

11. MEDIOS SEDIMENTARIOS NO CONSOLIDADOS

11.1. Metodología geofísica aplicable

11.1.1. Sondeo eléctrico vertical (SEV)

11.1.2. Sondeos Magnetotelúricos

11.1.2.1. Sondeos MT de fuente controlada (CSAMT)

11.1.3. Sondeos Electromagnéticos

11.1.3.1. Dominio de frecuencias

11.1.3.2. Sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos (SEDT)

11.1.3.3. Sección continua de resistividad

11. MEDIOS SEDIMENTARIOS NO CONSOLIDADOS.-

De forma específica nos referimos en este apartado al caso de cuencas Terciarias con predominio de materiales arcillosos en su constitución. Estas formaciones son básicamente impermeables aunque suelen incluir niveles detríticos caracterizados por presentar en muchos casos valores elevados de porosidad y permeabilidad.

Comoquiera que en la mayoría de los casos el espesor individual de estos niveles es de orden métrico, resulta prácticamente imposible su detección directa por medio de medidas realizadas en la superficie. Este hecho es tanto más firme cuanto mayor sea el rango de profundidad que interese a los objetivos del estudio.

Por la naturaleza integrante de las medidas de resistividad realizadas con técnicas de superficie, la presencia de niveles detríticos dentro de una matriz arcillosa se manifiesta únicamente como conjunto cuando tales niveles se agrupan en tramos de espesor significativo respecto a la profundidad a que se localizan.

Así pues el planteamiento de un reconocimiento geofísico que pretenda obtener información relativa a las variacio-

nes de permeabilidad en un medio geológico del tipo al que nos venimos refiriendo no se debe orientar a la resolución de aspectos puntuales sino a la determinación de cambios significativos en ámbitos de tipo regional.

En este esquema se está asumiendo implícitamente la dependencia dominante de la resistividad respecto a la naturaleza litológica de las capas del subsuelo. Se considera que las formaciones arcillosas tengan un comportamiento acusadamente conductor y que los niveles detríticos sean tanto más resistivos cuando mayor sea su grado de limpieza. Tal hipótesis no deja de ser una simplificación cuya validez dependerá de cada caso en particular. Conviene, en consecuencia tener en cuenta al conjunto de factores que condicionan la resistividad del subsuelo (McNeill 1.980).

La mayoría de los constituyentes minerales de suelos y rocas son eléctricamente muy resistivos, excepto en algunos casos en que su carácter conductor es dominante (sulfuros metálicos, grafito, magnetita, etc). En nuestras consideraciones de tipo general asumimos que no estaría presente este tipo de componentes.

En general la conducción eléctrica en los materiales del subsuelo es electrolítica y se produce a través de los fluidos que rellenan los espacios porales. Por tanto viene determinada por los siguientes factores:

- Naturaleza de la matriz rocosa.
- Porosidad. Tamaño y forma de los poros así como tipo de interconexiones existentes entre ellos.
- Grado de saturación de los espacios porales por fluidos (agua principalmente) que posibiliten la conducción de la

corriente eléctrica.

- Concentración de electrólitos disueltos en los fluidos que rellenan los poros.
- Temperatura y estado de la fase fluida.

El trabajo de referencia realiza una descripción pormenorizada de la forma en que manifiesta su influencia cada uno de los factores anteriores. A efectos prácticos, en lo que afecta a nuestros objetivos, podemos simplificar las conclusiones derivadas del trabajo citado.

Para la mayoría de las aplicaciones convencionales se puede asumir que la zona de estudio se localiza a suficiente profundidad como para que exista saturación de los espacios porales.

También se considera que exista conexión suficiente entre los poros para que la conducción de la corriente se realice sin limitaciones.

De mayor trascendencia en la hipótesis relativa a la salinidad de las disoluciones en el subsuelo, por la acusada dependencia existente entre salinidad y resistividad (o conductividad). Esta dependencia la cuantifica McNeill (1990) en 1 mmho/m por cada incremento de 25 ppm de sólidos disueltos.

En consecuencia en la valoración de las medidas de resistividad aparente desde el punto de vista de nuestros objetivos, es preciso tener muy en cuenta cualquier información relativa a las posibles variaciones de salinidad en los niveles permeables de la sección.

En los estudios geofísicos relativos a la detección de posibles variaciones de permeabilidad en medios sedimentarios no consolidados, ha de tenerse en cuenta que el objetivo no es tanto la detección de capas individualizadas sino la determinación de cambios significativos en la distribución de resistividades de la sección geológica; bien sea según la vertical de cada punto de medida o más comúnmente en su distribución horizontal.

Se pretende que tales variaciones sean interpretables en términos litológicos, significativos de posibles cambios de porosidad y/o permeabilidad.

11.1. Metodología geofísica aplicable.-

El problema planteado puede enunciarse de forma simplificada en los siguientes términos: Se trata de identificar cambios de resistividad en el subsuelo en rangos de profundidad variables entre algunas decenas y varios centenares de metros. Estos cambios de resistividad serán en general de reducido orden de magnitud y se determinarán al comparar medidas puntuales efectuadas en diferentes localizaciones. Los resultados serán interpretables en términos fundamentalmente litológicos, bajo la óptica de las hipótesis simplificadoras establecidas en los epígrafes anteriores.

La resolución de estos objetivos puede abordarse en principio mediante cualquiera de las variantes de Sondeo Eléctrico puesto que todas ellas son capaces de determinar la distribución de resistividad del subsuelo en la vertical del punto de medida.

Sin embargo cada una de ellas presenta particularidades relativas a su capacidad resolutoria, profundidad de investigación, focalización, condicionantes logísticos, etc. En función de

estas características y las del modelo geológico a estudiar habrá de seleccionarse la modalidad de operación más conveniente.

A continuación hacemos una breve reseña de las características más relevantes, respecto a nuestros objetivos, de cada una de las variantes de Sondeos Eléctricos susceptibles de empleo.

11.1.1. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV).-

Constituye el método clásico de estudio de la distribución de resistividad del subsuelo en la vertical del punto de medida.

Sus condiciones teóricas de aplicación exigen la existencia de contrastes de resistividad entre capas horizontales cuya extensión lateral sea infinita respecto a la apertura del dispositivo de medida.

Por tratarse de un método de uso extendido durante décadas y popular para la mayoría de los técnicos del ámbito hidrogeológico, omitimos entrar en la descripción de su operativa.

Tales condiciones no se cumplen en presencia de cambios laterales de facies y ello constituye un handicap en la posible aplicación del método en nuestro caso.

De modo genérico puede decirse que las medidas obtenidas mediante SEV engloban el efecto de un considerable volumen rocoso, pese a que se asignen puntualmente a la vertical del centro del dispositivo de medida. El volumen rocoso que afecta

a las determinaciones es tanto mayor cuanto mayor sea la separación entre electrodos de emisión, llegando ésta a alcanzar algunos kilómetros cuando la investigación requiere algunos centenares de metros de profundidad.

Este carácter poco focalizado de las medidas de los SEV constituye una limitación sustancial en su posible utilidad respecto a nuestros objetivos.

Únicamente sobre modelos geológicos sencillos, sin cambios laterales de resistividad, homogéneos en las condiciones superficiales y cuando la profundidad a investigar sea como máximo de algunas decenas de metros; puede considerarse el empleo del método de los SEV para los objetivos de nuestro caso.

Otro aspecto digno de comentario es el hecho de que las lecturas de diferencia de potencial en medios conductores, tales como cuencas Terciarias, son muy débiles cuando la distancia entre electrodos de emisión supera algunos centenares de metros. Por ello la relación señal/ruido es pobre aún cuando se utilicen registradores o se sumen varios pulsos de diferente polaridad.

Adicionalmente, para estudios relativos a algunos centenares de metros de profundidad, el método de SEV presenta otra característica de tipo logístico que constituye una limitación importante a sus posibilidades de empleo. Se trata de la necesidad de abrir el dispositivo de medida a distancias comparativamente muy grandes. El tendido de cables en línea recta posicionando electrodos en localizaciones concretas resulta problemático o imposible en muchos casos por el cruce de caminos, líneas férreas, paso de fincas, etc.

En medios geológicos relativamente conductores; como es el caso que consideramos; la apertura necesaria entre los electrodos de emisión del dispositivo de medida es comparativamente superior a la necesaria para estudiar una profundidad semejante cuando el objetivo tiene un carácter resistivo. Con ello el problema del tendido de cables del dispositivo de medida se agrava de forma sustancial.

Podemos concluir sintetizando los comentarios anteriores en los puntos siguientes:

- a)
El método de SEV es adecuado para estudios a profundidades someras (máximo 100 metros), siempre que el modelo geológico no conlleve cambios laterales de resistividad.

- b)
Sus determinaciones son muy poco focalizadas y por ello puede falsear su representatividad cuando se asignan a la vertical de un punto.

- c)
Desde el punto de vista logístico, su aplicación puede ser muy problemática si se requiere investigar a algunos centenares de metros de profundidad.

11.1.2. Sondeos Magnetotelúricos.-

El método de los sondeos MT es una técnica electromagnética destinada a la investigación de estructuras profundas, utilizando las medidas de las componentes ortogonales del campo EM

natural, incidente horizontalmente en la superficie terrestre. Egbert et al. 1.986.

Las componentes eléctrica (E) y magnética (H) del campo EM natural se caracterizan por englobar un amplio espectro de frecuencias en el rango de 1 a 0'0001 Hz y se relacionan entre sí mediante las leyes fundamentales del electromagnetismo (Ampe-re, Faraday y Maxwell). Vozoff. K. 1.972.

La relación fundamental a efectos prospectivos es la fórmula de Cagniard: $\rho_a(T) = 0'2 T E/H^2$, que permite la determi-nación de un valor de resistividad aparente para cada frecuencia.

Si los campos E y H se miden a varias frecuencias la expresión anterior permite obtener una curva $\rho_a = f(T)$ que no es otra cosa que un Sondeo Eléctrico ya que la profundidad involucra-da en las medidas es inversamente proporcional a la frecuencia.

Este método requiere la existencia de contrastes significativos de resistividad y es capaz de ofrecer resultados muy precisos en presencia de estructuras 2D y 3D, es decir cuando la distribución de resistividad varía según tres direcciones ortogona-les y no solo cuando lo hace según la vertical del punto de medida.

Su aplicación clásica es el estudio de la posición y morfología de basamentos rocosos a profundidades de algunos kilómetros.

Las posibilidades de su empleo en el estudio de la problemática contemplada en nuestro caso son mínimas, incluso operando en la modalidad AUDIO-MT. En este caso el rango de

frecuencias en que se efectúan las lecturas varía entre 1 y 900 Hz aproximadamente. Teóricamente esta opción posibilita el estudio con cierto detalle desde superficie hasta algunos centenares de metros de profundidad, aunque en todo caso sus determinaciones no tienen carácter focalizado.

Sin embargo el espectro EM natural es relativamente pobre en esta banda de frecuencias y por ello sus lecturas resultan problemáticas.

Desde el punto de vista logístico es un método de fácil implantación, lo que permite su aplicación en zonas de difícil acceso o cuando el espacio disponible es muy reducido. La medida del campo magnético se realiza, en el caso más simple, mediante una bobina enterrada en posición vertical.

Por su parte el campo eléctrico se mide mediante dos pares de electrodos situados según direcciones ortogonales sobre el terreno y con una distancia del orden de 20 a 25 metros entre electrodos.

El hecho de que la señal no sea de tipo controlado constituye un factor limitativo que exige la obtención de datos a lo largo de series temporales relativamente largas. Ello encarece la toma de datos de forma inevitable.

De modo general cabe catalogar como inadecuado al método de los sondeo Magnenotelúricos para la resolución de los objetivos que se plantean en el caso que venimos considerando.

11.1.2.1. Sondeos MT de fuente controlada. - (CSAMT).

Constituyen una modificación de los sondeos Magnetotélúricos para las medidas de las variaciones de resistividad del subsuelo combinando una gran capacidad de penetración y una elevada resolución lateral.

Este método fue desarrollado en 1.975 por M. Goldstein (Goldstein and Strangway 1.975) y puesto en el mercado en forma comercial en 1.978 por Zonge Engineering and Research (Zonge et al, 1.980 y Zonge and Hughes, 1.990.).

El método CSAMT mide los componentes de un campo EM establecido en la superficie del terreno mediante un bipolo de gran longitud (1-2 Km) conectado al mismo a través de electrodos especiales. Por este dipolo se hace circular una corriente de 50 Amp. en forma de onda cuadrada y frecuencia variable que se controla mediante un equipo transmisor. La frecuencia de la señal es el factor condicionante de la profundidad investigada: A mayor frecuencia corresponde menor penetración.

Las medidas propiamente dichas se llevan a cabo en zonas alejadas entre 5 y 10 Km del bipolo transmisor, donde el campo primario se aproxima o puede asimilarse a una onda plana.

El esquema general de operación con el método CSAMT es el que se indica en la Figura 16. El mismo esquema es válido para los sondeos MT aunque sin el bipolo emisor.

El campo eléctrico E se mide como un voltaje entre dos electrodos situados relativamente próximos entre sí, mientras que el campo H se mide como un voltaje a través de una bobina de alta

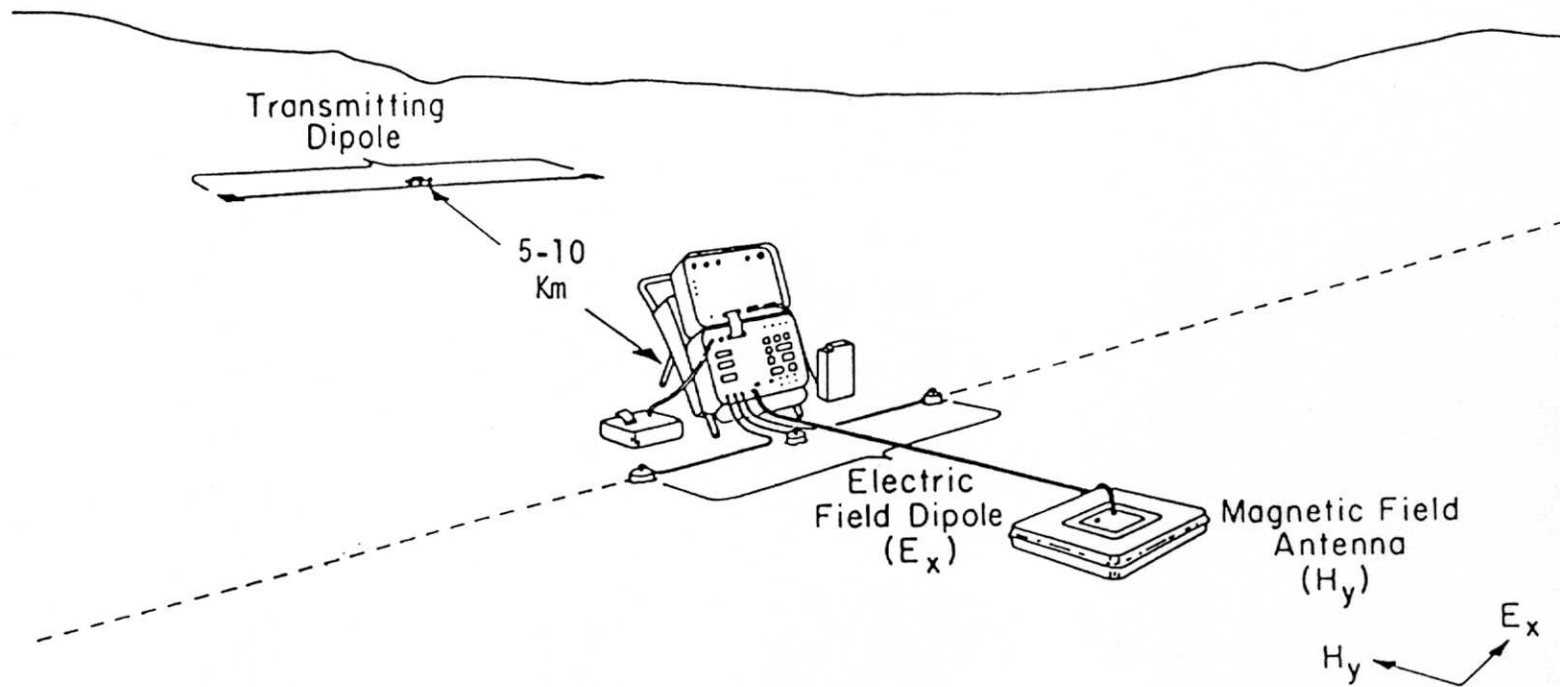


FIG.16 ESQUEMA DE SITUACION DEL METODO "CSAMT"

ganancia. Ambas componentes se miden según direcciones ortogonales entre sí y la relación entre sus amplitudes permite el cálculo de la resistividad de Cagniard mediante la expresión:

$$\rho_a = 1/5f |E/H|^2 \perp \text{ ohm.m.}$$

Por diferencia entre sus fases se determina el valor de $\varphi = \varphi_E - \varphi_H$ (milirradiaciones).

Los valores de la diferencia de fase junto con los de resistividad permiten la interpretación de la distribución de resistividad real del subsuelo.

La profundidad representativa de los datos CSAMT está relacionada con la frecuencia de la señal y con la resistividad de Cagniard mediante la fórmula

$$D = 356 \sqrt{\rho_a/f} \text{ (en metros).}$$

Puesto que normalmente la operación se efectúa en el rango de 0.125 Hz a 8190 Hz es factible alcanzar profundidades de hasta 1-2 Km.

Una de las características más destacables de esta técnica es su capacidad de resolución lateral que es controlada por la longitud del dipolo receptor del campo eléctrico E y por la distancia entre estaciones de medida. Como regla general al respecto se asume que la dimensión de tal dipolo debe ser igual a la mitad de la dimensión del accidente mínimo a detectar. La estimación de profundidades mediante esta técnica se realiza con un error medio del orden de $\pm 10\%$.

No existen experiencias publicadas respecto a su aplicación en la problemática a que se refiere este Informe. Desde el punto de vista teórico cabe considerar que pueda aportar buenos resultados, si bien su coste es elevado en términos relativos.

11.1.3. Sondeos Electromagnéticos.-

Es relativamente difícil establecer clasificaciones de los métodos EM porque existen diversos criterios por los que pueden realizarse. Sin entrar en la valoración de unos u otros y pese a que metodológicamente pueda ser incorrecto, nos referimos en este caso como métodos EM a aquellos en que existe una señal controlada (con excepción del CSAMT). En todos ellos se inducen corriente de Eddy en el subsuelo mediante un campo magnético primario aplicado a un bucle o a un dipolo transmisor situado en la superficie. La intensidad de tales corrientes es una función de la conductividad del subsuelo y los valores medidos en superficie están influenciados por la resistividad de todas las capas situadas dentro de la profundidad efectiva de exploración del método en cuestión.

La descripción detallada de los fundamentos de los diversos métodos puede verse en Hoekstra and Blohm. 1.990 y Mills et al, 1.988. Haremos en todo caso una reseña de tipo práctico de las dos variantes prospectivas más operativas respecto a nuestros objetivos.

11.1.3.1. Dominio de Frecuencias.-

De modo general puede citarse como una característica común de esta variante prospectiva, su limitada capacidad de penetración. Su ámbito de aplicación se reduce a algunas decenas de metros de profundidad.

Sus fundamentos se explican en la Figura 17: A través de una bobina situada en la superficie del terreno se hace circular una corriente alterna. El campo magnético asociado a la misma induce una débil corriente en el subsuelo. Por ser una corriente variable en el tiempo origina a su vez un campo magnético secundario (H_s) que se puede medir, junto con el campo primario (H_p), mediante una bobina receptora (R_x), McNeill, 1.980.

Este campo magnético secundario es una función compleja del espaciado entre las bobinas transmisora (T_x) y receptora (R_x), de la frecuencia de la corriente, de la conductividad del subsuelo, etc. Bajo ciertas condiciones, definidas como operación en la modalidad «Low Induction numbers», el campo magnético es una función sencilla de las anteriores variables y se puede establecer que:

$$H_s/H_p \approx (i\omega\mu_0 \sigma S^2)/4, \text{ siendo:}$$

H_s .- campo magnético secundario.

H_p .- campo magnético primario.

ω .- $2\pi f$

μ_0 .- permeabilidad del vacío.

σ .- conductividad del subsuelo (mho/m).

s.- espaciado entre bobinas.

Realizando lecturas en el mismo punto para diferentes espaciados entre bobinas y variando la orientación de las mismas (coplanares horizontales y verticales) el rango de profundidad investigada varía. De este modo se obtienen series de lecturas que manifiestan la evolución de la conductividad en función de la profundidad y que son interpretables en términos de capas pero siempre para modelos sencillos (dos o tres capas como máximo).

Sin embargo la utilización más habitual de esta técnica es la medida de perfiles de conductividad a diferentes rangos de

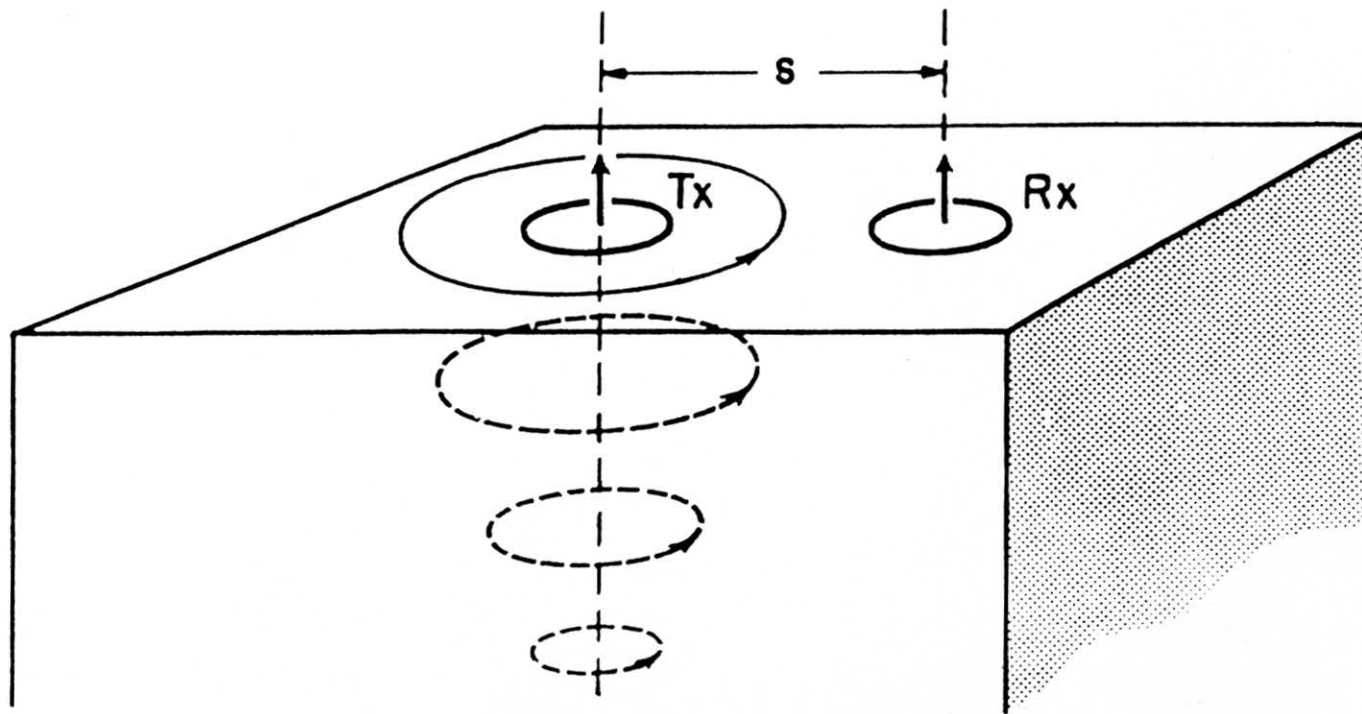


FIG. 17- FUNDAMENTOS DEL METODO EM DE DOMINIO DE FRECUENCIA

profundidad. Teóricamente ello posibilita la detección rápida y efectiva de cambios laterales de conductividad, interpretables en los términos que interesan a este Proyecto.

La toma de datos es rápida y sencilla dado que los condicionantes logísticos del método son mínimos. Sin embargo exige ciertas precauciones fundamentales en lo que se refiere a la orientación de las bobinas. La exigencia de que se dispongan coplanares es crítica cuando se sitúan en posición horizontal y menos importante al operar con bobinas verticales. Cuando no se cumplen las condiciones de coplanaridad las lecturas pueden venir afectadas por errores significativos.

En gran medida puede considerarse a este método como el ideal para los objetivos de este estudio, aunque limitado a una profundidad máxima del orden de 50 metros.

Complementariamente, la sencillez de operación y procesado de los datos contribuyen a que sea un método que puede catalogarse como muy atractivo en términos coste/información.

11.1.3.2. Sondeos Electromagnéticos en el Dominio de Tiempos.- (SED T).

La teoría detallada de este método puede verse en Granda et al, 1.987 y Fitterman et al, 1.988 entre otros.

A través de un bucle de cable situado en la superficie del terreno se hace circular un pulso de corriente muy intenso que se interrumpe bruscamente. Tal interrupción brusca origina un campo magnético variable en el tiempo que induce en el subsuelo una corriente de difusión. Tal corriente tiende a oponerse al corte

de corriente de la espira transmisora y por ser variable en el tiempo, induce a su vez un campo magnético secundario que puede expresarse matemáticamente como una función exponencial de signo negativo.

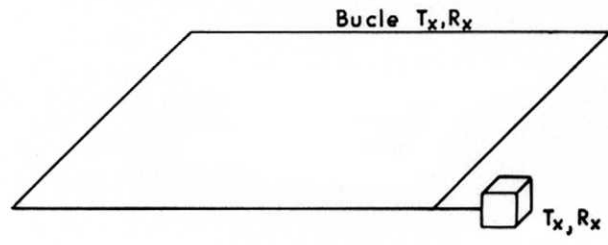
Las corrientes de difusión se expanden lateralmente y hacia abajo dentro del terreno, de modo que los valores de f.e.m. del campo magnético secundario (transitorio) medidos en tiempos crecientes, están condicionados por los materiales situados a rangos crecientes de profundidad.

El muestreo o determinación de valores de f.e.m. del campo magnético secundario se realiza según una serie de ventanas de tiempos distribuidas en el intervalo de algunas decenas de milisegundos, después del corte del pulso de corriente en el bucle transmisor. El proceso se repite un número considerable de veces en cada toma de datos al objeto de incrementar la fiabilidad de los mismos.

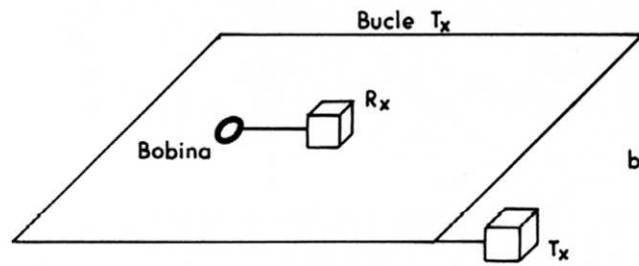
Existen diversas modalidades de medida, si bien las más comunes en lo que se refiere a disposición de los elementos activos son : (Ver Figura 18).

- a) Bucles coincidentes. La misma espira transmisora actúa como receptora cuando se ha interrumpido el pulso de corriente.

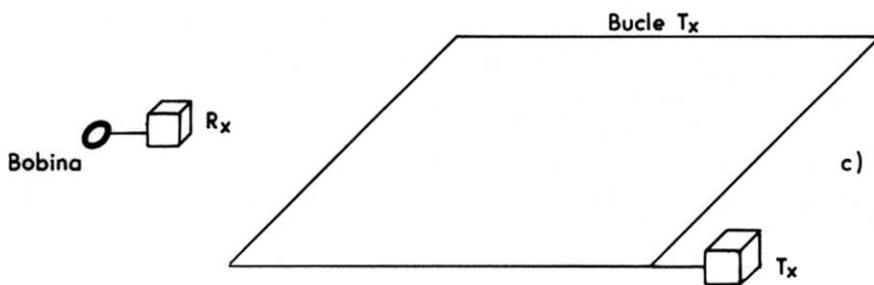
- b) Bobina central. La bobina receptora, de reducidas dimensiones y un número muy elevado de espiras se posiciona en el centro del bucle transmisor y es independiente del mismo.



a) BUCLES COINCIDENTES



b) RECEPTOR EN EL CENTRO DEL BUCLE EMISOR



c) DISPOSITIVO OFFSET

FIG.18 - DISPOSITIVOS PARA EJECUCION DE SEDT

c) Dispositivo offset. La bobina receptora se localiza fuera del bucle transmisor, en cualquier posición.

La segunda modalidad es más ventajosa que las otras y por ello la más utilizada.

A partir del valor de f.e.m. correspondiente a cada ventana de tiempo, se calcula un valor de resistividad aparente de modo que en cada punto de medida se obtiene una serie de valores $\rho_a = f(t)$, es decir una curva de la variación de la resistividad aparente en función de t o lo que es lo mismo, en función de la profundidad. Esta curva es interpretable en términos de capas caracterizadas por su espesor y resistividad.

La profundidad investigada por este método depende; haciendo abstracción del modelo geológico involucrado en las medidas; del momento magnético aplicado al bucle transmisor. (Producto del área del bucle por la intensidad de los pulsos de corriente y por el número de espiras). Siendo el factor dominante el área del bucle, la forma más fácil de incrementar el momento magnético es aumentar las dimensiones del bucle.

Esta dependencia entre tamaño de bucle y profundidad investigada es similar a la existente en el caso de los SEV en función de la apertura máxima entre electrodos de emisión AB.

Las condiciones teóricas de aplicación del método de los SEDT son similares a las correspondientes a los SEV en lo que se refiere a horizontalidad de las capas, contrastes de resistividad entre ellas, extensión lateral, etc. Sin embargo la naturaleza del fenómeno en que se basan los SEDT hace que sus medidas sean más focalizadas que las de los SEV. Ello significa una menor influencia

de efectos laterales y por tanto una menor distorsión de los valores de resistividad.

Esta características constituye una ventaja fundamental de los SEDT respecto a los SEV y hace posible su aplicación en condiciones límite en que no es factible el empleo de los últimos.

Otra característica importante, respecto a nuestro objetivos, es que los límites de aplicación del principio de equivalencia son más restringidos para los SEDT que para los SEV. Por ello su capacidad resolutive es mayor.

La duración del corte de los pulsos de corriente en el bucle transmisor (/T/O time) es el factor que condiciona la resolución de los niveles más superficiales en la sección geoelectrica.

Puesto que las medidas del campo secundario se inician después del corte de los pulsos de corriente, cuanto más tarde se realicen, a más profundidad se localiza el máximo de las corrientes de difusión asociadas y por tanto mayor es la información perdida respecto a los niveles más superficiales.

La forma de evitar o minimizar tal problema es la reducción del tiempo de corte y para ello existe una doble vía: Mejoras instrumentales o reducción del tamaño del bucle transmisor. Esta última opción conlleva una reducción en el momento magnético aplicado y por tanto en la profundidad investigada.

Por todo lo anterior, en los casos en que se requiere alcanzar cierta profundidad y al mismo tiempo resolver fielmente las primeras capas, es habitual la ejecución de dos SEDT con diferentes tamaños de bucle en el mismo punto.

Finalmente en lo que respecta a los aspectos logísticos del método destaca su relativa sencillez ya que la ejecución de un SEDT no requiere más allá de 5-10 minutos, más el tiempo de tendido del bucle transmisor.

Habitualmente se utilizan bucles de dimensiones variables entre 100x100 m y 400x400 m, dependiendo de la profundidad a investigar. La regla general respecto al tamaño del bucle es que su lado sea igual a la mitad de la profundidad máxima a estudiar.

La comparación con los SEV también resulta ventajosa en este aspecto, por la mayor facilidad operativa y mayores rendimientos que pueden obtenerse en campo para alcanzar profundidades semejantes.

El método de SEDT opera mejor cuando el objetivo es un conductor que cuando tiene carácter resistivo. Ello se debe a la rápida extinción del campo magnético secundario en medios resistivos y por tanto el escaso número de canales válidos que pueden medirse.

Dado el comportamiento fundamentalmente conductor de los materiales arcilloso-detritico que constituyen las cuencas Terciarias, la aplicación del método de SEDT en ellas ofrece las mejores posibilidades en cuanto a penetración y resolución.

Consideramos pues, que el método de SEDT es el que ofrece características más ventajosas para los objetivos generales contemplados en este estudio, cuando se trate de investigar a profundidades en el rango de más de 50 metros y menos de 700 m.

En cuanto a la capacidad del método para poner de manifiesto pequeñas variaciones de resistividad, interpretables en términos de cambios en la relación arcilla/arena podemos remitirnos a la experiencia reciente del estudio de la Formación «San Pedro» en la Cuenca del Duero.

Este trabajo ha permitido la definición coherente de zonas de predominio arcilloso que pasan gradualmente a ámbitos con abundancia de materiales detríticos pese a que las diferencias de resistividad son relativamente reducidas.

A la escala regional en que el estudio se ha realizado, los resultados obtenidos pueden considerarse como muy satisfactorios puesto que además han podido contrastarse mediante el sondeo «SASAMON».

Como ejemplo de tipo de resultados obtenido, incluimos algunas curvas de resistividad, características de diferentes modelos litológicos de (Figura 19) de la zona.

Completamos tal información con la copia de parte de uno de los perfiles geoelectrónicos obtenidos al correlacionar los resultados de la interpretación cuantitativa de los SEDT (Figura 20).

Por las características generales del modelo sedimentario de las cuencas Terciarias, la interpretación cuantitativa de los SEDT debe tomarse en términos orientativos. Es más correcto considerar la presencia de zonas de transición entre términos litológicos que cambios netos con definición de capas. Así pues no deben tomarse en sentido estricto los contactos entre capas y menos aún cuando la diferencia entre los valores de resistividad que las definen es muy reducida en su orden de magnitud.

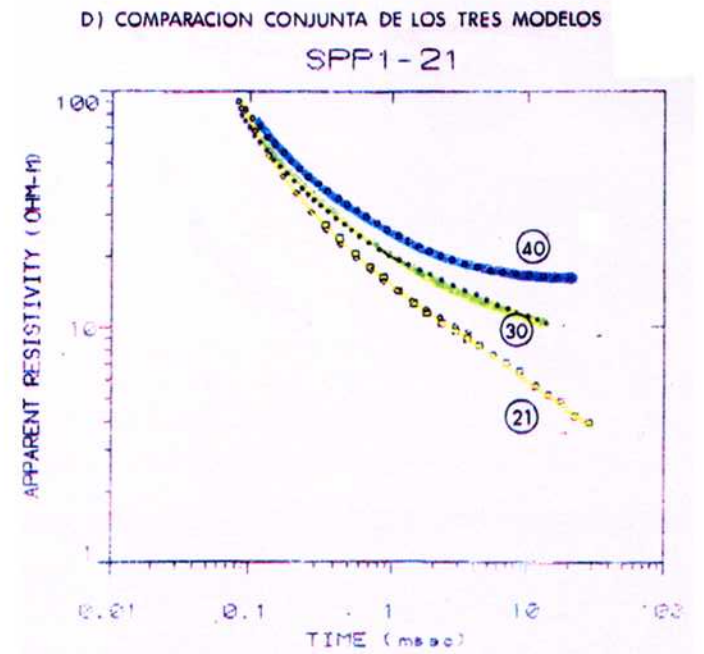
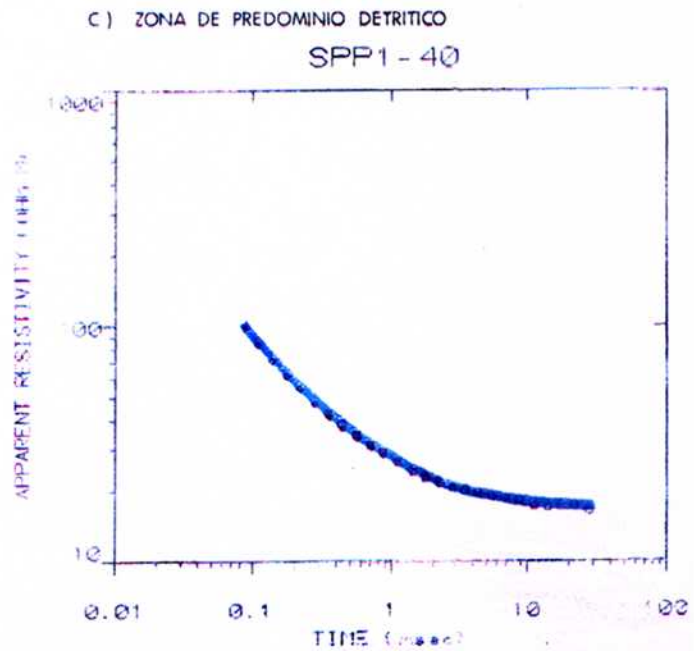
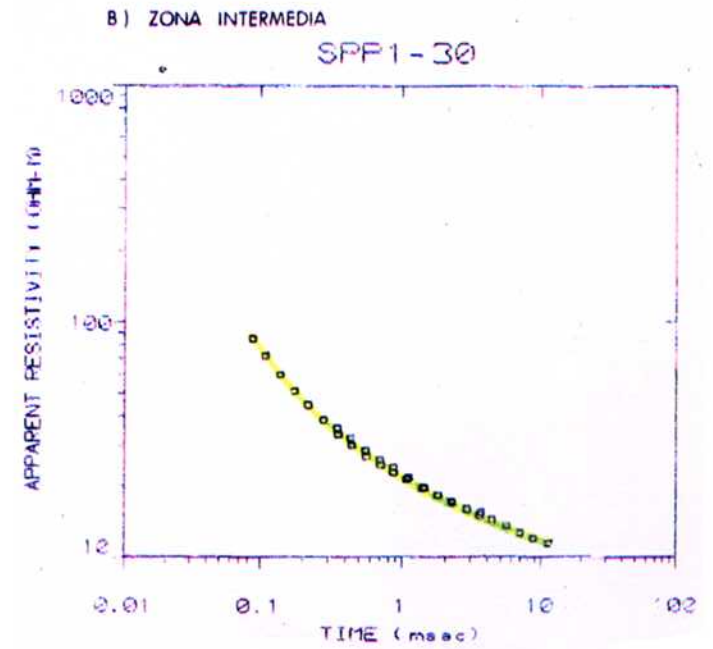
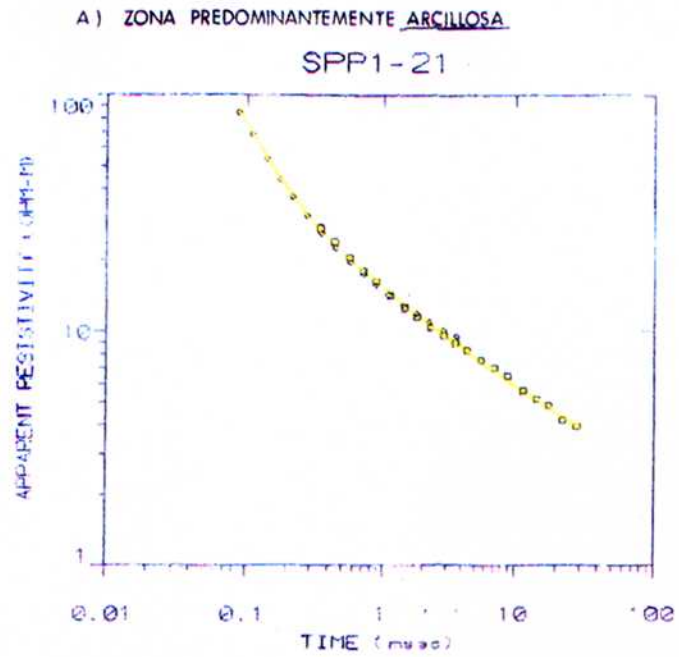


FIG. 19 - EJEMPLO DE SEDT EN MEDIOS SEDIMENTARIOS NO CONSOLIDADOS

11.1.3.3. Secciones continuas de resistividad. -

Esta técnica es una variante de los SEDT convencionales desarrollada por LAMONTAGNE GEOPHYSICS con la denominación «Conductivity Depth Imaging».

A pesar de tratarse de una técnica EM de dominio de tiempos presenta una característica sustancial respecto a la del SEDT. La corriente en el bucle transmisor es de tipo triangular y las lecturas se realizan en presencia del campo primario (step response), McNae, J et al (1985).

A diferencia de los SEDT que producen información 1D de la distribución de resistividades del subsuelo, el método CDI aporta información 2D que se refleja en forma de secciones de resistividad, semejantes en su aspecto general a las secciones sísmicas.

Para ello el dispositivo de trabajo es el que se esquematiza en la Figura 21. Se utiliza un bucle transmisor semejante al de los SEDT y con unas dimensiones de 400x400 metros como mínimo, aunque puede variar en función de la profundidad a investigar.

La toma de datos se realiza normalmente a intervalos de 50-100 metros, a lo largo de uno de los ejes del bucle y se prolonga por fuera del mismo a ambos lados y a una distancia igual a la longitud del lado del mismo.

A continuación se traslada el bucle a una posición adyacente, es decir conservando un lado común con la primera situación y se repiten las lecturas de igual forma. De este modo en

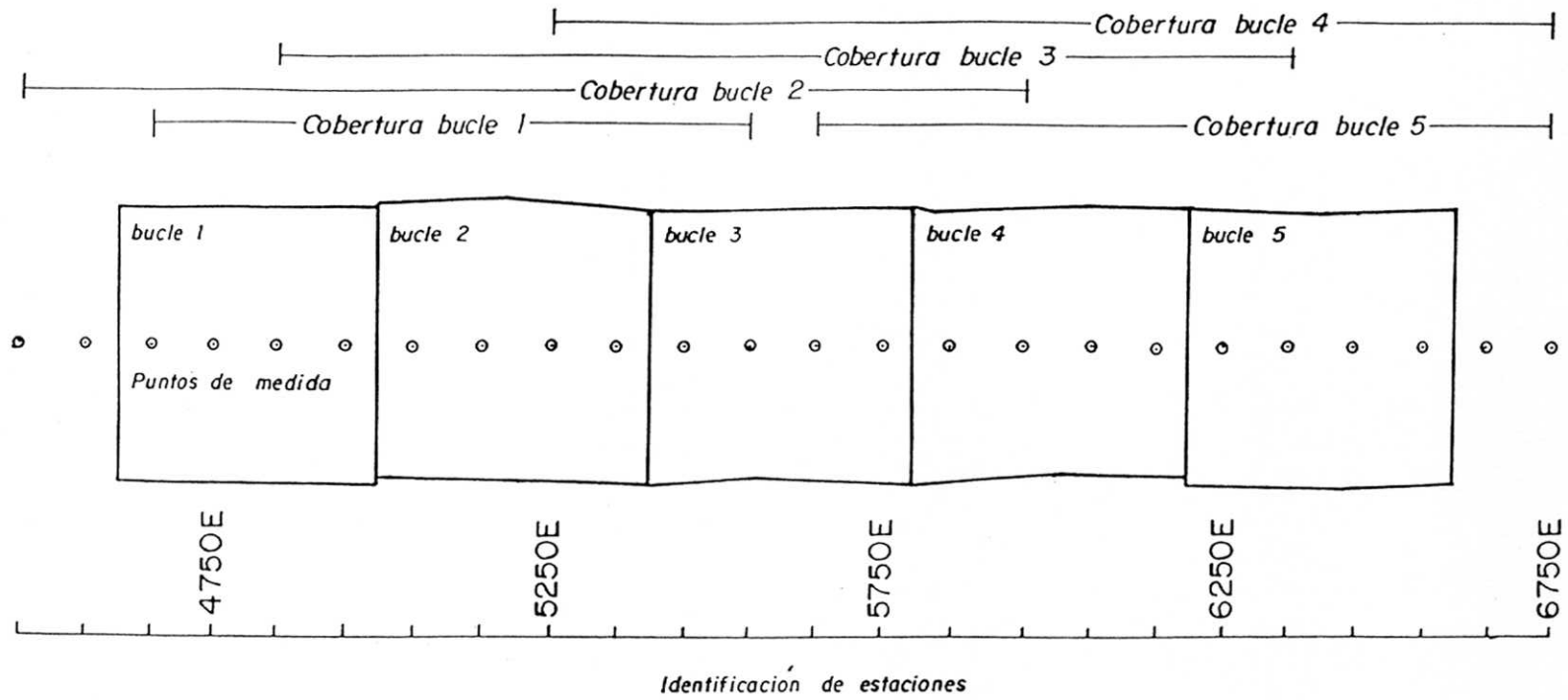


FIG. 21- ESQUEMA DE OPERACION DEL METODO CDI

cada punto se toman tres lecturas diferentes correspondientes a tres posiciones distintas del bucle transmisor. Ello posibilita una mayor resolución de las variaciones laterales de resistividad, junto con la capacidad de investigar hasta más de 1 Km de profundidad.

La operativa descrita implica cierta complejidad y dificultad logística así como el empleo de un número considerable de ayudantes al objeto de optimizar el tiempo de utilización del equipo.

Resulta de especial importancia determinar correctamente la posición de los puntos de medida respecto a las esquinas del bucle transmisor, lo que conlleva un cierto coste en trabajos auxiliares de topografía.

En términos comparativos se trata de un método mucho más caro que el de los SEDT, si bien es cierto que aporta una mayor riqueza informativa.

Existe una experiencia reciente de la aplicación del método al estudio de la Formación «Olmos» en la Cuenca del Duero. El objetivo en este caso era la detección de la citada formación, de carácter arcilloso y que se esperaba encontrar alrededor de 400-500 metros de profundidad. Los resultados obtenidos fueron muy satisfactorios tal como puede observarse en la sección de resistividad que incluimos en la Figura 22.