \xi \cdot R_f)}{(4\pi\mu)} \right\} \Delta P, \quad (3.12)$$

donde

ϵ : permeabilidad dieléctrica del fluido en movimiento
 ξ : potencial de la doble capa eléctrica de iones absorbidos

R_f : resistividad del fluido en movimiento

μ : viscosidad

ΔP : diferencia de presión

El potencial de oxido-reducción se presenta en las rocas que circundan al pozo, debido a reacciones de esta naturaleza que ocurren entre el medio oxidado, que se carga positivamente cediendo electrones, y el medio reductor que se carga negativamente, tomando electrones. Los mayores potenciales U_d se presentan en pozos que cortan vetas sulfurosas y además, en rocas que estén grafitizadas.

La medición del potencial de polarización espontánea en los pozos se realiza mediante un potenciómetro y dos electrodos, uno situado en la superficie (N) y el otro (M) en el pozo moviéndose a todo lo largo del pozo. La diferencia del potencial entre M y N se mide de acuerdo con

$$\Delta U_{MN} = U_M - U_N,$$

pero como U_N es constante (condición necesaria para realizar el registro), las variaciones de ΔU_{MN} correspondería con las de U_M en el pozo.

Por otra parte, como el valor de U_N no es conocido, no es posible definir el cero de potencial de U_M . *En los cortes sedimentarios, donde se manifiestan procesos de difusión-absorción, las rocas de referencia usualmente son las arcillas (Figura 12), ya que en ellas el potencial es estable y los valores máximos positivos se presentan cuando $R_f > R_w$; a su vez, las variaciones del potencial espontáneo medidos en las formaciones porosas y permeables dan*

origen a deflexiones negativas en las curvas registradas.

3.3. Radiactividad de las rocas

La radiactividad de las rocas depende de su contenido de núcleos atómicos radiactivos, que se desintegran espontáneamente (o inducida artificialmente por medios externos) y dan lugar a emisiones radiactivas, tales como partículas alfa, beta, neutrones y cuantos gamma.

La cantidad de radiación emitida por una roca, en la unidad de tiempo, sin considerar la energía producida durante la radiación, se denomina intensidad integral y refleja el contenido porcentual de los elementos radiactivos que forman parte de la composición química de la roca. La intensidad espectral se define como la cantidad de radiación emitida en la unidad de tiempo, que posee una energía determinada. Entonces la variación de la intensidad espectral está asociada a la disminución o al aumento de un tipo determinado del núcleo atómico o elemento radiactivo dentro de las rocas. La medición y evaluación de las intensidades integral y espectral de la radiactividad natural o artificial de las rocas y menas minerales, son la base de los métodos radiactivos aplicados a investigación hidrogeológica en pozos.

La radiactividad natural de las rocas está determinada por la cantidad de elementos radiactivos que contienen y, esto último está relacionado en particular con la composición química de las rocas, así como con sus características litológicas y petrográficas.

La concentración promedio de elementos radiactivos en las rocas que constituyen las capas superiores de la corteza terrestre (0 a 15 km) depende del contenido de los siguientes elementos radiactivos: torio 10^{-6} %, uranio de 1 a $5 \cdot 10^{-4}$ % y potasio 2.5 %. Los valores medios aproximados del contenido de elementos radiactivos en diferentes tipos de rocas se muestran en la Tabla 2. En esa Tabla se puede apreciar que las rocas ígneas ácidas presentan mayor contenido de elementos radiactivos respecto a las rocas ígneas intermedias, básicas y ultrabásicas, es decir, a medida que son más básicas, las rocas ígneas son menos radiactivas.

En los sedimentos, la variación de la radiactividad depende más del contenido de potasio

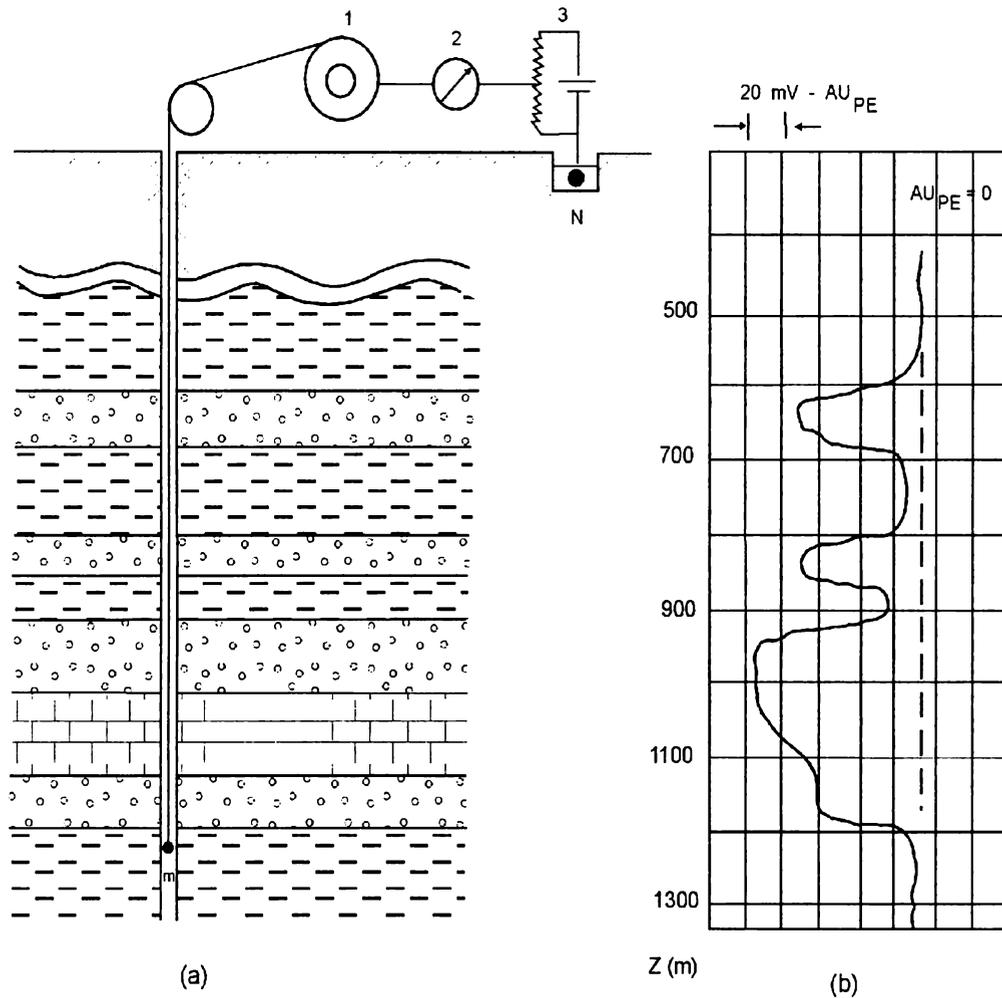


Fig. 12. Medición del potencial espontáneo a lo largo de un pozo. a) Esquema del circuito de medición: 1-carrete del cable; 2-registrador; 3-compensador de la polarización. b) Registro de potencial espontáneo en un pozo con un corte areno arcilloso.

y torio, que del contenido de uranio y radio, pues los dos últimos son más estables. Durante el proceso de su formación, las rocas sedimentarias acumulan materiales radiactivos, de acuerdo con las condiciones físicas y químicas del medio ambiente de depósito. Esto es debido a que las rocas de granos finos que tienen gran superficie específica, absorben mayor cantidad de material radiactivo de las soluciones, especialmente compuestos de torio y potasio; por este motivo, rocas tales como arcillas, esquistos arcillosos, argilitas y otras, tienen radiactividad elevada y en algunos tipos de arcillas de ambientes de depósito profundo se alcanzan grandes valores. Entre los sedimentos, los menores contenidos de materiales radiactivos se presentan en rocas químicamente limpias, tales como la anhidrita, yeso, dolomita y calizas, al igual que otros sedimentos como las areniscas cuarzosas limpias (carentes de potasio y arcillas), pues no

olvidemos que en los sedimentos detríticos la radiactividad está asociada fundamentalmente con el contenido porcentual de granos de tamaño fino en la roca, es decir, con el contenido de arcillas.

3.4. Método gamma natural

Uno de los métodos radiactivos que se utiliza para documentar la naturaleza geológica de los pozos es el método gamma natural. Este se fundamenta en la medición de la intensidad de las radiaciones gamma que emiten espontáneamente las rocas que conforman el corte del pozo. El registro de la intensidad de la radiación se obtiene con una sonda apropiada para tal fin.

El equipo utilizado en los pozos para la medición de la intensidad gamma natural está compuesto por una sonda (1), donde se encuentran: el detector de la

Tabla 2

Radiactividad de los distintos tipos de rocas, adaptada de Kobr (1997)

Grupo	Tipo de Rocas ppm	Contenidos			
		Uranio ppm	Torio ppm	Potasio %	Tk / U
Magmáticas					
Intrusivas	Ultrabásica (Dunitas Piroxenita	0.03	0.08	0.15	2.7
Calci- Alcalinas	Básicas (Gabro, Diabasa) (Diorita, Diorita cuarzosa)	0.6 1.8	1.8 6.0	0.7 1.8	3.0 3.3
	Granodiorita	2.1	8.3	2.3	4.0
	Plagiogranitos	2.7	9.6	2.7	4.0
	Granito de biotita	4.0	15.0	3.4	3.7
	Granito leucocrático	7.0	40.0	4.0	5.6
Intrusivas	Kimberlitas no diamantíferas	2.6	8.8	1.1	3.4
	Kimberlitas diamantíferas	3.2	16.3	1.2	5.1
Alcalinas	Sienitas	3.0	13.0	3.8	4.3
	Sienita nefelínica	4.1	7.2	4.5	1.8
	Sienitas nefelinica con apatito	10.3	28.3	5.0	2.8
	Traquibasalto	2.4	8.0	2.6	3.3
	Traquita y traquiliparita	3.8	30-50	4.8	4-5
Extrusivas	Basalto, Diabasa, Andesita, Dacita	0.7	2.3	1.0	3.2
	Pórfido andesítico	1.2	4.0	1.7	3.3
	Pórfido dacítico	2.5	10.0	2.3	4.0
	Liparita, pórfidos cuarzosos	4.7	19.0	3.7	4.0
Sedimentarias					
	Terrígenas				
Conglomerado	Conglomerado, brechas	2.1	9.0	0.0	3.7
Arenisca	Arenisca, limos	2.9	10.4	1.2-2.1	3.6
Arcillosas	Argilita, lutitias, arcillas	4.0	11.5	2.7	2.9
Silíceas	Esquistos silíceos	1.7	2.2	0.0	1.2
Silíceas	Esquistos silíceos arcillosos	2.8	6.2	0.0	2.2
Carbonatadas	Calizas	1.6	1.8	0.3	1.1
	Margas	2.4	2.5	0.0	1.0
	Dolomitas	3.0	2.8	0.02	0.9
	Caliza bituminosa	7.8	11.9	0.0	1.5
Evaporíticas	Anhidritas	1.0	1.0	0.0	1.0
	Halita	0.9	1.0	0.0	1.1
Orgánicas	Carbón de piedra	3.4	4.8	0.0	1.4
	Turba	2-5	5.2	0.0	1-2.5
	Esquistos carbonosos	10-200	10-15	0.0	0.05-2.0

radiación gamma (2) (al cual llegan las radiaciones provenientes de las rocas), una fuente de alta tensión (3) (que alimenta a los contadores de radiación), y un amplificador (4) (que se conecta a la salida de los contadores y que amplifica los pulsos que se producen en el mismo cuando un fotón gamma llega a él). Los

pulsos amplificados suben a la superficie por medio del cable (5), y pasan a los paneles (6), (7) y (8) en la superficie (Figura 13).

El bloque (6) es un analizador de amplitud empleado para las mediciones espectrales, que se

Tabla 2
(continuación)

Grupo	Tipo de Rocas	Contenidos			
		Uranio ppm	Torio ppm	Potasio %	Th / U
Metamórficas					
Rocas de facies granulíticas	Gneis				
	Piroxénico de facies granulítica	0.6	1.8	0.0	3.0
	Charnoquita de facies granulítica	0.8	2.3	0.0	2.9
	Granulitas, Gneis granulítico	1-3	5-10	0.0	3-5
	Esquistos cristalinos silimaníticos	3-4	4.2	2.3	3.2
	Anfibolita de facies granulítica	0.5	2.0	0.0	4.0
Rocas de facies de anfibolita	Biotíticos, Anfibolíticos de facies anfibolítica				
	Anfibolitas	1.6	8.0	0.0	5.0
	Cuarzo clorítico sericítico de facies de esquistos verdes	1.0	4.0	0.7	4.0
	Cuarcíticos	2.8	12.5	2.65	4.8
	Granito Gneis	1.0	4.0	0.83	4.0
		1-5	5-30	0.0	3-30
Rocas carbonatadas	Marga de facies de esquistos verdes				
	Mármoles	0.7	1.8	0.0	2.6
		1.1	1.8	0.4	1.6
Rocas ultramáficas	Migmáticas de facies anfibolítica				
		3.2	16.1	0.0	5.0

sustituye en el caso de las mediciones integrales por un discriminador que elimina los ruidos provenientes del detector o del equipo de pozo. El bloque (7) está compuesto por un formador de pulsos cuadrados (que normaliza en amplitud y duración los pulsos provenientes de la sonda) y por el integrador. A la salida del mismo se tendrá una tensión eléctrica proporcional a la cantidad de pulsos que se produjo en el detector en la unidad de tiempo. Esta tensión eléctrica pasa al registrador (8), donde se registra su magnitud.

En las mediciones geofísicas de pozo no se detectan hasta los momentos actuales, las componentes suaves en los espectros de los minerales radioactivos naturales. La cantidad de pulsos registrada de la radiación dura proveniente de los minerales radioactivos naturales (uranio, torio, potasio, etc.) que contienen las rocas que circundan al pozo y llegan al detector, conforman una curva continua $I_y = I_y(z)$ con la profundidad. En papel o película fotográfica a una escala horizontal determinada, se obtienen los impulsos por segundo por centímetro. Los valores de las concentraciones de la radiactividad de las formaciones se obtienen después mediante un proceso de calibración.

La medición de la radiactividad natural en los pozos permite determinar el tipo de litología de las formaciones, los espesores de las capas, los valores de la intensidad gamma de las rocas que las componen, así como los contenidos de minerales radioactivos en ellas. Asimismo, en los sedimentos no consolidados, el uso del método gamma natural es de importancia primordial para calcular el contenido de arcilla.

3.5. Método gamma - gamma

Teóricamente el registro de densidad gamma-gamma está basado en la interacción entre la radiación gamma emitida por la fuente y la del medio rocoso, lo cual se da principalmente por el efecto Compton. Este efecto es un proceso de interacción entre la radiación gamma natural con la nube electrónica presente y las energías de enlace de los electrones no lo afectan. Esto se asegura mediante la fuente de radiación gamma empleada. Por consiguiente, es posible considerar que la sección macroscópica del efecto Compton $\Sigma(E_\gamma)$, es igual al producto del número de electrones n por la sección eficaz σ_c de cada electrón en el medio.

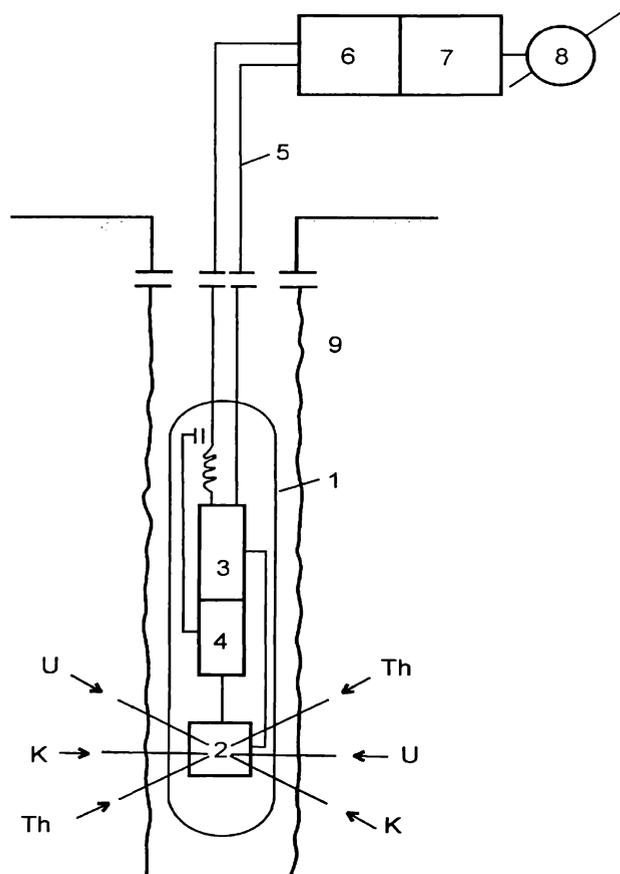


Fig. 13. Esquema de bloques del equipo de medición de radiación gamma natural en los pozos.

$$\Sigma(E_r) = n \sigma_c, \quad (3.13)$$

entonces la ecuación (3.13) puede expresarse como

$$\Sigma(E_r) = \frac{D \cdot W_0 \cdot Z}{A}, \quad (3.14)$$

donde

D: densidad del medio; W_0 : número de Avogadro
 Z y A: número y peso atómico, del medio respectivamente
 $\Sigma(E_r)$: sección macroscópica del efecto Compton.

La relación Z/A, para la mayoría de las rocas y minerales es aproximadamente igual a 0.5, por lo que el efecto Compton es proporcional a la densidad (D) de la roca o sustancia estudiada.

El método gamma-gamma utiliza una sonda de pozo que contiene una fuente de radiación gamma, específicamente isótopos de cobalto ^{60}Co o cesio ^{137}Cs , con energías de 1.25 y 0.66 MeV respectiva-

mente. La sonda se coloca a una distancia (L) promedio de 0.2 a 0.5 m respecto a un detector que puede ser un cristal de centelleo o un contador gaseoso. Entre la fuente y el detector se sitúa una pantalla generalmente de plomo, para evitar que la radiación emitida por la fuente llegue directamente al detector. De esta forma, pasa a las rocas circundantes al pozo con las cuales interactúa y después se desvía su dirección e incide en el detector.

Para que la dispersión simple pueda producirse es necesario que tanto la fuente como el detector estén colimados, es decir, que de la fuente salga un haz estrecho de radiación gamma y que al detector llegue otro similar; para ello la pantalla situada entre la fuente y el detector, se coloca de forma que se logre este objetivo. Para asegurar que la radiación dispersa en el medio que rodea la sonda no sea afectada por las variaciones del diámetro del pozo, las sondas se pegan a la pared del mismo mediante resortes adecuados y en seguida se obtiene el registro.

Actualmente se utilizan sondas con dos detectores, al detector más lejano de la fuente llegan los fotones gamma dispersos por el medio rocoso y al detector más cercano llega la radiación gamma que se ha dispersado en el medio más próximo a la pared del pozo; esto último proporciona además datos relacionados con la influencia de la rugosidad de la pared del pozo .

Al igual que con el método gamma natural, en este método el equipo de medición de la sonda (Figura 14) está compuesto por el detector (2), que puede ser un cristal de centelleo o un contador gaseoso, que es alimentado por la fuente de alta tensión (3). A la salida del detector se tiene el amplificador (4), desde el cual la señal pasa a través del cable (5) hasta el panel de superficie, al bloque (6) que es un analizador de amplitud utilizado para las mediciones espectrales; de este bloque la señal pasa al conjunto normalizador integrador (7) donde los pulsos son igualados en amplitud y duración, y son promediados en una unidad Δt de tiempo fijo y convertidos en una tensión eléctrica proporcional al número de pulsos por unidad de tiempo, que es registrada en el registrador (8) de la estación.

La sonda del método gamma-gamma de densidad proporciona un registro de la intensidad del flujo gamma dispersado $I_{\gamma\gamma}$ contra la profundidad,

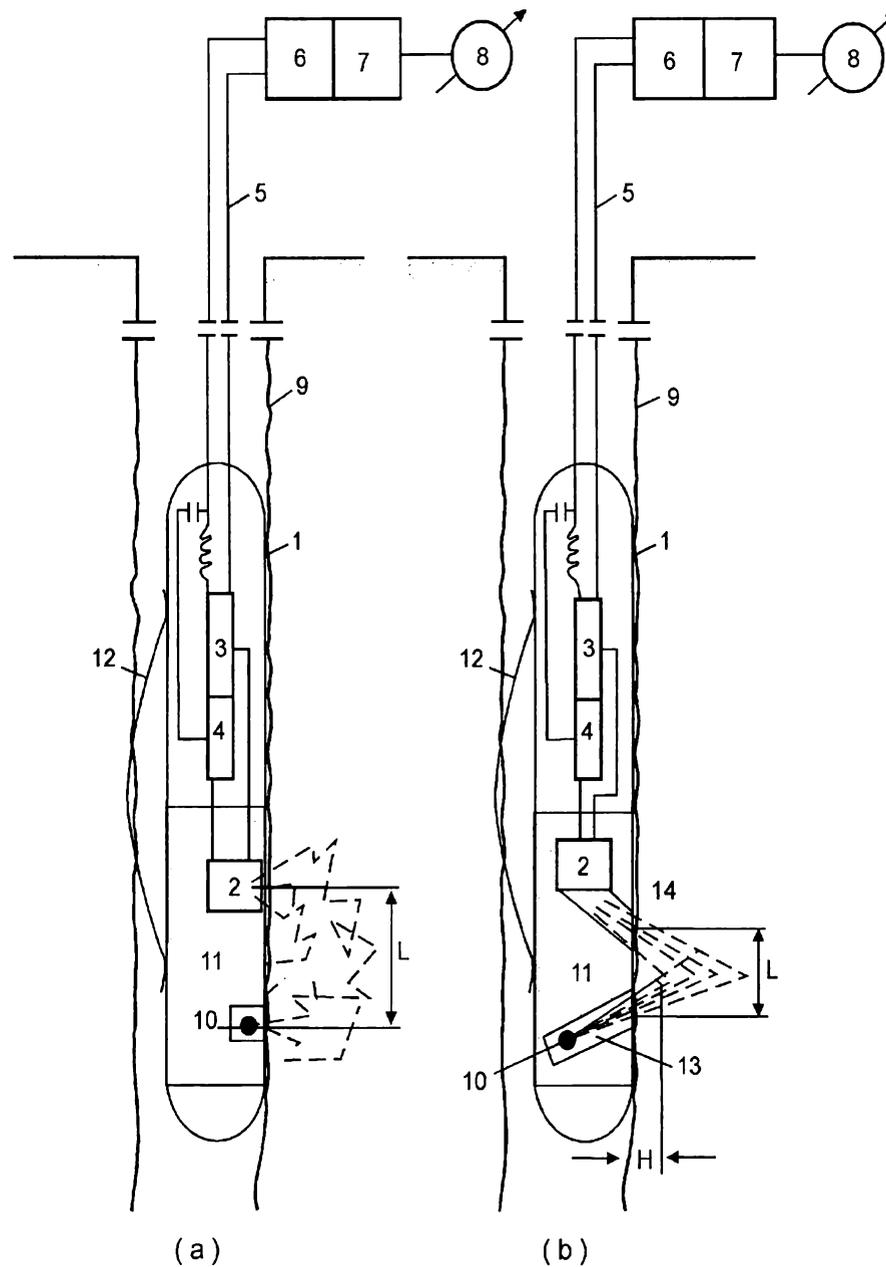


Fig. 14. Esquema de sondas del método gamma-gamma. 1-cubierta de la sonda; 2-detector; 3-fuente de alta tensión; 4-amplificador; 5-cable; 6-analizador de amplitud; 7-normalizador /integrador; 8-registrador; 9-pozo; 10-fuente de radiación; 11-pantalla de plomo; 12-muelle; 13-colimador de la fuente; 14-colimador del detector.

que representa las variaciones de la densidad de las rocas que componen el corte del pozo. El punto de referencia de la medición es el punto medio entre la sonda y el detector. La curva medida es simétrica, los límites de las capas con distinta densidad se determinan en los puntos medios de la anomalía.

La calibración de los registros $I_{\gamma\gamma}$ en unidades de densidad se logra en instalaciones creadas para tal efecto, donde se tienen bloques perforados de

materiales de densidad conocida y muy uniformes y en los cuales se introduce la sonda y se obtiene la lectura de $I_{\gamma\gamma}$. En general se emplean materiales calcáreos con diferentes densidades.

Este método se utiliza para determinar la densidad de las rocas en los pozos, en la determinación de los espesores de las capas que conforman al pozo, y en la detección y evaluación de menas de minerales pesados, así como de minerales ligeros

(carbón, turba, etc). Otra de las aplicaciones más importantes del método gamma-gamma de densidad es la evaluación de la porosidad de las rocas. Los valores de la densidad volumétrica de algunos minerales y su respectiva densidad electrónica se presenta en la Tabla 3.

Tabla 3

Densidad volumétrica y electrónica de algunos minerales a sustancias. Adaptada de Ibarra y Kobr (1989)

Minerales	Densidad	
	volumétrica	electrónica
Agua pura	1.00	1.11
Agua salada	1.13	1.22
Cuarzo	2.65	2.67
Calcita	2.71	2.71
Dolomita	2.85	2.84
Anhidrita	2.95	2.95
Yeso	2.32	2.37
Halita	2.18	2.09
Silvita	2.0	1.93
Ortoclasa	2.57	2.55
Albita	2.52	2.60
Anortita	2.76	2.75
Caolinita	2.65	2.63
Montmorillonita deshidratada	3.36	3.26
Aluminio	2.70	2.60

La determinación de la litología, mediante la curva de intensidad gamma-gamma, está condicionada por la variación de la densidad de las rocas que conforman el corte del pozo. La densidad media (densidad volumétrica D_o) está relacionada con la porosidad mediante la siguiente ecuación:

$$D_o = D_{ma} (1 - \emptyset) + D_{fe} \emptyset, \quad (3.15)$$

donde

D_{ma} : densidad de la matriz de la roca

\emptyset : porosidad del medio rocoso medido

D_{fe} : densidad del fluido que satura los poros de la roca.

De la ecuación anterior (3.15), al despejar la porosidad, se obtiene la expresión

$$\emptyset = \frac{(D_{ma} - D_o)}{(D_{ma} - D_{fe})} \quad (3.16)$$

El uso de esta ecuación para el cálculo de \emptyset presupone el conocimiento de las magnitudes D_{fe} y D_{ma} para el cálculo de la porosidad de todas las rocas que poseen igual litología en el corte del pozo. La densidad del fluido que llena los poros puede ser considerada igual a la densidad del filtrado del lodo o del agua subterránea. La densidad del esqueleto (matriz) de la roca se deriva de la densidad mineralógica de la matriz de una muestra de roca y el valor obtenido corresponde a D_{ma} . Entonces con el método gamma-gamma de densidad se mide la densidad electrónica y su relación con la volumétrica no difiere sustancialmente (Tabla 3).

3.6. Registro de porosidad por neutrones

El método neutrón-neutrón se basa en la medición de la radiación neutrónica, dispersada en la formación y emitida por una fuente de neutrones, colocada en una sonda a una distancia determinada del detector de neutrones (Figura 15).

De acuerdo con la energía del neutrón registrada, el método neutrón-neutrón puede ser de dos tipos:

- a) Método neutrón-neutrón con detección de neutrones epitermales: N-N(e)
- b) Método neutrón-neutrón con detección de neutrones termales: N-N(c).

Las intensidades medidas en ambos métodos dependen del contenido de hidrógeno en la roca, es decir, a un alto contenido de hidrógeno le corresponden mayores propiedades de retardación y viceversa. Lo expresado anteriormente evidencia que la densidad del flujo de neutrones termales y epitermales formados en la roca y sus intensidades N-N(e) y N-N(c) son indicadores de la porosidad de las rocas.

Por lo general en el método neutrón-neutrón se utiliza una sonda con una fuente de neutrones y un (o más) detector(es) de neutrones termales o de neutrones epitermales, según la modificación empleada. Como las intensidades $I_{NN(e)}$ e $I_{NN(c)}$ dependen de la distribución espacial de los neutrones epitermales y termales respectivamente, y la distribución depende de las características retardantes del medio, entonces, para una sonda larga, la intensidad registrada será máxima si el medio frente al cual se encuentra situada presenta bajas propiedades retardantes, y será mínima

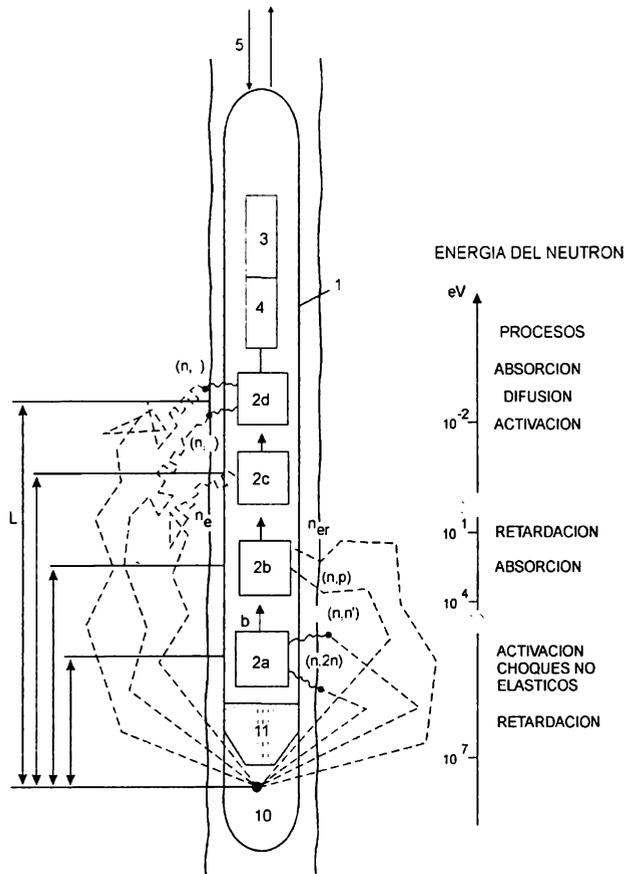


Fig. 15. Esquema de medición usado en los métodos neutrónicos de pozo: 2 a, b, c, d, detectores de neutrones y/o de radiación gamma; 11 pantalla de neutrones; los demás números tienen el mismo significado que en la Figura 14.

si el medio frente al cual se encuentra presenta altas propiedades retardantes.

El método neutrón-neutrón también proporciona información sobre la porosidad; en este caso, la medición espectral del flujo de radiación gamma refleja la cantidad de cada elemento que entre el haz de neutrones y el medio rocoso ha entrado en interacción, como se presenta en la Tabla 4.

Es necesario tener en cuenta la gran influencia que presentan rocas con contenido de elementos con alta sección eficaz de absorción de neutrones termales (Tabla 5), ya que la presencia de estos provocan un déficit de neutrones termales. Por este motivo, en la actualidad se prefiere usar el registro neutrón-neutrón epitermal para determinar la porosidad neutrónica de las rocas. Algunas características neutrónicas de algunos elementos y minerales, así como el esquema de los procesos que ocurren entre el haz de neutrones

y el medio rocoso encajonante, se presentan en las Tablas 4, 5 y 6 respectivamente.

3.7. Métodos acústicos

Los métodos acústicos se fundamentan en el estudio de las características cinéticas y dinámicas de las oscilaciones elásticas que atraviesan un medio rocoso. Esto se logra mediante una sonda acústica, en donde las oscilaciones elásticas que recorren la roca, emitidas por un transmisor de oscilaciones son registradas por uno o varios receptores (geófono de alta frecuencia) colocados a cierta distancia del transmisor. Las variaciones de la velocidad Δv de la señal sonora registrada, así como el tiempo Δt , que demora la misma en realizar el recorrido por la roca desde el transmisor hasta el receptor o entre los dos receptores, son los parámetros medidos.

En investigaciones en pozos mediante métodos acústicos, se emplean diferentes sondas que realizan varias funciones, por ejemplo, registro de ondas transversales y de atenuación de las oscilaciones entre otras.

Las sondas más simples se componen de un transmisor de pulsos de oscilaciones elásticas y de un receptor, ambos separados una distancia L denominada longitud de la sonda; con la finalidad de eliminar los errores en las mediciones acústicas

Tabla 4

Procesos de interacción entre los neutrones y el medio rocoso (Ibarra y Kobr, 1989).

ENERGIA DEL NEUTRON	PROCESOS	ELEMENTOS	REACCION
14 MeV	MODERACION	H - EFECTIVA SECCION EFICAZ DE ABSORCION ELEVADA	—
	CHOQUES NO ELASTICOS	O, C, S...	(n, n')
	ACTIVACION	F, Si, Na...	(n, α) (n, 2n) (n, p)
1 keV	RETARDACION	H	—
	ACTIVACION	Al, Cu...	(n, γ)
0.025 eV	DIFUSION	TODOS	—
	ABSORCION	TODOS	(n, γ)

Tabla 5

Sección eficaz de difusión (σ_d) y absorción (σ_a) de neutrones calóricos para algunos elementos y sustancias (Kozevnikov, 1982)

Elementos y compuestos	H	H ₂ O	Li	B	C	O	Si	Cl	Ag	Cd	Hg	Pb
σ_d (barns)	38.0	103.0	1.4	4.0	4.8	4.2	1.7	16.0	6.0	7.0	20.0	11.0
σ_a (barns)	0.33	0.66	71.0	750	0.003	2.10 ⁻⁴	0.13	32.6	62.0	335	360.0	0.17

Tabla 6

Composición y propiedades neutrónicas de algunos minerales: L_r : longitud de retardación de los neutrones (distancia en línea recta que recorre el neutrón desde la fuente, hasta que alcanza la energía de neutrón termal); t_r : tiempo de retardación; L_d : longitud de difusión (distancia en línea recta que recorre el neutrón desde que se convierte en neutrón termal, hasta que es absorbido); D : coeficiente de difusión; τ : tiempo de vida media (el tiempo que demora en ser absorbido por los átomos del medio rocoso a partir de su conversión termal). Adaptada de Kozevnikov (1982)

Mineral		Densidad	L_r	t_r	L_d	D	τ
Albita	Na(Al Si ₃ O ₈)	2.61	28.1	46.3	16.4	4.14	645
Anortita	Ca(Al ₂ Si ₂ O ₈)	2.76	32.3	48.8	16.8	4.27	659
Ópalo	SiO ₂ +1% H ₂ O	1.50	20.8	19.0	21.1	3.80	1140
Corindón	Al ₂ O ₃	4.00	21.5	33.4	11.2	2.99	419
Hematita	Fe ₂ O ₃	5.15	21.2	24.6	2.6	1.46	47
Limonita	Fe ₂ O ₃ .2H ₂ O	3.75	7.5	2.2	2.8	1.24	62
Barita	BaSO ₄	4.50	31.5	53.0	9.1	3.50	236
Yeso	CaSO ₄ .2H ₂ O	2.32	7.7	1.9	6.4	1.64	250
Magnetita	MgCO ₃	3.00	18.9	23.8	29.0	2.51	3360
Siderita	FeCO ₃	3.9	19.2	21.5	4.0	1.79	89
Halita	NaCl	2.15	47.0	32.3	0.9	0.94	6
Silvinita	KCl	1.98	106.5	60.0	1.1	1.39	9
Galenita	PbS	7.50	85.0	297.0	12.9	4.57	364
Pirita	FeS ₂	5.05	53.8	78.3	3.7	2.62	51
Calcopirita	CuFeS ₂	4.20	55.3	99.2	0.0086	2.92	46
Cinabrio	HgS	8.10	67.8	71.0		0.007	0.6

originados por la variación del diámetro del pozo y del lodo de perforación, se utilizan sondas con más de un receptor, e inclusive con varios receptores y transmisores, con lo cual se logra una mejor medición (Figura 16).

Los valores registrados de Δv o de Δt facilitan calcular la porosidad \emptyset de las rocas consolidadas según las ecuaciones

$$\emptyset = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \quad \text{o} \quad \emptyset = \frac{V_f}{V_r} \left(\frac{V_{ma} - V_r}{V_r - V_f} \right), \quad (3.17)$$

donde

$\Delta t, V_r$: tiempo recorrido y la velocidad medida en la roca investigada

$\Delta t_r, V_r$: tiempo de recorrido y la velocidad medidos en el fluido

$\Delta t_{ma}, V_{ma}$: los mismos parámetros en la matriz de la roca.

La aplicación de la relación requiere estabilidad y el conocimiento de los parámetros del fluido (saturación con agua) además en la matriz no debe

de haber cambios de litología a lo largo del corte del pozo; las variaciones de la velocidad longitudinal y del tiempo vinculados con litología se presentan en la Tabla 7.

Tabla 7

Velocidades sónicas (acústicas) de algunas rocas y sustancias (Kobr,1992)

Sustancia	Velocidad longitudinal (km.s ⁻¹)	Δt (μs.m ⁻¹)
Arcilla	1.2 - 2.5	800-400
Marga	2.0 - 3.5	500-300
Arena	0.8 - 1.8	1250-550
Arenisca poco consolidada	1.5 - 2.5	660-400
Arenisca consolidada	3.0 - 6.0	330-170
Caliza – Dolomía	5.0 - 7.5	200-130
Anhidrita	4.5 - 6.5	220-150
Halita	4.5 - 5.5	220-180
Rocas cristalinas	4.5 - 6.5	220-150
Agua, lodo	1.5 - 1.7	660-600
Petróleo	1.3 - 1.4	770-710
Aire	0.3 - 0.35	3300-2800
Metano	0.43	2100
Acero	5.40	185

3.7.1. Propiedades sónicas (acústicas) de las rocas

Las rocas en su estado natural se comportan como cuerpos elásticos. Si sobre un volumen elemental de una roca actúa un esfuerzo deformador, variarán sus dimensiones, pero la deformación originada cesará cuando deja de actuar la fuerza deformadora. Las oscilaciones elásticas entonces no son más que deformaciones sucesivas de las rocas.

Se diferencian dos tipos fundamentales de ondas elásticas: las ondas longitudinales P y las transversales S; es muy conocido que las primeras se pueden transmitir en la mayoría de las sustancias, mientras que las transversales solamente se transmiten en sólidos.

Un parámetro que caracteriza la propagación de las oscilaciones elásticas en las rocas es su velocidad. La velocidad de propagación depende del medio donde se mueve, del tipo de onda elástica, y se relacionan con características y propiedades del mismo.

3.8. Medición de las variaciones de diámetro del pozo

Uno de los datos que mayor importancia tiene para la mayoría de los métodos geofísicos de pozo es el diámetro del mismo, ya que es el elemento geométrico esencial de la medición, y por consiguiente, interviene en la interpretación de todos los tipos de registros como parámetro de corrección.

El diámetro del pozo es importante no sólo para la medición y la interpretación de los registros geofísicos, sino que además se usa como dato fundamental en los trabajos de perforación y para las actividades posteriores de operación, como son: la elección del diámetro del ademe que se colocará para preservar el pozo, el cálculo de la cantidad de cemento que se usará para la cementación del ademe, elección del diámetro de la columna para realizar la extracción del fluido.

En principio, se debe decir que la variación del diámetro de un pozo es función de los objetivos que se persiguen en la perforación y del costo de la obra. Pero también, está en función de las propiedades mecánicas de las rocas que se perforan y de la reacción de éstas con el lodo de perforación. Esto último determina que en toda perforación el diámetro programado siempre tendrá pequeñas variaciones a lo largo del pozo, pues no existe un diámetro constante en todo el pozo. Según la diferencia entre el diámetro final del pozo, respecto al de la barrena con que fue perforado, se clasifican las rocas perforadas en dos tipos:

1. Rocas donde el diámetro del pozo es igual al diámetro de la barrena empleada.
2. Rocas en las que el diámetro del pozo es mayor que el de la barrena usada.

Al primer grupo pertenecen aquellas rocas que no son alteradas por el proceso de perforación y que no reaccionan con el lodo. Por lo general son rocas duras, compactas, probablemente muy poco porosas y de permeabilidad reducida; entre estas rocas se encuentran las calizas, las dolomitas compactas, volcánicas, ígneas y metamórficas.

En el segundo tipo se encuentran rocas que se caracterizan por ser afectadas por el proceso de

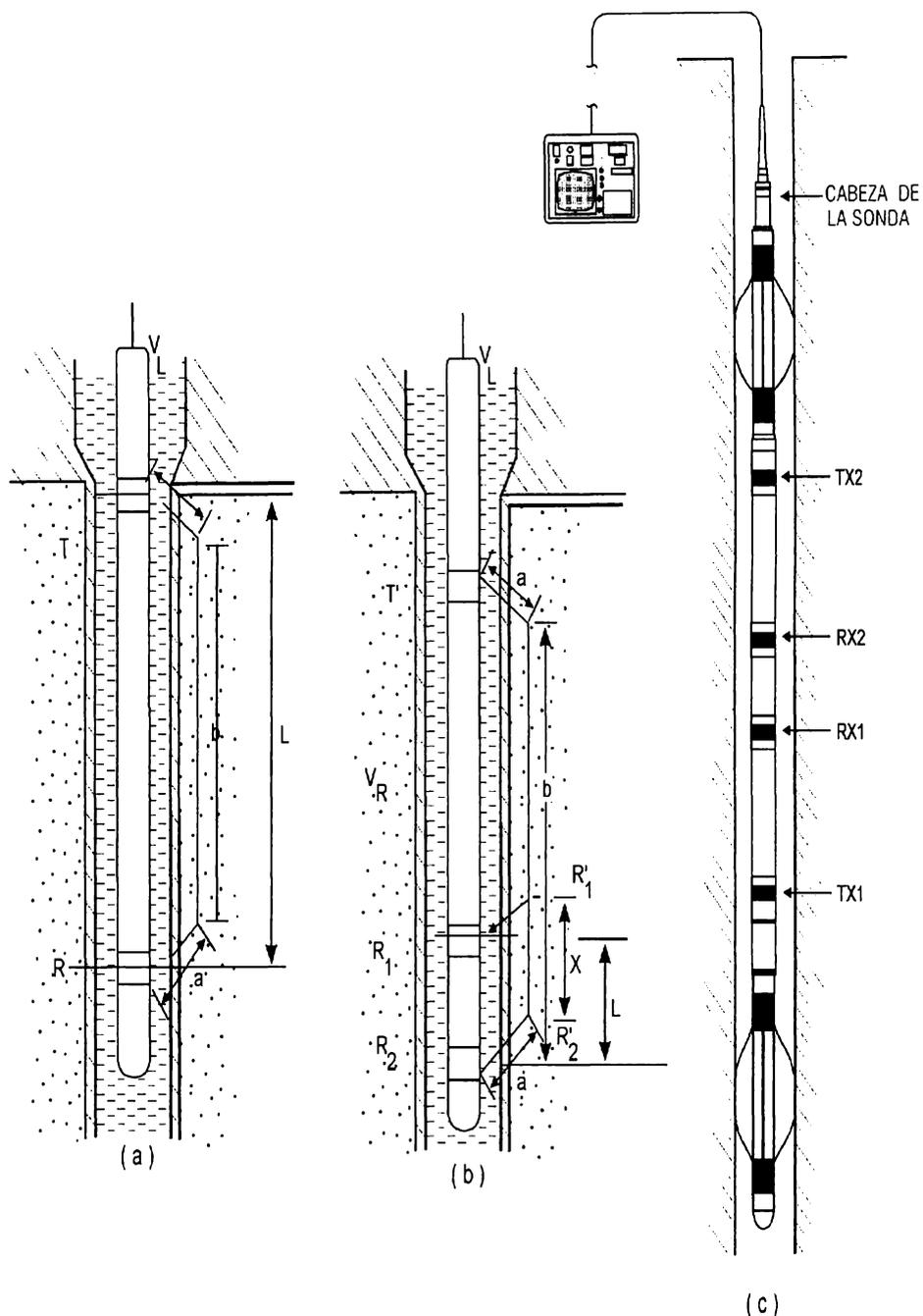


Figura 16. Esquema de la medición con sondas sónicas (acústicas): a) sonda con un receptor; b) sonda con dos receptores; c) sonda compensada de dos receptores RX y dos transmisores TX.

perforación, dando lugar a un agrandamiento del diámetro del pozo. En este grupo se clasifican las lutitas, arcillas, los esquistos grafiticos, las rocas clásticas poco cementadas, en general las arenas, y algunos sedimentos hidroquímicos, como la sal gema. En este caso, el diámetro también se amplía por procesos de colapsos derivados de la reacción fase líquida-lodo de perforación, o por efecto de debilitamiento de la pared del pozo.

Los grandes diámetros se manifiestan con menor frecuencia frente a arcillas illíticas y son menores aun en las caoliníticas. Los derrumbes disminuyen en aquellas arcillas que contengan iones de Ca y Mg, y especialmente en las carbonatadas, en las cuales, por lo general, no se presentan. Por último, los sedimentos hidroquímicos manifiestan grandes diámetros debido a la disolución de estos en la fase líquida del lodo; un ejemplo es el caso de la sal gema.

Esta situación se manifiesta en los cortes sedimentarios de yacimientos petrolíferos en domos salinos.

3.8.1. Medición del diámetro del pozo

Las dimensiones del diámetro a lo largo del pozo, que se obtienen mediante una sonda denominada cali-

per, se presentan en un registro a una escala apropiada. Este equipo consiste en un dispositivo mecánico-eléctrico, en que la parte mecánica (Figura 17) está constituida por un conjunto de brazos, articulados al cuerpo de la sonda en uno de sus extremos, mientras que los otros extremos de cada uno de los brazos están libres y se deslizan pegados a la pared del pozo.

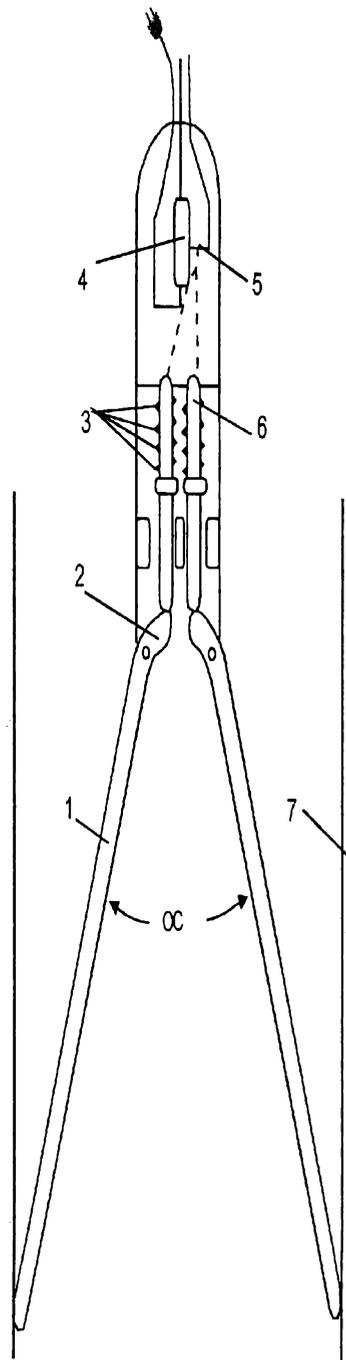


Fig. 17. Esquema mecánico del caliper. 1-brazo; 2-articulación; 3-resorte; 4-reostato 5-cursor del reostato; 6-guía del resorte; 7- pared del pozo.

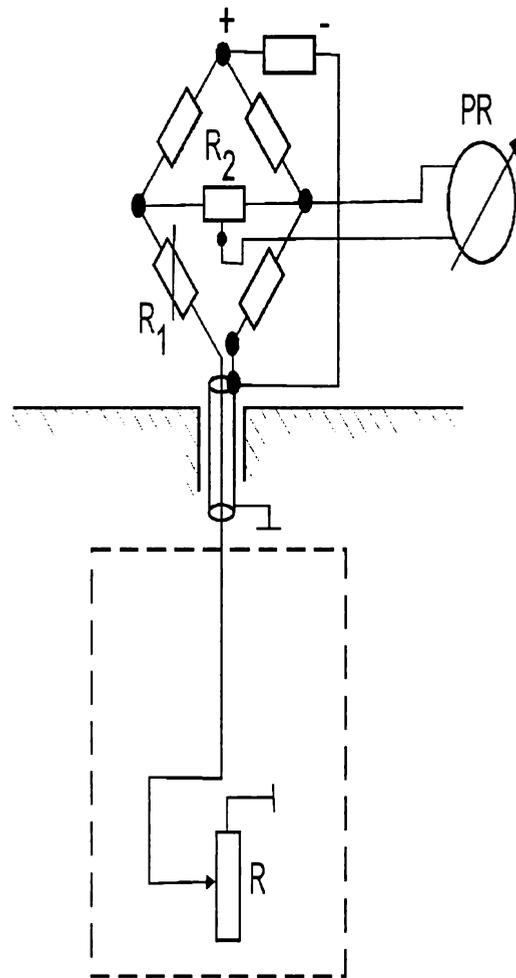


Fig. 18. Esquema eléctrico del caliper.

Para lograr que los extremos libres de los brazos se mantengan pegados a la pared del pozo durante el registro, dentro de la sonda y sobre los extremos articulados de los brazos, actúa un resorte espiral, el cual está acoplado al cursor de un reóstato, que es parte integrante de un puente eléctrico.

La variación del diámetro determina un aumento o una disminución del ángulo que forman los brazos entre sí; este movimiento se transmite al resorte, el cual a su vez cambia la posición del cursor del reóstato. Entonces la variación del diámetro del pozo se traduce en un cambio en la resistencia del reóstato. El diámetro del pozo (d) se determina por la ecuación (3.18)

$$d = d_0 + K \left(\frac{\Delta U}{I} \right), \quad (3.18)$$

donde

d_0 : diámetro del caliper cerrado, cuando la diferencia de potencial en el puente es cero

K : constante del caliper

I : intensidad de la corriente

ΔU : diferencia del potencial del puente.

El esquema eléctrico del caliper se muestra en la Figura 18. El puente es alimentado en una de sus diagonales por un generador. Cuando varía la resistencia del reóstato R , cuyo cursor está acoplado a la parte mecánica del caliper, el puente se desequilibra eléctricamente y en su diagonal opuesta aparece una diferencia de tensión, que se mide con el potenciómetro PR. El esquema que se muestra utiliza un cable de un solo hilo; el circuito del puente se cierra por la envoltura del cable que se usa para bajar y subir la sonda; los reóstatos R_1 y R_2 se utilizan para estabilizar el puente antes de la medición.

La calibración del equipo se logra, en la práctica, determinando la constante K del caliper. Para ello se estabiliza el puente con los brazos cerrados del equipo. Posteriormente, se colocan diferentes anillos de distintos diámetros (d) en los extremos libres de dichos brazos con el caliper abierto, se halla la lectura de ΔU que le corresponde a cada anillo y se construye la gráfica de

$$\Delta U = f(d). \quad (3.19)$$

Existen varios tipos de calipers, en los que sus partes mecánicas y eléctricas se han modificado en

algunos aspectos. La parte mecánica puede estar compuesta por dos o más brazos. Usualmente los calipers poseen dos, tres y cuatro brazos; en algunos, el número es mayor, además, se modifica la sensibilidad del resorte que mueve el cursor del reóstato y que le transmite el movimiento de los brazos, con el uso de mecanismos hidráulicos u otros equipos mejorados.

Para conocer el diámetro del pozo, basta obtener el valor promedio de las lecturas de cada uno de los brazos que posee el caliper. Sin embargo, la experiencia obtenida en las mediciones de infinidad de perforaciones muestra que la sección del corte de los pozos no es totalmente circular, sino que es irregular para la mayoría de las rocas y que presenta una forma más o menos elíptica, con un diámetro mayor y otro menor. Entonces, si se utiliza un caliper de dos brazos los valores de los diámetros que se registran son los diámetros mayores del pozo, mientras que en aquéllos que poseen más de dos brazos, el diámetro medido corresponde a un promedio de los diámetros mayores y menores de cada punto del pozo, por lo que no se tiene una idea de la forma de la sección del agujero. Esta última se consigue con un caliper, con cuatro brazos que están conectados mecánicamente a los reóstatos R_1 , R_2 , R_3 , y R_4 respectivamente, de forma que uno de los pares de brazos opuestos lo hacen a los cursores de los reóstatos R_1 y R_3 , y el par restante, colocado perpendicularmente al primero, a los cursores de R_2 y R_4 .

Esta forma de conexión posibilita que cada par de brazos opuestos en su movimiento indiquen las variaciones del diámetro del pozo en los planos en que se mueve cada par mediante la variación de la resistencia de los reóstatos que le corresponden a cada uno.

Un ejemplo de tal medición se muestra en la Figura 19, donde se observan las curvas de variación del diámetro del pozo para cada pareja de brazos y el diámetro promedio. La diferencia en los diámetros medidos para cada pareja indica las irregularidades en la forma del pozo; mientras que la igualdad en dichos diámetros es indicio de que la forma de la sección del pozo es circular. La determinación más exacta de la forma de la sección del pozo se puede realizar en la actualidad mediante calipers acústicos.

La sinopsis hasta ahora expuesta de los registros de pozos constituye una base que permite al lector

estudiar la aplicación de las técnicas geofísicas de pozos, para obtener diferente información geofísica, geológica y así como de las propiedades petrofísicas de la rocas que le permitirá formarse una idea preliminar del medio hidrogeológico y sus características.

La Tabla 8 presenta diferentes tipos de registros de pozos y la información que proporcionan. Esto es de gran ayuda para que el profesional elija con mayor precisión el registro que le aportará la información que desea obtener.

4. ESTUDIO DE ACUÍFEROS CON CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SECUNDARIA

4.1.- Porosidad secundaria

La aplicación de los métodos geofísicos de pozo al estudio de acuíferos fracturados se enfrenta con problemas más complicados respecto de los que se presentan en los acuíferos intergranulares. Las propiedades que adquieren desde su formación son

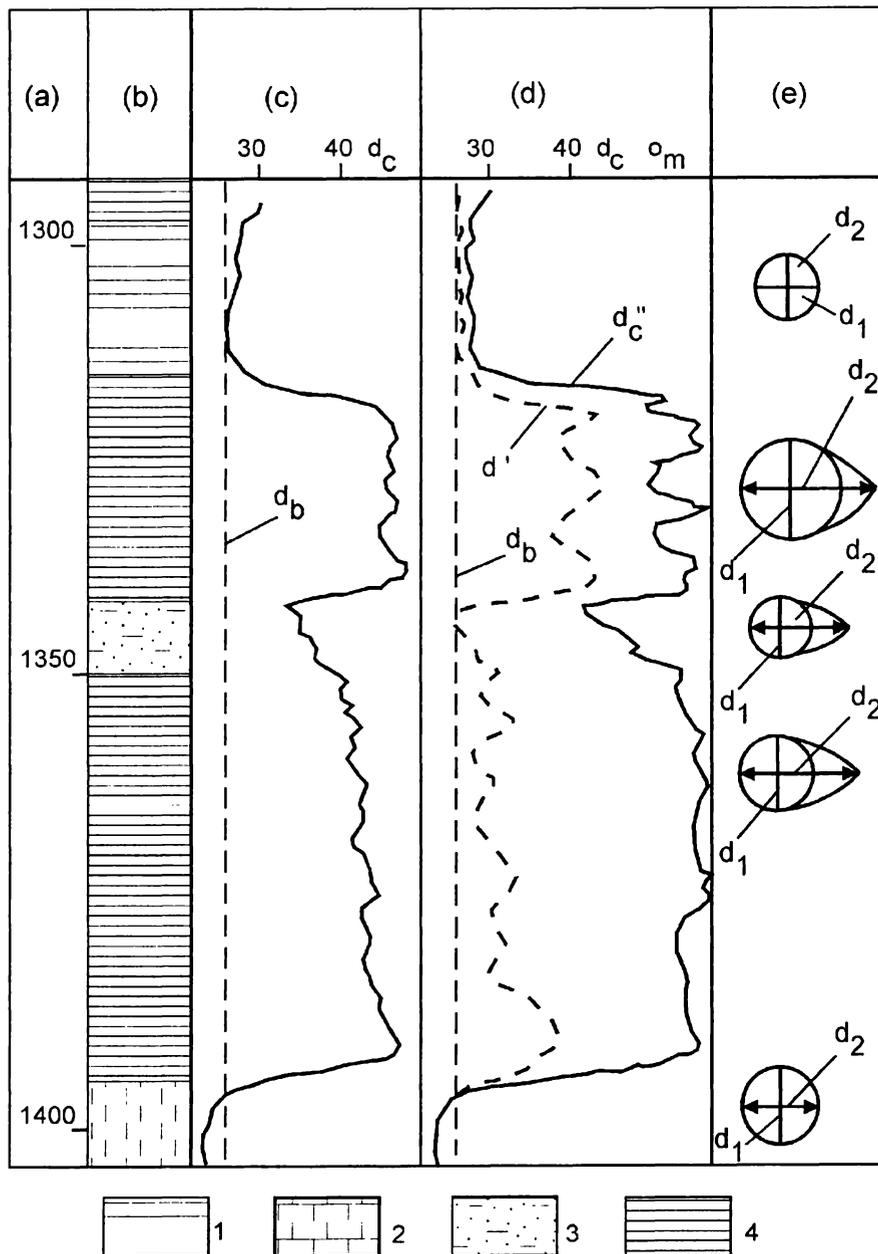


Fig. 19. Resultados de la medición con un caliper de cuatro brazos. Columnas: a) profundidad; b) litología; c) curva de diámetro promedio; d) curvas de diámetro para cada pareja de brazos; e) forma del pozo. 1.- marga; 2- caliza; 3- arenisca; 4-arcillas.

diferentes, debido a que las características litoestratigráficas, el arreglo mineral y su estructura varían.

La conductividad hidráulica o coeficiente de permeabilidad secundaria caracteriza a la mayoría de las rocas sedimentarias cuya porosidad primaria \emptyset_1 es muy baja; esto como resultado de su compactación diagenética en diferente grado y, por su litificación originada por la presión misma que provocó el surgimiento de fracturas (éstas también se forman por esfuerzos tectónicos). Este segundo sistema de poros en la roca no presenta una alta porosidad abierta (por

lo general entre 0 y 10 %); sin embargo, es portador de una permeabilidad relativamente alta. Las rocas ígneas y metamórficas tienen poca porosidad primaria (0 a 10 %), pero su conductividad es grande gracias a la presencia de fracturas.

Se considera porosidad secundaria \emptyset_2 a la porosidad originada por fisuras.

Entre los materiales acuíferos con permeabilidad secundaria se encuentran principalmente las calizas, las areniscas tectónicamente alteradas, las rocas

Tabla 8

Aplicación de técnicas geofísicas de pozo con distintos fines geológico-hidrogeológicos (Robertson, 1995)

Información buscada	Nuclear				Eléctrico				Acústico		Estructura		Prop. del fluido		Ademe												
	Registro de medición	Gamma natural	Espectroscopía gamma	Resolución de la densidad de capa	Resolución de alta densidad	Densidad de espacio largo	Neutrón - neutrón	Eléctrico enfocado	Inducción enfocada	Resistividad normal 64°	Resistividad normal 16°	Resistencia individual en un punto	Potencial espontáneo	Vídeo acústico	Sónico compensado	Registro sísmico	Inclinación	Verticalidad	Compás calibrador (3 o 4 brazos)	Temperatura diferencial de temp.	Conductividad del fluido	Registro de la velocidad del fluido	Vídeo de la perforación	Ubicar ademe atrapado	Registro del cemento colocado		
Calidad del fluido de perforación																										D	
Inclinación de la perforación															A	A											
Inclinación / dirección de la perf.															B	B											
Densidad del lodo						B	D																				
Características del ademe																			C								C
Fugas en el ademe																			C	D		C	D				C
Colocación de cemento																											C
Ubicación del cemento			C	C																							C
Espesor de carbón			A	A																							C
Carbón en ceniza	A					B	D																				D
% de humedad del carbón																											D
Correlación	A	A		A	A	A	D	B	D	B				B	D	B	D	B	D								D
Diámetro / Volumen del agujero														B	D	B	D	B	D								D
Propiedades elásticas						B	D																				D
Flujo del fluido																											D
Rumbo y echado de la formación																											D
Calidad del fluido en la formación																											D
Resistividad de la formación																											D
Fracturas		A																									D
Litología	A	A																									D
Identificación de minerales	A	A																									D
Zonas permeables																											D
Relación de Poisson																											D
Porosidad																											D
Contenido de arcilla	A	A																									D
Uranio / Torio / Potasio	A	A																									D
Nivel del agua																											D

- A** Sin restricción en la perforación
- B** En pozo abierto
- C** Revestimiento del pozo
- D** Pozo lleno de agua

ígneas, metamórficas, así como las rocas cristalinas. Recientemente a todas estas rocas algunos autores las llaman rocas duras.

En las calizas, este tipo de porosidad suele estar combinada con la permeabilidad de conductos de disolución o kárstica (debido a la ampliación de las fracturas por disolución). El acuífero fracturado no forma una capa permeable continua, sino que está constituido por la presencia a veces muy frecuente de fracturas todas de diferente longitud y aperturas y, su delimitación espacial puede ser bastante irregular. Ejemplos de rocas fracturadas y sus modelos correspondientes se pueden ver en la Figura 20.

4.2. Identificación de zonas permeables en pozos

La presencia de un acuífero fracturado en el corte de un pozo se manifiesta por los siguientes rasgos característicos (Figura 21b):

1. En los registros de potencial espontáneo PE, el medio fracturado se caracteriza por anomalías

negativas, y si $R_L > R_w$ éstas son estrechas a causa de los potenciales de filtración. En el caso contrario se tiene una anomalía positiva para $R_L < R_w$.

2. En los registros de microdispositivos, la zona permeable se detecta por una diferencia positiva; los valores de micropotencial (normal) son mayores que los de gradiente (lateral).

3. En los registros de resistividad aparente (sobre todo en aquéllos con pequeños radios de investigación), las zonas fracturadas se manifiestan relativamente como las más conductivas ($R_a = n \cdot 10^1 \Omega m$) (n: número entero que varía entre 1 y 9), y se diferencian del macizo integralmente rocoso que se manifiesta con resistividades del orden de 10^2 a $10^3 \Omega m$,

4. En el registro gamma natural, los colectores arenosos generalmente presentan bajo contenido de sustancias radiactivas, por lo tanto, indican valores mínimos comparados con los valores de las rocas arcillosas adyacentes.

5. En el registro de cavernometría (diámetro de pozo),

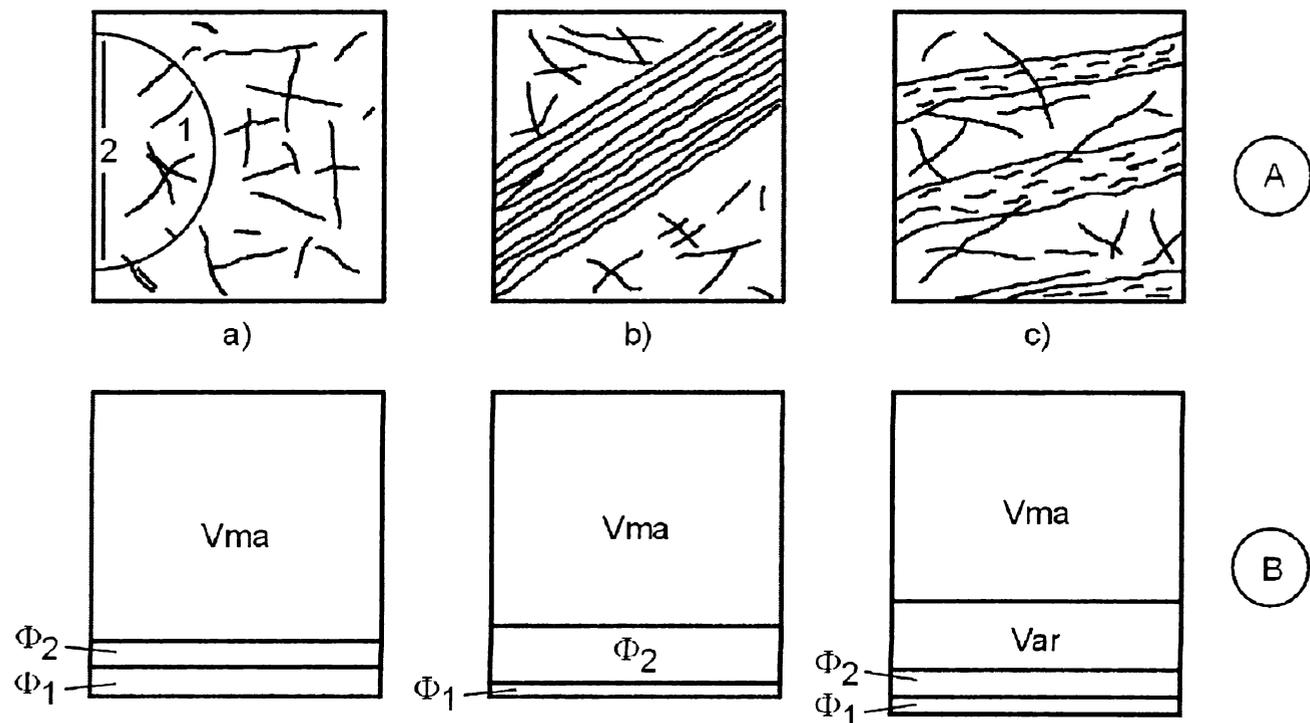


Fig. 20. Ejemplos de modelos de acuíferos fracturados (A) y sus modelos físicos (B). Indicando el espacio estudiado por: 1 métodos neutrónicos y de densidad, 2: métodos acústicos. a y b) roca limpia con diferente densidad de fracturas; b) roca muy fracturada; c) roca fracturada con laminas de arcilla. Vma: volumen de la matriz de la roca. Var: volumen de arcilla. Φ_1 y Φ_2 : porosidad primaria y secundaria respectivamente. Adaptado de Schlumberger (1986).

en las zonas permeables el pozo presenta un diámetro menor por la presencia de huecos que son bloqueados por el lodo de perforación, y la formación de enjarre.

- En el registro gamma-gamma de densidad GG-D, se mide menor densidad volumétrica debido a la existencia de fracturas saturadas con un líquido de densidad $D_f < D_{ma}$ (aumenta el número de conteos en el caso de emplear sondas largas, es decir $L > 30$ cm),

D_f : densidad del fluido en el espacio poroso de la roca.

D_{ma} : densidad de la matriz.

- En los registros neutrónicos (NN), su presencia se manifiesta como zonas con una porosidad neutrónica elevada (disminuye el número de conteos registrados con sondas largas, $L > 30$ cm)

donde

NN: intensidad del flujo neutrónico

NG: intensidad de la radiación gamma.

4.3. Estimación de la porosidad en diferentes tipos de acuíferos

Para determinar la porosidad se pueden emplear tres técnicas de registros geofísicos de pozo bastante

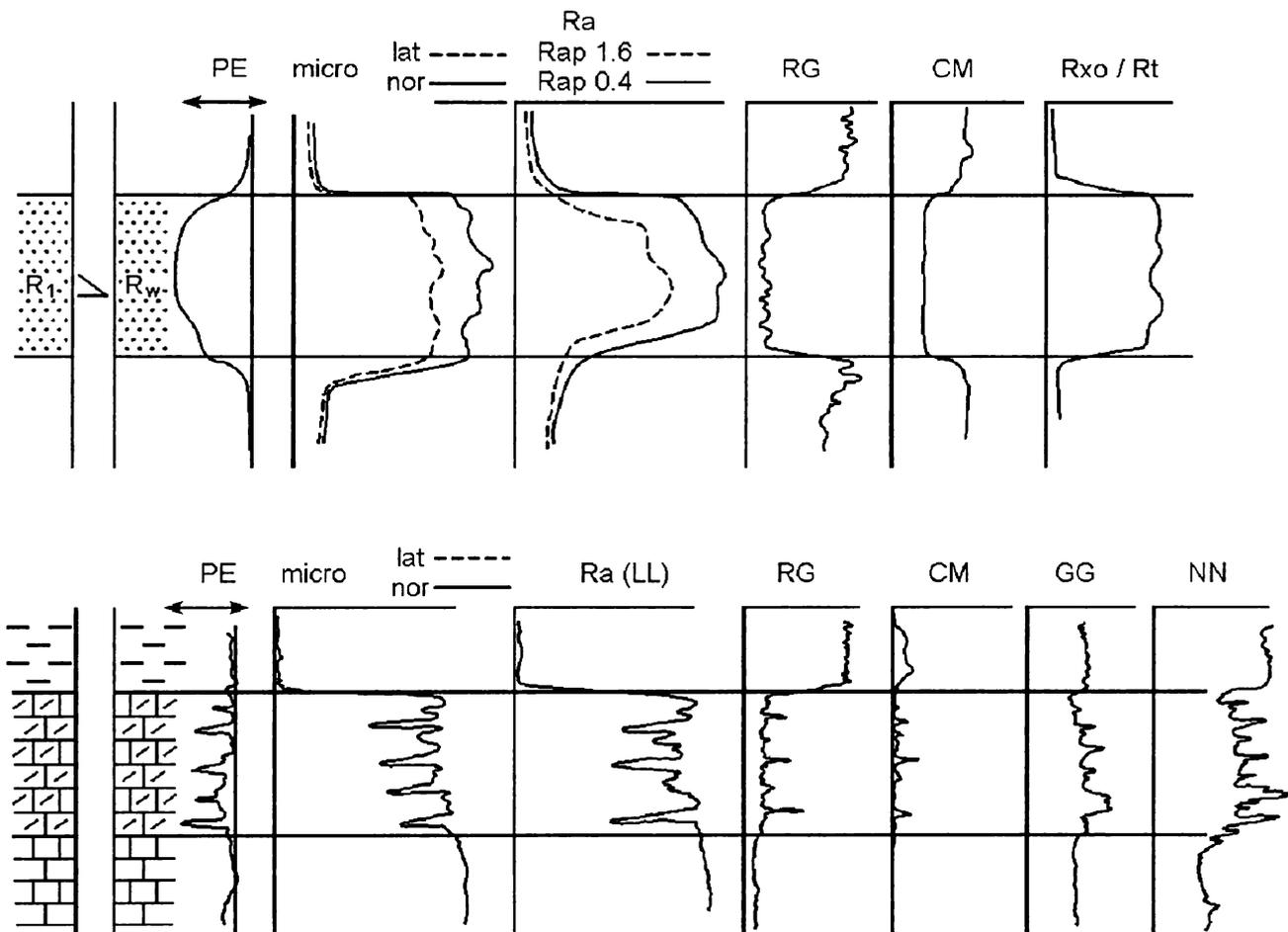


Fig. 21. Comportamiento de registros geofísicos de pozo en un acuífero intergranular (arriba) y en uno fracturado (abajo): Registro de potencial espontáneo (PE); micro lat, nor – (micro dispositivos) con curvas de sonda lateral y normal; resistividad aparente (Ra) con curvas de sondas normales y laterolog (LL); gamma natural RG; gamma-gamma de densidad GG; neutrón-neutrón NN; Cavernometría (CM); R_p , R_w , R_{xo} y R_t , son las resistividades del lodo, el agua subterránea, la zona lavada y la zona virgen (sin lodo), respectivamente. Rap. 1.6 m, Rap. 0.4 m: registro de sonda de potencial con longitud efectiva de 1.6 m y 0.4 m respectivamente.

eficaces: i) gamma-gamma de densidad, ii) neutrónico, y iii) registros de resistividad aparente (incluyendo dispositivos enfocadores de corrientes), y microdispositivos eléctricos o electrónicos.

El procedimiento de interpretación se explica a continuación:

Inicialmente se realiza el análisis estadístico (dispersión, regresión, desviación) de los datos medidos en los intervalos de interés. Se comparan entre sí los distintos parámetros medidos ya procesados, con el fin de obtener criterios sobre los valores de la matriz de las rocas (D_{ma} , Δt_{ma} , $[\varnothing_N]_{ma}$), y del material arcilloso (D_{ar} , Δt_{ar} y $[\varnothing_N]_{ar}$).

donde

$[\varnothing_N]_{ma}$: porosidad neutrónica en la matriz

$[\varnothing_N]_{ar}$: porosidad neutrónica en arcillas

Δt_{ma} : tiempo de recorrido de la onda elástica en la matriz

Δt_{ar} : tiempo de recorrido de la onda elástica en arcilla

D_{ar} : densidad de las arcillas.

Cuando hay presencia de arcillas, se realiza el cálculo del porcentaje de éstas a partir de un conjunto de registros de pozo: en cada intervalo estudiado se elige el valor mínimo presente en cada registro, como el valor más probable y se efectúa el cálculo de la porosidad.

Para calcular la porosidad en un corte litológico homogéneo, se pueden usar las mediciones de: registros de densidad, de neutrones, y del Δt_{ma} . Se estima la \varnothing_{ef} con los valores de $(\varnothing_{ef})_{DN}$, de acuerdo con

$$(\varnothing_{ef})_{DN} = \frac{(\varnothing_{ef})_D + (\varnothing_{ef})_N}{2}, \quad (4.1)$$

donde

$(\varnothing_{ef})_{DN}$: porosidad eficaz a partir de registros de densidad y neutrónico (promedio)

$(\varnothing_{ef})_D$: porosidad eficaz determinada a partir de registro de densidad

$(\varnothing_{ef})_N$: porosidad eficaz a partir de un registro de neutrones.

Para el cálculo de la porosidad en acuíferos fracturados, no se puede usar el factor de formación, principalmente porque las grietas no suelen estar

rellenas de agua muy mineralizada. Si se trata de un solo tipo de roca, se puede utilizar la relación de Nechay (1964):

$$\varnothing = R_w \frac{(R_b^2 - R_c)}{R_c^2 R_b + R_b^2 R_c}. \quad (4.2)$$

Para el caso en que predominan grietas verticales paralelas al eje del pozo y para todos los otros casos posibles (grietas aleatorias)

$$\varnothing = A R_w \frac{(R_b - R_c)}{(R_b - R_w) R_c}. \quad (4.3)$$

donde

R_b : es la resistividad específica de la roca dura no agrietada (del macizo rocoso)

R_w : es la resistividad específica del agua

R_c : es la resistividad de la roca fracturada.

A es una constante de proporcionalidad cuyo valor depende de la complejidad del sistema de grietas y de su variación respecto al eje del pozo (A varía de 1.5 a 2; si se conoce el sistema de grietas, entonces elegimos A = 1.5). Cuando la resistencia específica del lodo R_l se diferencia considerablemente del valor R_w , entonces en las relaciones (4.1) y (4.2), se debe sustituir el valor R_w por el valor R_l , ya que el lodo comúnmente penetra mucho por el sistema de grietas en la roca.

Finalmente en los cortes de rocas fracturadas (calizas, dolomías y areniscas), se obtiene el tipo litológico básico conjuntamente con el cálculo de la porosidad. La información básica se obtiene de la combinación del registro neutrón-neutrón y del de densidad compensado, o de los registros neutrón-neutrón y del acústico. La porosidad aparente calculada de los distintos métodos ($(\varnothing_e)_D$, $(\varnothing_e)_N$, $\varnothing_{\Delta t}$), interviene en el gráfico cruzado de la Figura 22 y ofrece información sobre la porosidad real \varnothing , y sobre la representación volumétrica de los componentes minerales aislados. Si hay argilitas presentes, el conjunto de métodos se complementa con alguno de los registros que indica el % de arcillosidad, como por ejemplo el registro gamma.

Si en el corte sedimentario están presentes otros tipos de rocas (anhidrita, yeso, etc.), para determinar los tipos de rocas se utilizan los llamados parámetros

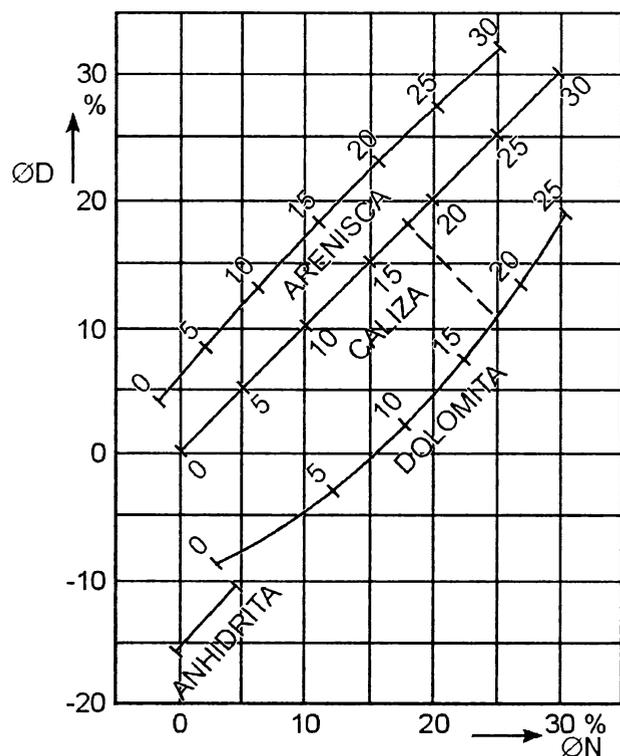


Fig. 22. Gráfico para determinar la litología y la porosidad a partir de los datos del método gamma-gamma (ϕ_D) y neutrón-neutrón (ϕ_N). Adaptado de Schlumberger (1986).

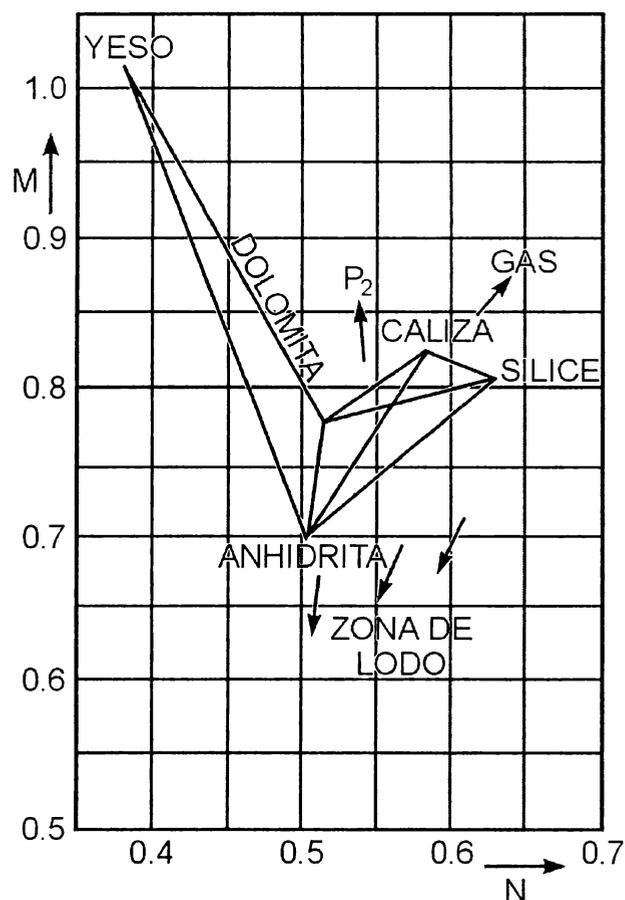


Fig. 23. Gráfico de "M - N", que permite determinar con aproximación los minerales principales. Adaptado de Schlumberger (1986).

M y N, que se calculan de los datos del registro acústico, de los registros de densidad, y del registro neutrón-neutrón según las relaciones

$$M = \frac{(\Delta t_f - \Delta t)}{100(D_o - D_f)} \quad (4.4)$$

$$N = \frac{(1 - \phi_N)}{(D_o - D_f)}, \quad (4.5)$$

donde

D_o : densidad volumétrica de la formación

D_f : densidad del fluido en los poros de la formación

Δt_f : tiempo de recorrido del fluido en la formación.

Ambos parámetros son muy independientes de la porosidad y con el empleo del gráfico cruzado de la Figura 23, podemos determinar, con bastante aproximación, los minerales constituyentes de la roca.

Para determinar la porosidad en un perfil de un pozo donde solamente existen tres tipos de roca, también se puede usar la representación volumétrica de los tipos individuales de roca. Esta técnica de

interpretación es denominada análisis de los tres parámetros. La base de este procedimiento de interpretación es el hecho de que ninguno de los tres tipos de roca puede tener tres parámetros físicos iguales; por ejemplo ($\phi_N, \phi_D, \phi_{\Delta t}$). En cada intervalo de profundidad están contenidos en la unidad de volumen los tipos individuales de rocas. Para la representación volumétrica x, y, z, el resto del espacio lo forman cavidades libres. Esto permite elaborar para cada intervalo de profundidad tres ecuaciones básicas para cada uno de los parámetros medidos, los que conjuntamente con la ecuación de balance del material forman un sistema de cuatro ecuaciones lineales para las incógnitas buscadas (representación volumétrica de las rocas x, y, z y la porosidad ϕ) (Kobr, 1992). Tal sistema tiene entonces, para cada intervalo de profundidad, una solución concreta que permite (de igual forma que en un perfil areno-arcilloso), obtener un gráfico continuo de análisis volumétrico.

Este procedimiento de interpretación se cumple de manera general y se le puede ampliar a un número

mayor de tipos de roca, de las cuales se puede conocer un número mayor de parámetros físicos.

En las rocas ígneas y metamórficas son comunes otros parámetros físicos como la radiactividad, la susceptibilidad magnética y el contenido de las series radiactivas individuales Ra, Th, K, mismos que se deben tener presentes al momento de elegir el (los) registro (s) de pozo, para obtener la información que se desea de las rocas.

5. REGISTROS GEOFÍSICOS NO CONVENCIONALES Y LAS CARACTERÍSTICAS DEL FLUJO EN POZOS PARA AGUA

5.1. Características y particularidades de pozos

Hasta ahora se ha presentado parte de las mediciones geofísicas de pozo que posibilitan determinar la litología del pozo, detectar los intervalos permeables, conocer el espesor de la zona saturada, la porosidad, y determinar el estado técnico del mismo. Por otra parte, las investigaciones geofísicas de pozo también deben permitir obtener información sobre la dinámica del agua subterránea, como es, determinar la velocidad y dirección del movimiento del agua subterránea y el coeficiente de filtración. Estos estudios deben ser ejecutados solamente cuando el pozo esté limpio y debidamente ademado. Todos los pozos se ademan una vez terminadas las labores de perforación, dejándoles como pozos de observación o como pozos de extracción. La parte no productiva del corte de un pozo se adema con tubo liso, mientras que en los intervalos productivos se instala ademe ranurado. En el espacio entre el ademe y la pared del pozo se pone cemento en las partes no colectoras, y en los intervalos correspondientes a los colectores, se coloca un filtro que consiste de un relleno de grava.

Los intervalos a través de los cuales fluye el agua hacia el pozo, los lugares de filtración de agua hacia la formación, así como los tramos donde el fluido tiene movimiento vertical, se manifiestan muy claramente en los registros de temperatura y, aun más, en los registros de gradiente de temperatura, llamados registros de temperatura diferencial, así como en el registro de la resistividad del agua.

En cuanto a la mineralización del agua subterránea que fluye hacia el pozo, individualmente

puede ser diferente. Sin embargo, el registro de resistividad del fluido permite identificar los lugares de procedencia y las propiedades químicas del fluido. Gracias a que esa información se manifiesta en dichos registros de pozo, cuando son complementados con el registro de temperatura, es posible identificar las fuentes del agua hacia el pozo.

Análogamente, como resultado de una defectuosa limpieza del lodo de perforación en el pozo, en el registro de fotometría, también se manifiestan los intervalos con aporte de agua hacia el pozo. El lodo siempre está turbio, pero en los sitios donde existe flujo, el agua subterránea está limpia.

Para detectar el sistema del flujo del agua subterránea mediante los métodos geofísicos de pozo, también frecuentemente se utilizan trazadores (NaCl, colorantes, radioisótopos, entre otros), con el propósito de crear un contraste artificial de algún parámetro elegido entre el agua en el pozo y el agua subterránea. El movimiento del agua en el pozo se determina a partir de mediciones sucesivas en el tiempo, observando los cambios graduales del parámetro medido.

5.2. Registro de resistividad del fluido

5.2.1. Principios de medición

El resistivímetro es una sonda que se mueve de forma continua a lo largo del pozo y durante su descenso se mide la resistividad específica del líquido. Está constituido por tres electrodos minúsculos, con pequeño radio de alcance, para que se elimine el efecto de las rocas adyacentes. Uno de los electrodos (A) se interconecta con el circuito de alimentación, los dos restantes (M, N) con el circuito de medición. Se alimenta el resistivímetro con una corriente estabilizada I (mA), y para la medición de la diferencia del potencial ΔU (mV) entre los electrodos MN, se puede utilizar cualquier voltímetro que comúnmente se usa en los métodos eléctricos convencionales.

Para la resistividad específica de fluido (R_1) dentro del pozo se cumple la relación

$$R_1 = K \left(\frac{\Delta U}{I} \right) \quad [\Omega m] \quad , \quad (5.1)$$

donde: K es la constante del resistivímetro obtenida mediante la calibración.

Manteniendo la corriente I constante, durante la medición es posible calibrar la curva $\Delta U = f(h)$ directamente en Ωm .
 $f(h)$: función de profundidad.

5.2.2. Calibración del resistímetro

Teniendo en cuenta la construcción del resistímetro y la geometría circular de los electrodos, así como las pequeñas distancias entre ellos, no es posible considerar estos electrodos como puntuales y por lo tanto, no se puede calcular la constante del resistímetro (K) a partir de las distancias entre los electrodos, como en el caso de las sondas convencionales que miden la resistividad aparente de las rocas.

La mejor forma de calibrar el resistímetro, es introducir la sonda en una solución de NaCl con diferentes resistividades específicas R_1 . Es necesario calibrar la herramienta completa, incluso la caja de protección interconectada con el cable de la estación. Como recipiente de calibración puede servir un tanque de hierro. El electrodo B se coloca directamente en el tanque. El procedimiento práctico consiste en elegir inicialmente una solución de NaCl, con poca concentración y aumentar la concentración sucesivamente. Se basa uno en el principio de que a cierta temperatura, a cada mineralización le corresponde un valor de la resistividad específica del líquido (R_1). Para cada concentración se induce una intensidad de corriente I (mA), y se mide simultáneamente la diferencia de potencial ΔU (mV). De esta forma, se obtiene una serie de pares de valores R_1 y $\Delta U/I$ respectivamente, para las soluciones con diferentes concentraciones. A partir de ellas es fácil calcular varias veces la constante del resistímetro buscada usando la relación (5.1).

Para elegir la escala del registro de resistivimetría se emplea el valor medio de la constante utilizada en la medición práctica. Resulta mejor confeccionar el gráfico de calibración, cuando en el eje horizontal se reportan los valores de R_1 y en el eje vertical las deflexiones del galvanómetro I . A través de la serie de los puntos (R_1, I), se traza una recta, cuya pendiente es la constante K en cuestión (Figura 24).

El procedimiento de calibración para cada resistímetro hay que repetirlo después de algún tiempo de uso o cierta cantidad de mediciones (50) y, en particular, cuando se haga una reparación del

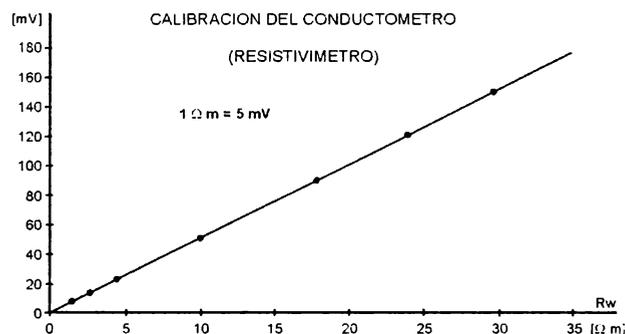


Fig. 24. Gráfica de calibración del resistímetro.

equipo. También cuando se mide en aguas con cambios violentos de resistividad o cuando se oxide la superficie del electrodo. Como mínimo cada trimestre hay que repetir la calibración, cuando el resistímetro trabaja en una forma estable.

5.2.3. Aplicaciones

La importancia de emplear resistímetros en pozos para agua se debe a la posibilidad de realizar una serie de registros antes y después de disolver cierta cantidad de sal (NaCl) en el pozo. De esta forma se pueden observar los cambios de la resistividad del líquido en el pozo, originado por la afluencia de agua hacia el mismo. A partir de registros de resistivimetría realizados a ciertos intervalos de tiempo se pueden determinar las zonas de aporte en los pozos.

Además de este aspecto básico, también hay que tener en cuenta que la medición de la resistivimetría necesariamente acompaña a todos los registros eléctricos de pozo, pues el conocimiento de la resistividad del líquido en el pozo es obligatorio para:

- Obtener la resistividad verdadera de las rocas R_c , a partir de cualquier medición de la resistividad aparente en pozos.
- Cuando se efectúe la perforación con lodos de base arcillosa, para determinar la resistividad específica del filtrado del lodo R_n y la de la costra que forma el propio lodo R_{cl} , con el propósito de interpretar cuantitativamente los registros de microdispositivos eléctricos y potencial espontáneo.
- Cuando se efectúe la perforación usando agua como lodo, entonces el registro de resistivimetría nos permite determinar la mineralización del agua subterránea.

El principio de aplicación de la resistividad en los pozos para agua puede resumirse de la siguiente manera:

Cuando no existe diferencia natural entre la resistividad del agua subterránea y el lodo de perforación en el pozo, es necesario crearla artificialmente salinizando el pozo.

En pozos más profundos la salinización se realiza cambiando la mineralización del fluido que entra a través del ademe de la perforación desde el fondo del pozo. Por lo general, la salinización se realiza desplazando verticalmente y de forma continua en el interior del pozo un tubo ranurado, lleno de sal y cerrado en ambos extremos. En caso de que exista en un pozo agua mineralizada con baja resistividad ($R_1 < 2 \Omega m$), se cambiará la misma por agua dulce con resistividad mayor ($R_1 > 6 \Omega m$) y el trabajo se realiza con la misma metodología, sin salinizar el pozo. Al existir en un pozo combinación de agua dulce y salada, será necesario investigar cada parte del mismo por separado.

La sucesión del trabajo en los pozos para agua es la siguiente:

- Registro sensible de temperatura durante el descenso y ascenso del termómetro.
- Realización de todos los registros convencionales geofísicos de pozos.
- Registro de resistividad en condiciones naturales del pozo (considerando que a partir de esta primera curva de resistividad se determina la mineralización natural C_0 del agua subterránea); selección de la escala de medición.
- Salinizar rápida y regularmente el pozo (la salinización no debe ser más de tres o cuatro veces el valor de C_0).
- Recordemos que para una mineralización (C_0) natural alta, será imprescindible cambiar el agua en el pozo, inyectando agua dulce. Se registra inmediatamente la segunda curva de resistividad para controlar la homogeneidad de la salinización.
- Realizar de forma consecutiva una serie de medicio-

nes de resistividad hasta que los valores de ésta manifiesten la casi total dilución (desaparición) del electrolito (medimos valores muy próximos a C_0).

La selección de los intervalos de tiempo entre los diferentes registros de resistividad se basa en el caudal de la afluencia reflejado en la velocidad de filtración, siendo inversamente proporcionales.

Cuando existe flujo vertical en el pozo, es decir, cuando no concuerdan las fronteras en los registros sucesivos de resistividad, se observa un desplazamiento de las curvas hacia arriba, como se aprecia en la Figura 25b, o hacia abajo, como se muestra en las Figuras 25c y d. Es necesario continuar registrando consecutivamente las curvas de resistividad hasta que no se observe el desplazamiento de dicha frontera en la dirección vertical.

Todo lo anteriormente explicado se ilustra en las Figuras 25 a-f, donde se representan esquemáticamente los conjuntos de curvas de resistividad correspondientes a varios tipos de flujo de agua subterránea dentro del pozo.

Observando los esquemas en la Figura 25, fácilmente se deduce que la filtración horizontal de agua subterránea hacia el pozo se manifiesta solamente por el aumento de los valores de la resistividad específica en los registros de resistividad para diferentes tiempos; las fronteras de este horizonte se mantienen casi fijas.

Si ocurre flujo vertical, claramente se puede notar el desplazamiento de la frontera que caracteriza el acuífero en la dirección del movimiento. En la Figura 25f se presenta de forma esquemática la presencia de dos acuíferos confinados que provocan flujo vertical ascendente, según nos refleja el comportamiento de las curvas de resistividad para los diferentes tiempos.

5.3. Registro de temperatura

Mediante la ejecución del registro de termometría, se mide en forma continua la temperatura del fluido en el pozo (no la temperatura de las rocas), o el incremento de la temperatura en función de la profundidad. En el primer caso, la magnitud medida tiene la unidad $^{\circ}C$, en el segundo $^{\circ}C.m^{-1}$. En este segundo