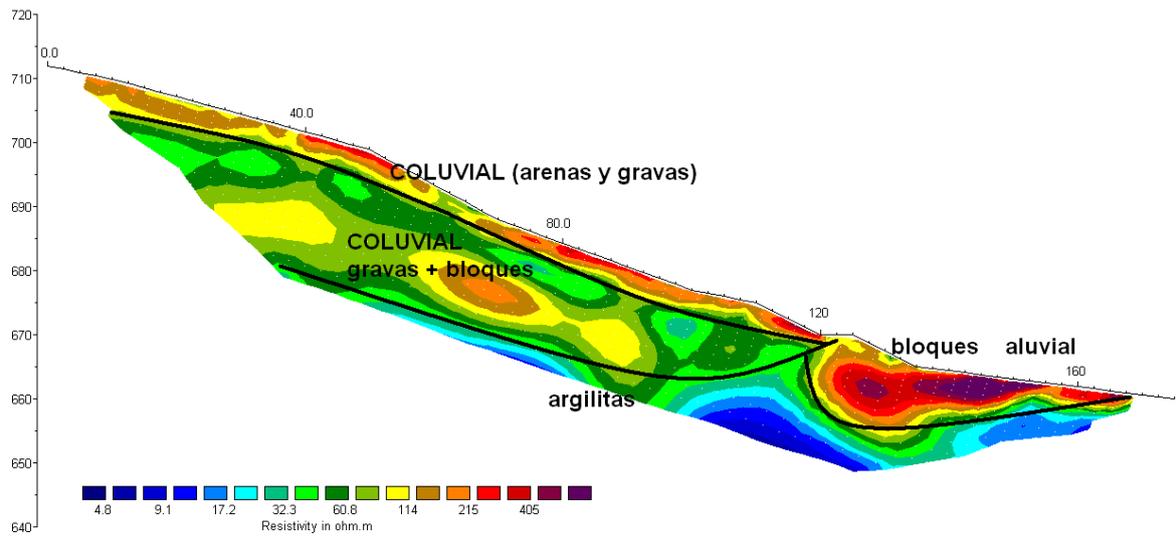


LABORATORIO DE GEOTECNIA

TÉCNICAS GEOFÍSICAS



Métodos Geofísicos

La geofísica es la ciencia que estudia las propiedades físicas de la tierra o dicho de otro modo determina la estructura de la tierra a partir de diversas propiedades físicas características de cada material que la forman.

En sus aplicaciones a la geotecnia (y en la ingeniería civil en general) estas técnicas ayudan a resolver diversos problemas que se pueden encontrar en los primeros metros de profundidad, así es de aplicación en los siguientes campos:

Reconocimiento del terreno

1. Obtener información de la estructura del subsuelo
2. Determinación de la deformabilidad de los materiales (cálculo de módulos dinámicos)
3. Determinación de la profundidad del nivel freático y del sustrato rocoso

Determinación de cavidades y fracturas (naturales o artificiales)

Evaluación del grado de eficacia de tratamientos en la mejora del terreno.

Determinación de daños en estructuras existentes.

1. Filtraciones en presas
2. Estado del terreno bajo losas de hormigón
3. Localización de estructuras enterradas: tuberías, túneles, restos arqueológicos

Las ventajas asociadas a estas técnicas son: su relativo, bajo coste, la posibilidad de cubrir grandes extensiones de terreno y que no son técnicas destructivas. Como inconvenientes se puede destacar la posible indeterminación de los resultados debido a que son técnicas indirectas que requieren un proceso de inversión de datos y la disminución de la resolución con el aumento de la profundidad investigada. Una buena práctica en la utilización de la geofísica implica el uso de, al menos, dos métodos distintos que nos permitan resolver la indeterminación o el apoyo en otras técnicas de reconocimiento.

A continuación hacemos una breve descripción de las principales técnicas y equipos utilizados por el Laboratorio de Geotecnia del Cedex.

Técnicas eléctricas.

Entre estos métodos destacan; los activos basados en inyección de corriente continua y las técnicas pasivas.

Métodos eléctricos en corriente continua (cc).

Los métodos eléctricos son técnicas suficientemente probadas en numerosos problemas hidrogeológicos, geotécnicos, mineros etc. En cuanto al tipo de corriente se suele utilizar la corriente continua ya que se evitan problemas de inducción y capacidad. La corriente continua presenta el problema denominado de polarización de electrodos que consiste en el

comportamiento como semi-elementos de una pila eléctrica de los electrodos introducidos en un medio electrolítico (conjunto suelo-agua) lo que genera una diferencia de potencial, entre electrodos, anómala. Este problema se evita hoy en día, mediante la inversión automática de la corriente en el equipo de inyección o en determinadas aplicaciones con el uso de electrodos impolarizables.

Los métodos eléctricos en cc se basan en la determinación de la resistividad de los materiales del terreno. Entre estos métodos destacan: Tomografía eléctrica, SEVs (sondeos eléctricos verticales) y Calicatas eléctricas.

La resistividad eléctrica (ρ de un material se define como la resistencia eléctrica, medida entre dos caras paralelas, de un cubo de materia de dimensiones unitarias.

En general para una forma de probeta definida por una longitud (L) y una sección (S) la resistencia viene dada por:

$$R = \rho \frac{L}{S}$$

Las unidades de la resistividad son Ohmio.m (en el SI de unidades).

La resistividad es un parámetro físico intrínseco de cada material pero que para el caso de los suelos está muy influenciado por su porosidad y sobre todo por la cantidad de agua que ocupen sus poros y su contenido en sales que le confieren una menor resistencia al paso de la corriente. Es por eso que son técnicas muy utilizadas en la localización de zonas húmedas, acuíferos y en otros problemas hidrogeológicos.

Para medir la resistividad, estos equipos, inyectan una corriente en el terreno mediante un par de electrodos y miden la diferencia de potencial generada entre otros dos. La resistividad del suelo se calcula mediante la aplicación de la ley de Ohm.

Cuando se inyecta una corriente mediante un electrodo puntual en un semiespacio homogéneo se produce un potencial que será igual en todos los puntos de una superficie semiesférica de radio r, con centro en el electrodo.

Si inyectamos corriente entre dos electrodos A y B y medimos la diferencia de potencial entre otros dos M y N (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

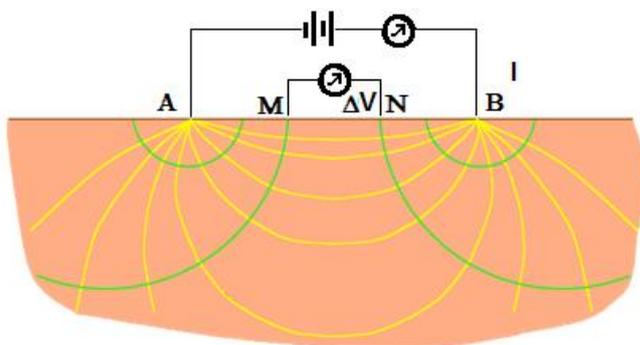


Figura 1: Inyección de corriente y medida del potencial.

La resistividad se obtiene a partir de la expresión:

$$V_M - V_N = K \frac{I\rho}{2\pi}$$

Donde K se denomina constante del dispositivo y será única para cada disposición de electrodos.

Esta resistividad será, para un subespacio homogéneo, la real. En caso de existir una estructura de capas o anomalías en el subespacio la resistividad será aparente (dependiente de las distintas resistividades atravesadas por la corriente).

En este caso habría que resolver la ecuación $\rho \frac{2V}{I} = I \rho$ y obtener la resistividad real.

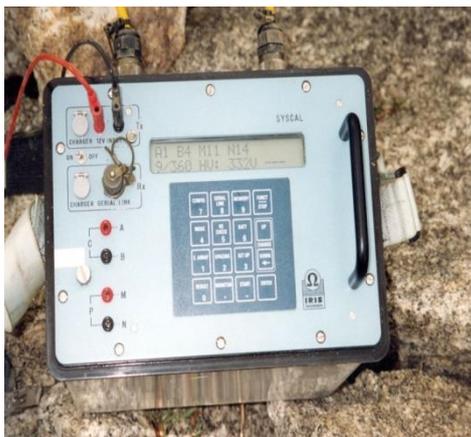


Figura 2 : resistivimetro del LG del CEDEX.

El valor de K da distintas denominaciones al dispositivo: dipolo-dipolo, wenner , slumberger.... Cada dispositivo tiene diferente respuesta, facilidad de instalación o de interpretación de resultados y también de las preferencias del operador.

Lo que se conoce como tomografía eléctrica no es más que una mezcla del método SEV y el de calicatas aprovechando la capacidad de los equipos (resistivímetros) actuales para gestionar un número elevado de electrodos; el CEDEX dispone de un resistivimetro de la marca IRIS modelo SYSCAL que

puede manejar hasta 96 (Figura 2).

Este método es el más utilizado, hoy día, para estudios geotécnicos e hidrogeológicos. Al igual que los dispositivos anteriormente mencionados se pueden utilizar las mismas disposiciones de electrodos : dipolo-dipolo, wenner etc..

En la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se muestra un ejemplo de un dispositivo dipolo-dipolo para una tomografía eléctrica.

Se comienza el ensayo mantenido el dipolo de inyección en la posición 1-2 y desplazando el de medida a la 3-4, 4-5.. y sucesivamente de manera que los puntos medidos se sitúan sobre la primera línea (a 45º grados) del primer dipolo a distintas profundidades.

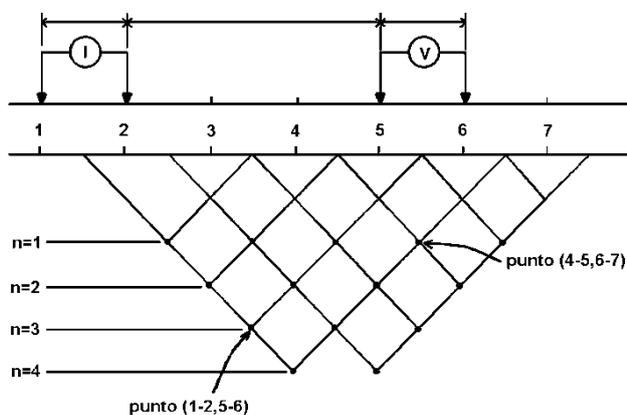


Figura 3: Dispositivo dipolo-dipolo.

Estos dipolos no se mueven físicamente sino que, con la utilización de cables multinodos (tantos como electrodos), el equipo va inyectando corriente y midiendo según se le ha programado la secuencia de medida.

Se obtiene por tanto una malla de puntos de resistividades aparente hasta una profundidad dependiente de la apertura AB y de la longitud total del dispositivo.

Lo que le da el nombre de Tomografía eléctrica es la modelización 2-D de la resistividad del terreno utilizando técnicas numéricas (diferencias finitas o elementos finitos).

En la figura siguiente se presenta un ejemplo del estudio de la cerrada de una balsa. En el lateral derecho se asienta un cajón de hormigón y por debajo de su asiento se detectan pérdidas de agua (menor resistividad) procedentes del vaso del embalse.

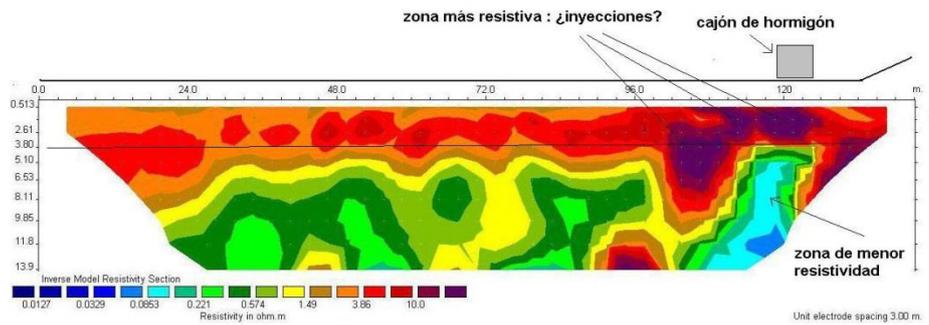


Figura 4: Localización de filtraciones mediante tomografía eléctrica.

En la imagen siguiente se presenta un estudio de la estructura litológica de una ladera a cuyo pie transcurre un arroyo que aparece perfectamente determinado por la zona de menor resistividad.

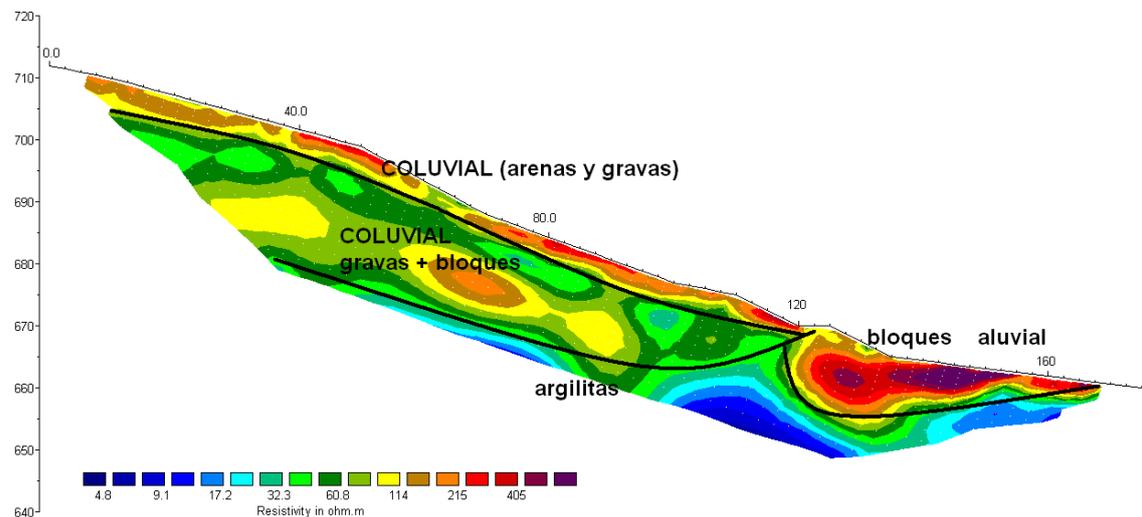


Figura 5: Tomografía realizada en ladera.

Métodos pasivos: Potencial espontáneo.

El método del Potencial espontáneo es un método pasivo que se basa en la determinación de los potenciales eléctricos creados por la circulación de un electrolito (el agua con sus sales disueltas) a través de un medio poroso que puede estar constituido por un suelo, el cuerpo de una presa de

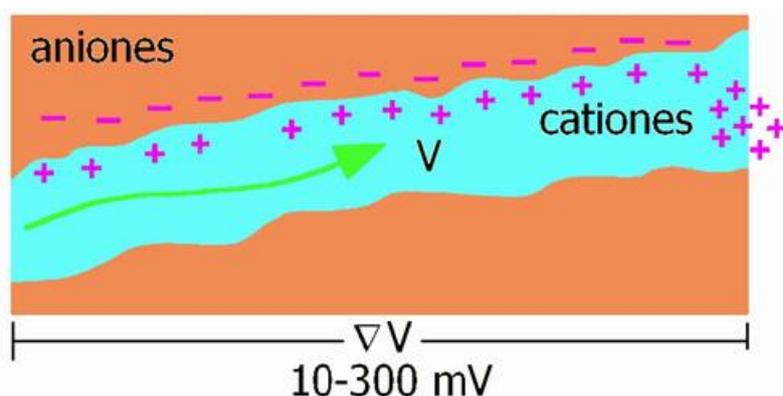


Figura 6: esquema de la generación de potencial espontáneo.

materiales sueltos, la solera fracturada o alterada de un canal hidráulico etc. (ver Figura 6).

Como se ve en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**, la carga superficial de los granos

minerales produce una fijación de los aniones lo

que provoca, a través de la corriente de agua, un arrastre de los cationes libres dando lugar a una diferencia de potencial entre dos puntos. Como, también, se indica en la figura esta diferencia de potencial es pequeña (del orden de 10 a 300 mv) pero medible con la instrumentación disponible hoy día.

Este proceso está incluido dentro del ámbito más amplio de los procesos electrocinéticos. Estos procesos, conocidos y utilizados, algunos, de forma industrial, son aquellos que implican los flujos simultáneos de fluido, electricidad, electrolitos y calor bajo la influencia de gradientes hidráulicos, térmicos y químicos y de manera que el transporte neto de fluidos y electrolitos depende de numerosas interacciones complejas. La evaluación cuantitativa y la predicción de los flujos hacen necesario que estas interacciones sean bien conocidas. Afortunadamente, la mayoría de los sistemas tienen relaciones lineales entre los flujos y sus correspondientes gradientes: es el caso para la ley de D'Arcy (relación entre flujo de fluido y gradiente hidráulico), ley de Ohm (relación entre la corriente eléctrica y el campo eléctrico), la ley de Fick (relaciona el flujo de un componente y el gradiente de concentración) y la ley de Fourier que relaciona el flujo de calor con el gradiente térmico.

Entre estos flujos se producen flujos acoplados, es decir, cuando el flujo de un tipo determinado (en nuestro caso el eléctrico) es producido por un gradiente de otro tipo (en nuestro caso el hidráulico).

Como ejemplos de este tipo de procesos bien conocidos tenemos; la electro-ósmosis el efecto Peltier, difusión en membranas etc..

El movimiento del agua está generado por un gradiente hidráulico. Este gradiente hidráulico se relaciona con el gradiente eléctrico a través de unos coeficientes mutuos de influencia, bien descritos en la teoría de la termodinámica de los procesos irreversibles, pero de difícil determinación en la práctica.

Dada esta dificultad experimental en la mayor parte de los casos suele recurrirse a una interpretación puramente cualitativa del fenómeno detectando in situ los puntos del terreno con mayor valor absoluto de potencial eléctrico y asociando dichos potenciales a vías preferentes de filtración.

El equipo necesario, mínimo, para la adquisición de datos es relativamente sencillo; consiste en un voltímetro, de alta impedancia de entrada, con suficiente resolución como para medir milivoltios y de una pareja de electrodos.

Estos electrodos, teóricamente, han de ser impolarizables, ya que los errores que pueden aparecer por el efecto de polarización de los electrodos serían de rango similar a las medidas, pero no son imprescindibles siempre que la obtención de datos se realice en un periodo de tiempo lo suficientemente corto para que no se produzca este efecto.

El Laboratorio de Geotecnia del CEDEX en colaboración con la E.T.S.I de Minas de Madrid ha desarrollado una metodología y una serie de programas de interpretación que ha venido utilizando durante años en la localización de filtraciones, a través del espaldón de aguas arriba, en las presas de materiales sueltos.

Como ejemplo de este proceso se presenta el que se ilustra con la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia..** En este trabajo se estudió, entre otros elementos, el estribo de una presa (en su entronque con el terreno natural) y se puede relacionar, perfectamente, la estructura geológica (fracturas y estructura litológica) con el resultado del estudio de potencial espontaneo.

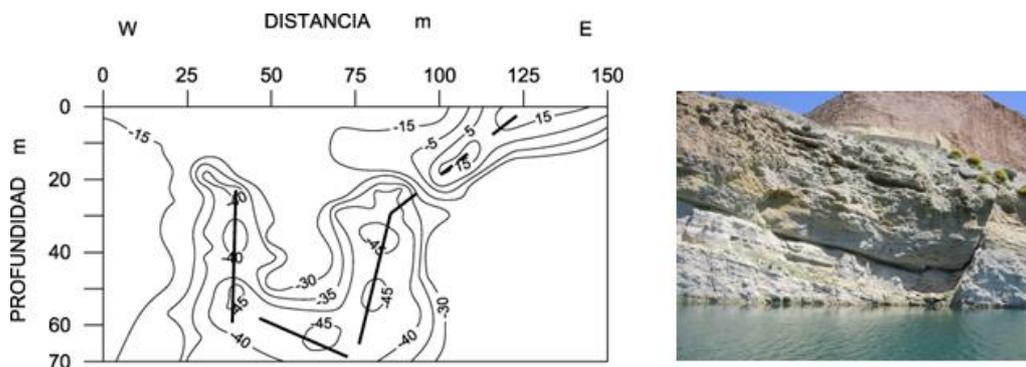


Figura 7: Potencial espontaneo medido en un estribo de presa.

La figura de la izquierda representa el potencial espontaneo medido bajo la superficie del agua y hasta setenta metros de profundidad.

Técnicas electromagnéticas

Los métodos electromagnéticos se basan en la generación de un campo electromagnético primario, variable en el tiempo, y que genera unas corrientes en los materiales conductores que a su vez generan un campo electromagnético secundario. La relación entre el campo primario y secundario es proporcional a la conductividad eléctrica del terreno.

La variación del campo magnético primario se consigue mediante el paso de una corriente alterna a través de una bobina. Este sistema se denomina de onda continua. Alternativamente existe otro método de variación del campo magnético que consiste en el corte brusco de la corriente que circula por la bobina y en vez de generar corrientes horizontales genera corrientes de Foucault (llamadas en inglés "eddy currents") en el interior de conductores. Este último método da lugar a los equipos conocidos como TEM (transitorios electromagnéticos) y producen resultados buenos cuando lo que se busca es la localización de cuerpos conductores dentro de un medio aislante, por ejemplo una mineralización metálica y están diseñados para alcanzar grandes profundidades lo que implica mayor tamaño y peso. El CEDEX dispone de un equipo de transitorios de la marca Geonics (modelo Protem, ver Figura 8).

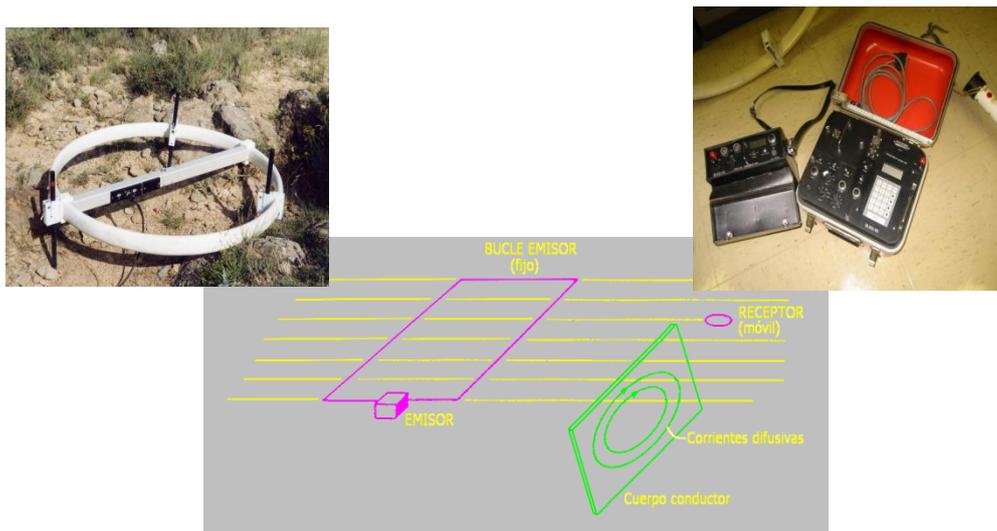


Figura 8: Equipo PROTEM del LG.

En la figura 9 se presenta el resultado de un ensayo realizado por el Laboratorio de Geotécnica. El gráfico de la izquierda de la figura representan los puntos medidos (puntos aislados) y los datos obtenidos (línea continua) a partir del modelo de capas que se presenta en el gráfico de la derecha. En este mismo gráfico se presentan otros posibles modelos (líneas discontinuas) que darían los mismos resultados. Se vuelve a incidir, pues, en la no unicidad de las soluciones provenientes de la inversión de datos geofísicos y en la necesidad de utilizar técnicas alternativas de comprobación.

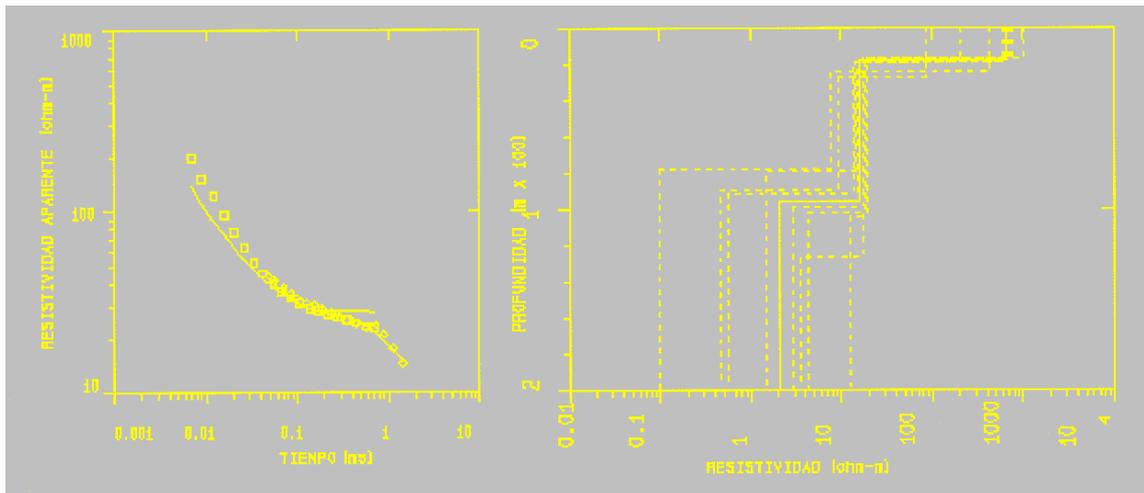


Figura 9: Resultado de un sondeo electromagnético.

Entre los de onda continua existen los denominados de número bajo de inducción o LIN. Los equipos disponen de dos bobinas o antenas, una emisora y otra receptora (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**), situadas en los extremos de las “barras”. La primera genera un campo electromagnético primario que induce una corriente en el interior del terreno. Estas corrientes generan a su vez un campo electromagnético secundario que induce una nueva corriente eléctrica en la bobina receptora, calculándose la conductividad del terreno mediante la medida de la relación entre las intensidades del campo magnético primario y el secundario.

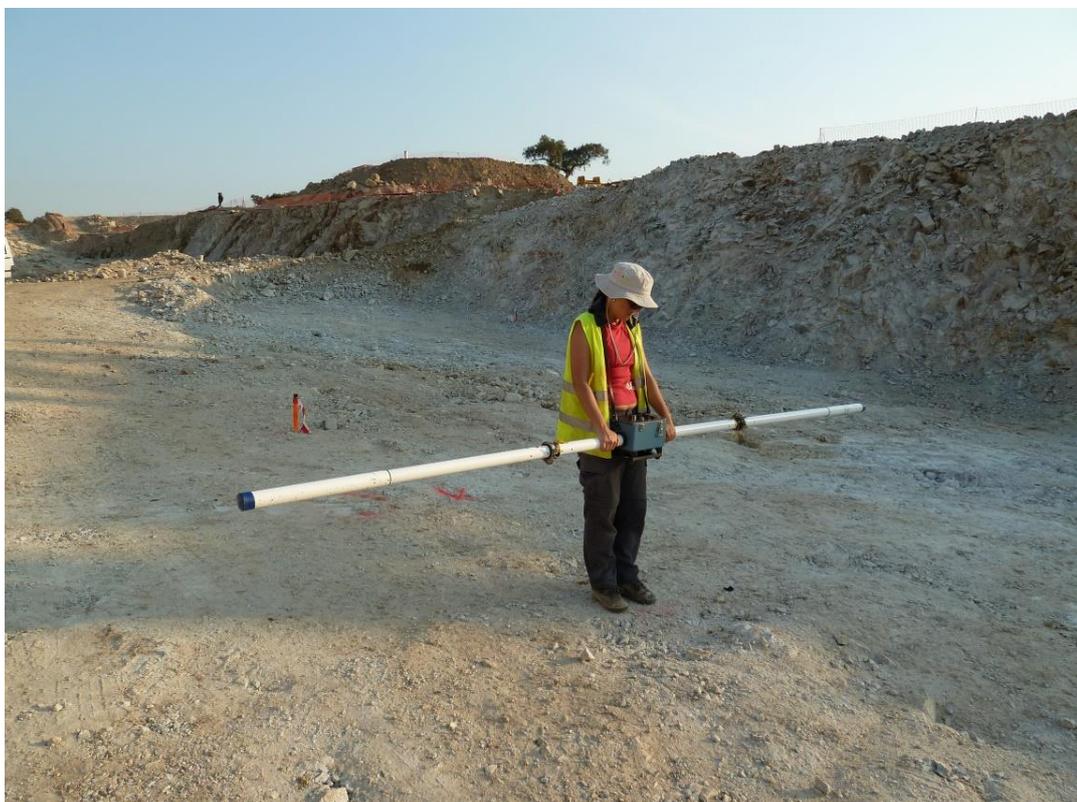


Figura 10: Equipo LIN de Geonics modelo EM31.

Esta conductividad se puede medir a distintas profundidades dependiendo de la orientación de las bobinas (vertical u horizontal) y de la altura del equipo sobre el suelo. En la Tabla se expone la profundidad estimada de investigación para las distintas posiciones del equipo.

Tabla 1: Profundidades investigadas según el modo de operación.

ALTURA SOBRE EL SUELO DEL INSTRUMENTO (m)	ORIENTACION DEL DIPOLO	PROFUNDIDAD INVESTIGADA (m)
0	Horizontal	3
0	Vertical	6
1	Horizontal	2
1	Vertical	5

La conductividad del terreno depende de los distintos materiales subyacentes (es una propiedad intrínseca de ellos) pero también depende fuertemente del grado de fracturación y sobre todo de la cantidad de agua que rellene sus poros o fracturas. Una mayor conductividad para un mismo terreno supone, en general, una mayor cantidad de agua asociada a su mayor fracturación.

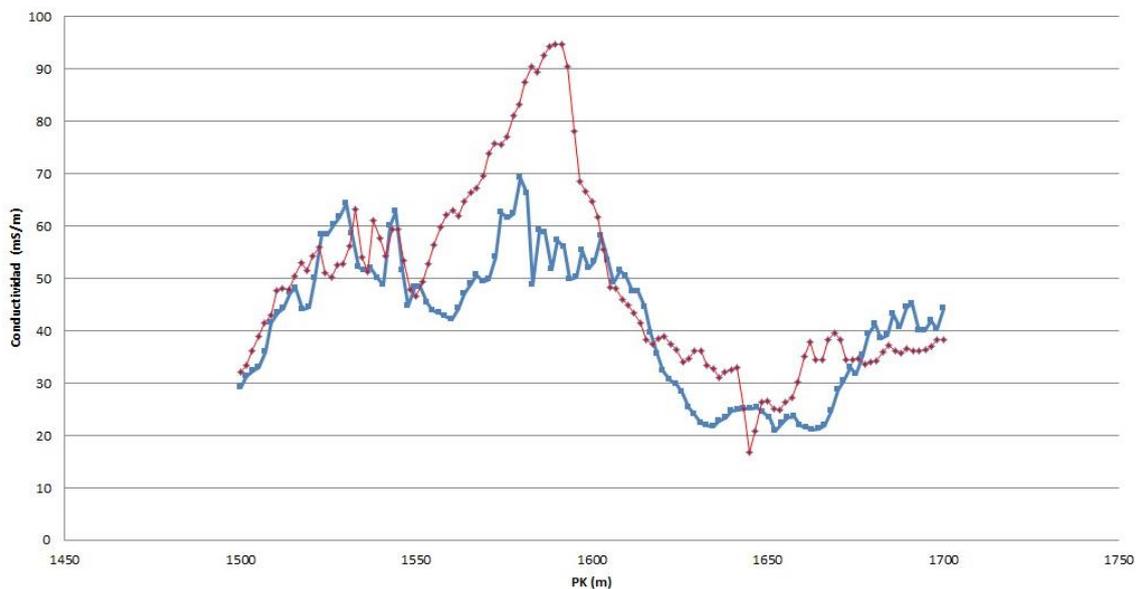


Figura 11: Registro de la conductividad con campo horizontal y vertical.

En la figura 11 se presenta un ejemplo práctico del uso de esta técnica con campo horizontal y vertical. Las diferencias entre ambas permiten deducir un rango de profundidades en el que varía la conductividad.

Georadar

Las aplicaciones de estos equipos hoy día son numerosas, estando de actualidad por diversa aplicaciones arqueológicas y forenses con presencia amplia en los medios de comunicación. Se pueden citar, entre otras, las siguientes:

- Arqueología:
 - Localización de restos arqueológicos enterrados
- Ingeniería:
 - Localización de labores antiguas en minería
 - Localización de mineralizaciones
 - Localización de tuberías y conducciones diversas
 - Localización de cavidades
 - Estudios de forjado y losas
 - Control de tratamientos de mejora del terreno
 - Central de firmes de carreteras
- Geología e hidrogeología:
 - Contaminación de acuíferos
 - Localización de fallas y discontinuidades
 - Determinación de estructuras geológicas.

Los equipos de Geo-Radar generan, mediante una antena emisora, impulsos electromagnéticos de muy corta duración que en su recorrido a través del terreno interceptan objetos y superficies de discontinuidad donde parte de la energía es reflejada siendo, ésta recibida por una antena receptora (Fig. 12). La parte no reflejada de la energía continúa su camino reflejándose en nuevos objetos hasta su amortiguación total.

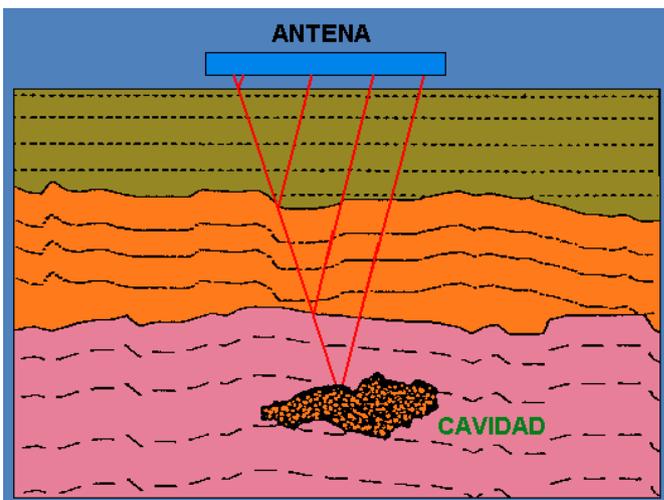


Figura 12 : esquema de funcionamiento de un GPR.

La atenuación, que viene dada por la expresión siguiente:

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\epsilon}\right)^2} - 1 \right)}$$

determina la capacidad de penetración de las ondas electromagnéticas y depende de los parámetros μ , ϵ , σ y ω , (permeabilidad magnética, cte. Dieléctrica, conductividad y frecuencia de la señal, respectivamente). De estos cuatro parámetros los más críticos son ω y

especialmente σ . Al desplazar de forma continua, la antena de radar por la superficie se van obteniendo trazas con las reflexiones en cada punto. La representación continua de estas trazas, asignándole un tono de color a cada amplitud da lugar a una imagen que se conoce como "radargrama" (ver Figura 13).

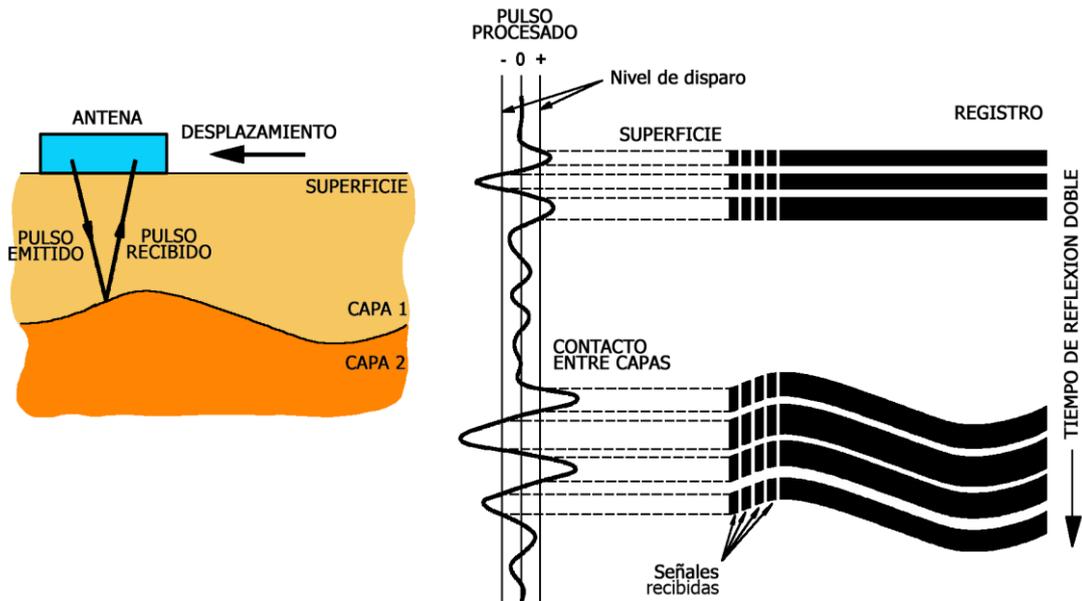


Figura 13: Obtención de un "radargrama"

Actualmente el Laboratorio de Geotecnia dispone de un radar de la marca MALA con diversa antenas.



Figura 14 : Equipo de Georadar de la marca MALA (modelo RAMAC)

Los elementos principales de un equipo de GPR son: una unidad central, las antenas y un sistema de visualización y registro de los datos. La unidad central controla los tiempos de emisión, genera los pulsos de disparo y transmite los datos recibidos para su procesamiento externo y almacenamiento. Las antenas se encargan de generar los pulsos cortos electromagnéticos (emisor) y de detectar los reflejados (receptor).

Todos estos elementos se pueden observar en la Figura 14. En la Figura 15 se presentan tres de las antenas de que dispone el equipo.



Figura 15: Antenas de 800, 500 y 250 MHz. (sin escala las dimensiones crecen según disminuye la frecuencia).

Las antenas de que dispone el Laboratorio vienen especificadas en la siguiente tabla con expresión de su capacidad, teórica de penetración.

RAMAC (MALA)	SIR (GSSI)		
Frecuencia (MHz)		TIPO	PENETRACIÓN
	900	apantallada	1 m
800		apantallada	1 m
500	500	apantallada	2/3 m
250		apantallada	4/6 m
	120	sin apantallar	8/ 10 m
100		sin apantallar	12/14 m
50		sin apantallar	20/25 m

En la figura 16 se muestra la respuesta, a dos frecuencias, de un tramo de vía ferroviaria, estudiada por el Laboratorio de Geotecnia. En la imagen superior se presenta la foto aérea de la zona estudiada mientras que en las dos inferiores se presentan los radargramas obtenidos desplazando antenas, de dos frecuencias distintas, por el eje de la vía.

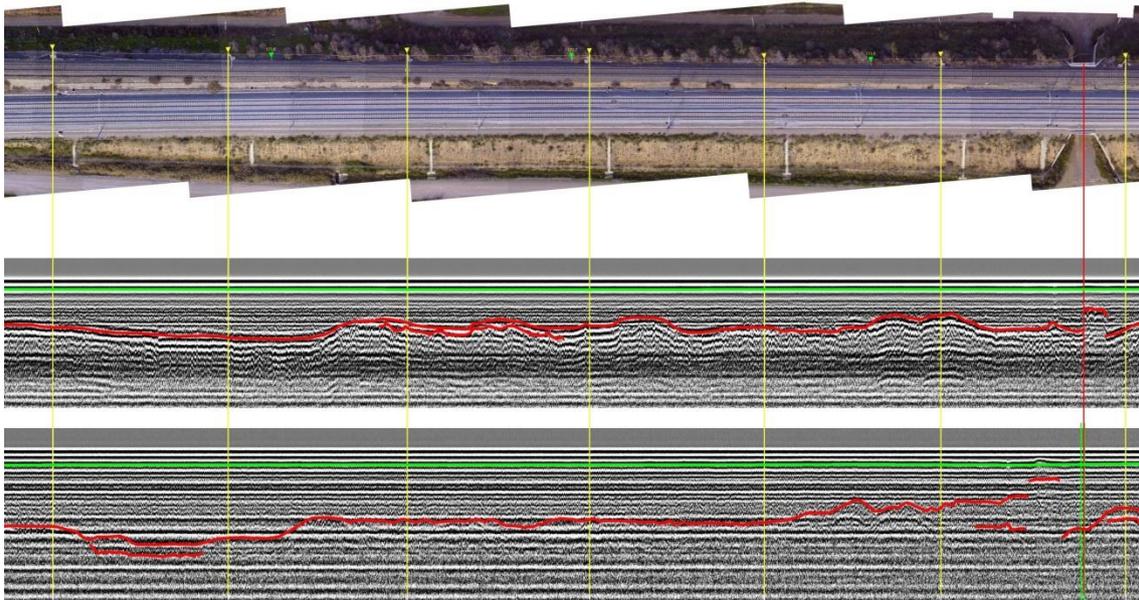


Figura 16: Aplicación del georadar a determinar espesores de balasto en vías ferroviarias.

Técnicas sísmicas.

Todas estas técnicas tienen como objeto la determinación de las velocidades de las ondas elásticas dando como resultado una zonificación del terreno por velocidad de onda.

Hay tres tipos (principales) de ondas: V_p , V_s y V_r (primarias, secundarias y Rayleigh). Las primeras son ondas de tracción-compresión, las segundas son ondas de cizalla y las últimas son ondas superficiales que producen un movimiento, del suelo, circular y retrógrado. La relación entre estas velocidades y otros parámetros físicos del terreno; densidad y coeficiente de Poisson permiten el cálculo de coeficientes de deformación dinámicos para los materiales atravesados.

Los métodos utilizados por el Laboratorio de geotecnia del CEDEX se describen a continuación.

Análisis espectral de Ondas superficiales (AEOS).

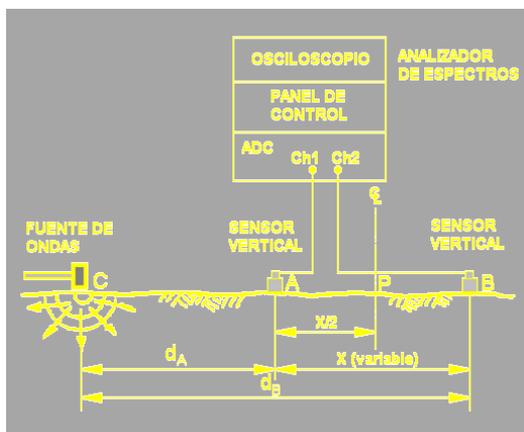


Figura 17: Esquema del método AEOS.

Este método, también conocido por sus siglas en inglés SASW, se basa en el registro de las ondas superficiales generadas por una fuente de impacto, puntual o vibratoria, en dos sensores situados a una determinada distancia y la velocidad de cada frecuencia de un mismo tren de onda (dispersión). La penetración dependerá de la distancia entre sensores y entre estos y la fuente de impacto. Una vez obtenidas las señales temporales se determinan sus espectros y comparando estos

obtenemos las curvas de desfase y coherencia (figura 18).

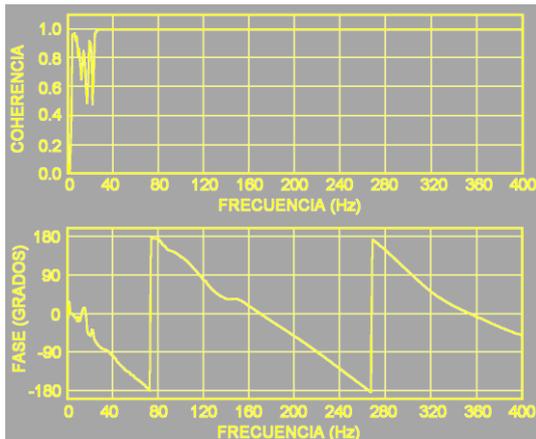


Figura 18 : desfase y coherencia de dos señales.

Del análisis de estas curvas obtenemos la frecuencia (f) para una longitud de onda (λ). Para obtener la velocidad de fase de la onda solo hay que determinar el producto $f \times \lambda$.

Una vez obtenidas las velocidades se determina la curva de dispersión (variación de la velocidad con la frecuencia) que se puede transformar a variación de velocidades con la profundidad. En la figura 19 se presenta la curva de dispersión obtenida en un ensayo real.

La obtención de esta curva permite, mediante un proceso de inversión, obtener un modelo de

capas de los estratos atravesados.

Esta técnica permite el estudio de terrenos en los que existe una capa subyacente a otra de mayor velocidad (mayor rigidez) que en el caso de otras técnicas no es posible abordar.

Tiene importantes aplicaciones en el estudio de la rigidez de terraplenes y en los estudios de zonificación sísmica y el cálculo de riesgos sísmicos.

En la figura se muestran los distintos sensores, acelerómetros para distancias pequeñas y geófonos para las mayores, igualmente se presentan las imágenes de un vibrador electromagnético y de una fuente de impacto puntual utilizado para distancias grandes.

Se añade (inferior izquierda) una imagen de un dispositivo formado por dos acelerómetros y el vibrador electromagnético utilizado en un ensayo real.

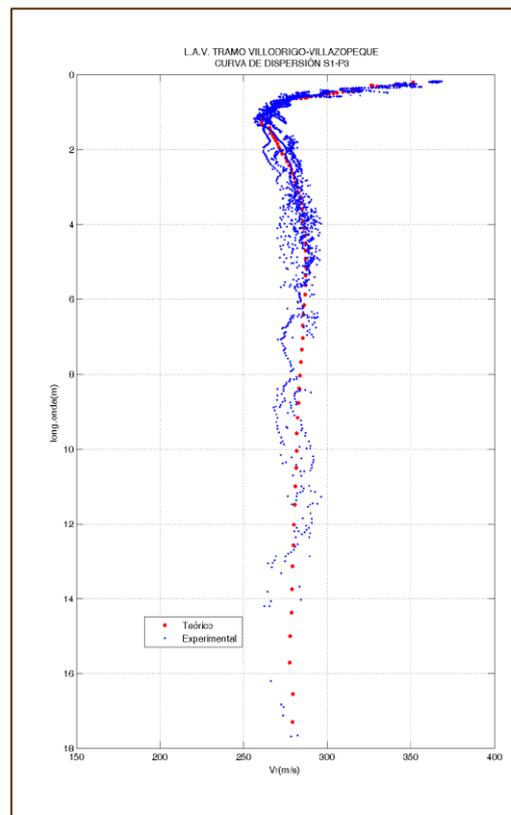


Figura 19: Cueva de dispersión.



Figura 20 : Geófonos, acelerómetros y fuentes de señal utilizados en el ensayo AEOS.

Sísmica de refracción.

Este ensayo se basa en el hecho de que un impacto en superficie genera un tren de ondas elásticas que se propaga de forma esférica a través del material del subsuelo. Cuando existe una estructura estratificada donde las capas van aumentando su velocidad de transmisión con la profundidad se produce, según la ley de Shnell, una refracción de las ondas que pueden ser detectadas en superficie (ver figura 21).

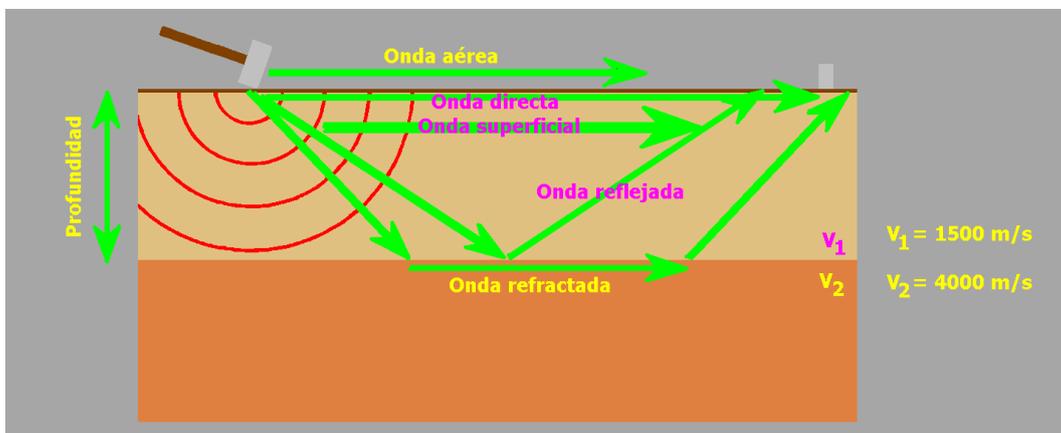


Figura 21: esquema de la trasmisión de ondas elásticas en un medio estratificado.

El ángulo de llegada de la onda al receptor (geófono) es proporcional al cociente V_1/V_2 .



Figura 22: Sismógrafo ABEM MK6.

El dispositivo utilizado, para realizar este ensayo, consiste en un sismógrafo (básicamente un osciloscopio multicanal) una ristra de geófonos colocados a distancias convenientes para obtener una relación profundidad/resolución idónea para el objetivo del estudio y una fuente generadora de impactos dotada de un dispositivo que marque el origen de tiempos. El sismógrafo de que dispone el Laboratorio de Geotécnia del CEDEX es un ABEM MK6. (Figura 22).

En la figura 23 se muestra el dispositivo completo del ensayo de sísmica de refracción.

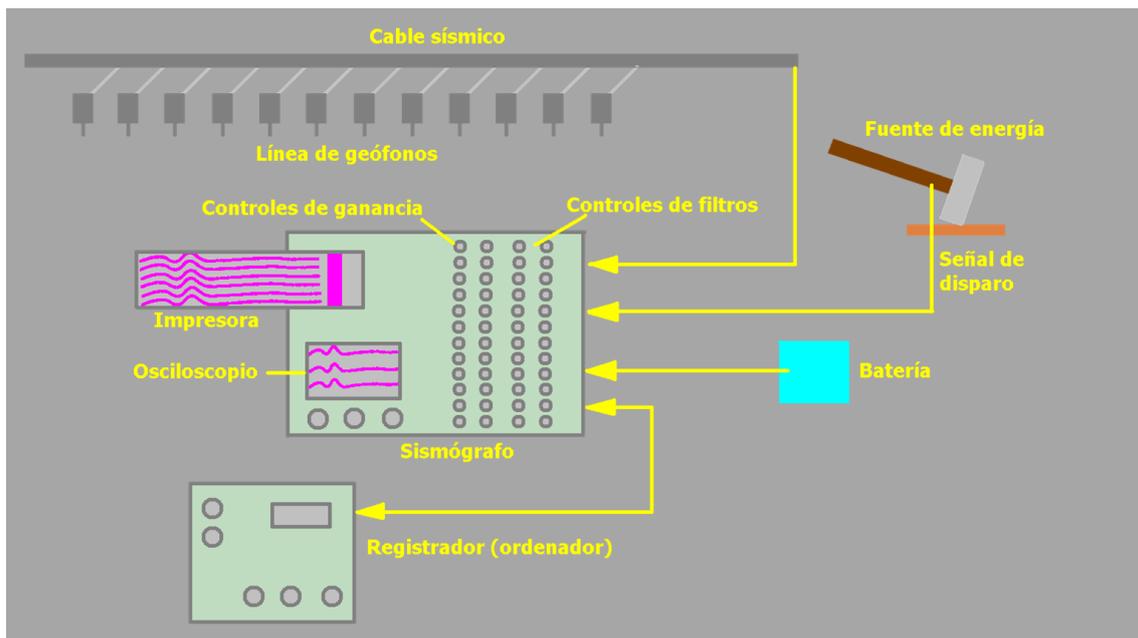


Figura 23 : Dispositivo para un ensayo de sísmica de refracción.

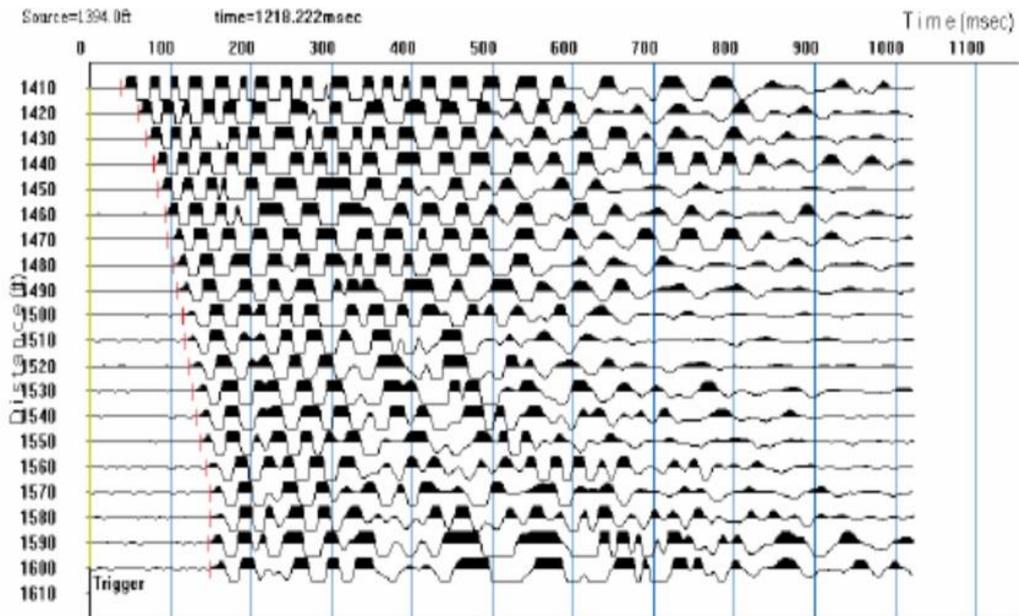


Figura 24: Picado de las primeras llegadas de las ondas P a cada uno de los 24 geófonos.

Con este dispositivo obtendríamos una señal para cada geófono. El tiempo obtenido, midiendo la primera llegada a cada geófono, sirve para obtener las llamadas curvas dromocronicas (tiempo-distancia). A partir de estas curvas y mediante un proceso de inversión se puede deducir un modelo de capas de los materiales atravesados (ver figuras 24, 25 y 26). Esta técnica es muy útil cuando la estratificación es horizontal, admitiéndose una pequeña inclinación de los estratos.

Cuando existe una estratificación de inclinación fuerte o inversión de velocidades (velocidad subyacente menor que la anterior) esta técnica no es aplicable. En la figura 27 se presenta una imagen con el método de implementación del ensayo.

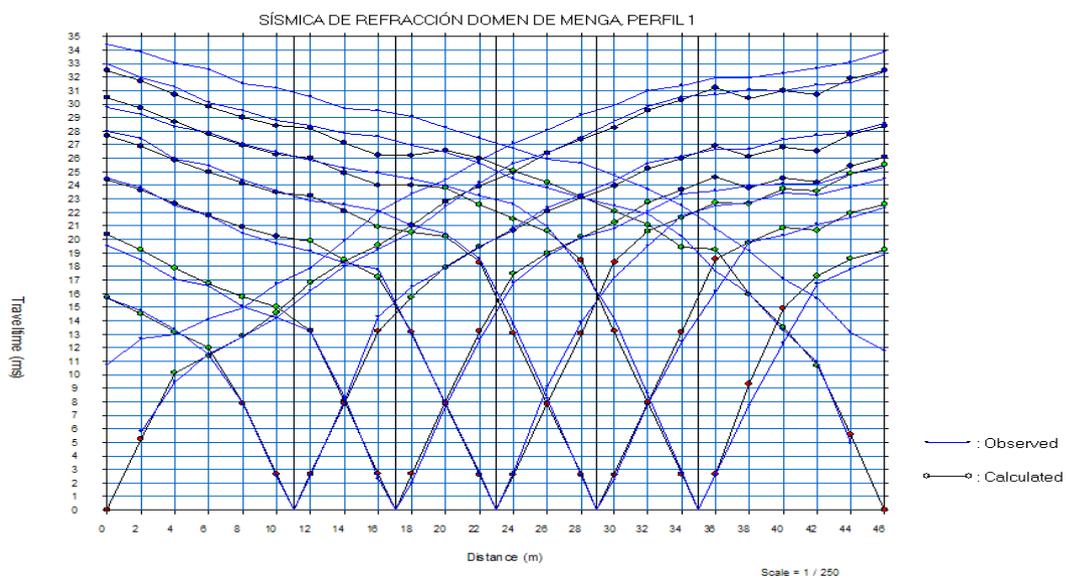


Figura 25 : Obtención de las curvas dromocronicas con superposición de las obtenidas del modelo teórico de la figura siguiente.

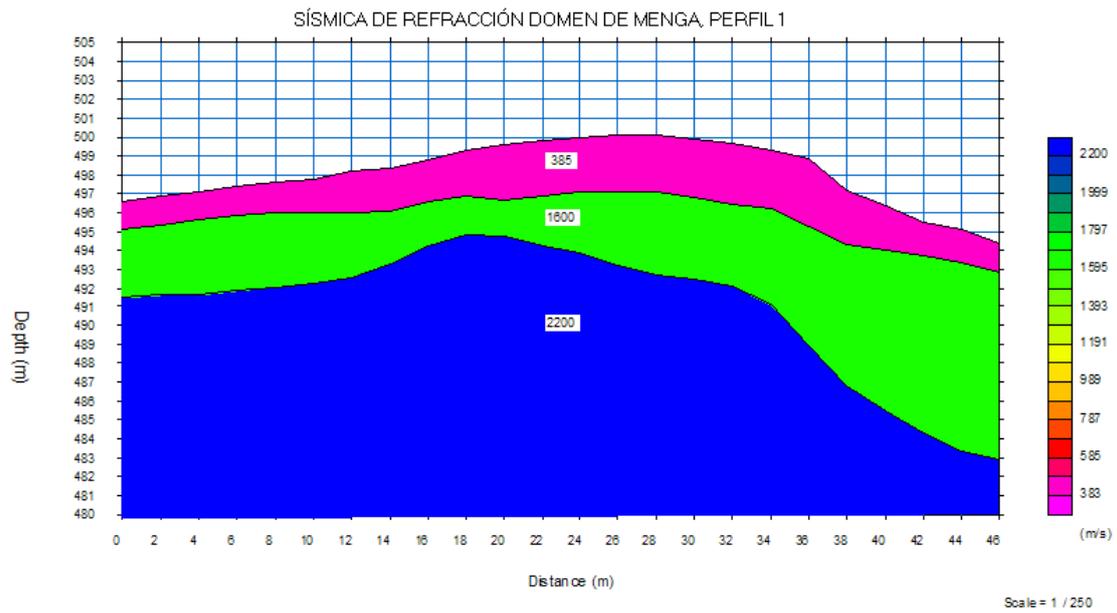


Figura 26 : Modelo de capas del terreno obtenido por inversión de los datos medidos en campo.



Figura 27: ejecución de un ensayo de sismica de refracción.

Métodos sísmicos en sondeos.

Estos métodos se utilizan para caracterizar, mediante las velocidades de onda los materiales comprendidos entre dos sondeos o alrededor en un solo sondeo.



Figura 28: Martillo de Cross-hole.

El ensayo **Cross-hole** precisa del uso de 2 o 3 sondeos alineados. En uno de ellos se sitúa el emisor y en el otro u otros los receptores. Obtenemos V_{sv} (velocidad de la onda S en la dirección vertical), aunque también se puede calcular V_p .

El ensayo **Cross-hole** precisa del uso de 2 o 3 sondeos alineados. En uno de ellos se sitúa el emisor y en el otro u otros los receptores. Obtenemos V_{sv} (velocidad de la onda S en la dirección vertical), aunque también se puede calcular V_p .

Para generar esta onda vertical, el Laboratorio, utiliza un martillo especial, que se ancla a las paredes del sondeo mediante unas zapatas de apertura hidráulica. El golpe se consigue por desplazamiento de una masa móvil con respecto a la parte anclada (figura 28).

Como receptores se utilizan geófonos triaxiales de pozo que se ajustan a las paredes del sondeo mediante un sistema de membrana hinchable.

La velocidad se determina a partir de la diferencia de tiempos entre los dos receptores o entre la fuente y el receptor.

Se obtiene la variación de velocidades en función de la profundidad.

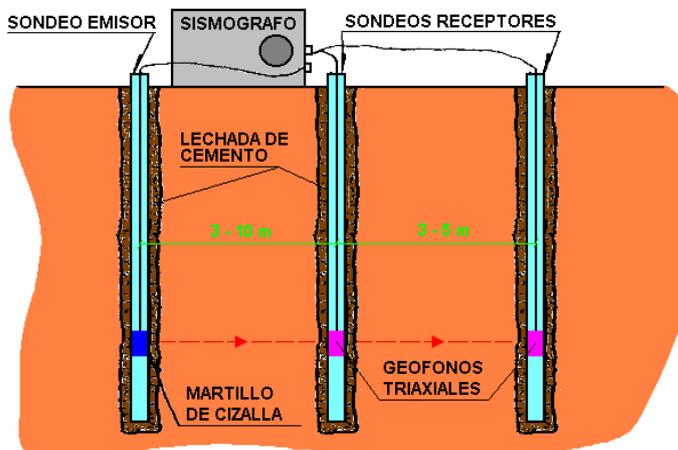


Figura 29: Esquema de ensayo de cross-hole.

Para la ejecución de estos ensayos se necesita que los Sondeos estén entubados y perfectamente solidarios con el terreno.

Cuando no existe la posibilidad de ejecutar varios sondeos se recurre al ensayo denominado Down-Hole (figura 30) con el cual se mide la velocidad V_{SH} (s horizontal). Para conseguir este tipo de onda se recurre a una fuente de energía reversible que cizalla el terreno. Esta fuente se sitúa en superficie.

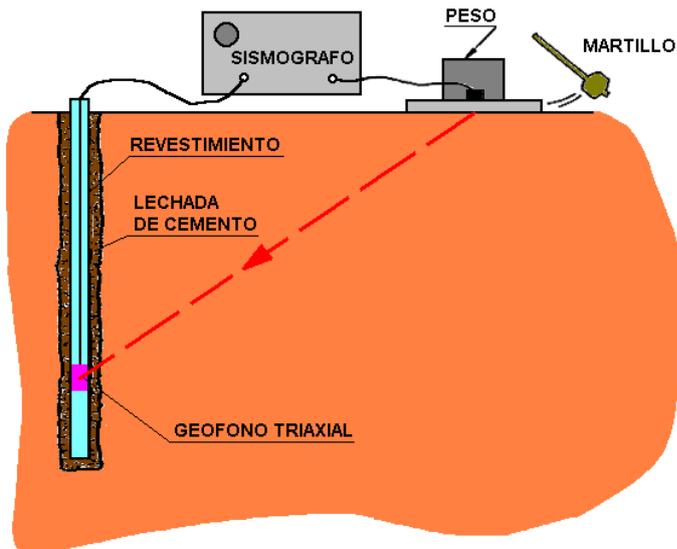


Figura 30 : Esquema de ensayo down-hole.

El receptor es el mismo que se utiliza en el ensayo anterior. En ambos ensayos se utiliza, como equipo registrador, un sismógrafo ABEM Mk6.

Al igual que en el ensayo anterior el sondeo tiene que estar entubado y solidario con el terreno.

Si la separación entre la fuente y la boca del sondeo es pequeña (menor de 4m) las ondas viajan en una trayectoria casi vertical por lo que la onda se puede considerar directa y la velocidad se obtiene directamente como cociente entre la profundidad

del geófono y el tiempo registrado.

Testificación Geofísica de sondeos.

Es un método de prospección geofísica en sondeos mediante la introducción de sondas instrumentadas o equipadas con diferentes elementos y sensores. Un equipo de testificación cuenta con los elementos que se reproducen en la siguiente imagen.

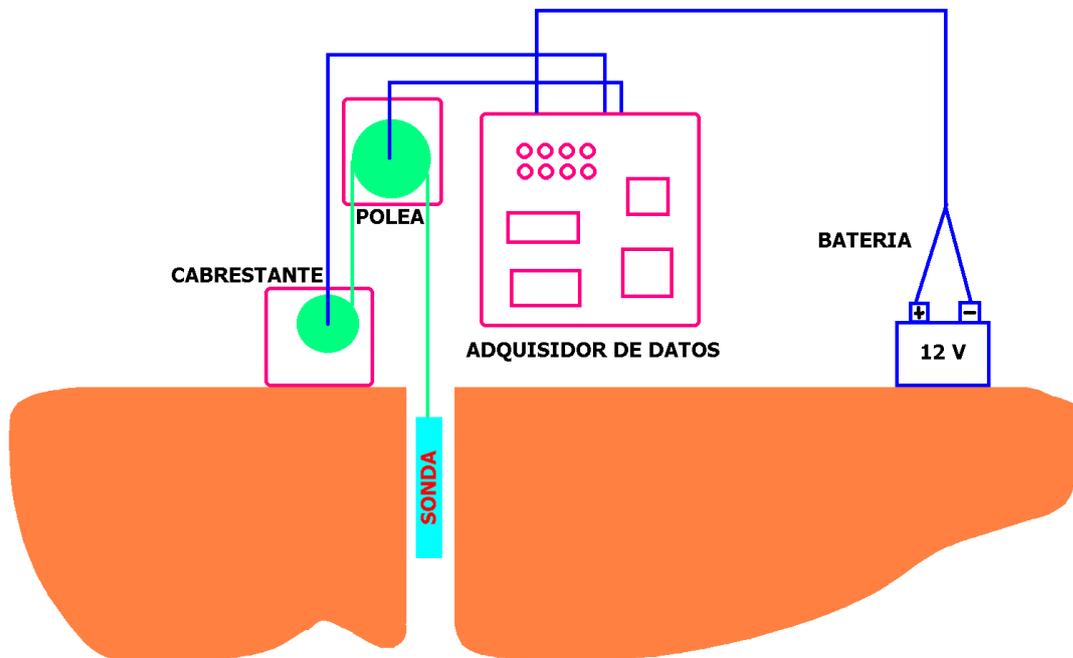


Figura 31: Esquema de un equipo de testificación de sondeos.

Este equipo permite el reconocimiento del terreno cercano al sondeo mediante el registro continuo de un parámetro físico del terreno. Cada sonda mide un parámetro determinado o en algunos casos son multiparamétricas.

La distancia de terreno afectado por la medición dependerá de la sonda utilizada, el parámetro medido y el tipo de terreno por lo que a priori no se puede conocer el radio de acción.

El Laboratorio cuenta con tres equipos de testificación;

- Uno marca Robertson Geologging que dispone de las siguientes sondas :

Resistividad: mide resistividad aparente del terreno, potencial espontaneo y radiación gamma natural. Necesita que el sondeo esté sin entubar y con fluido para asegurar un buen contacto eléctrico.

Inducción electromagnética: mide la conductividad del terreno (inversa de la resistividad). Puede operar en sondeos entubados (de PVC) y con la presencia de fluido de perforación, agua o aire.

Gamma espectral: mide la radiación total gamma y el contenido en potasio de la formación, uranio y torio. Se puede usar con entubación de PVC y con agua o aire en el sondeo.

Sónica de onda completa : Mide V_p , V_s y $V_{s\beta}$ de la formación atravesada. Necesita la existencia de agua en el sondeo y sin entubación. No da buenos resultados en suelos, se utiliza en macizos rocosos.

Televisión acústica: da una imagen acústica de las paredes del sondeo, la inclinometría, el diámetro del sondeo (de forma virtual) y permite determinar el RQD del sondeo. Necesita agua y sin entubación.

Calidad de agua. Determina pH, potencial Redox, conductividad, nitratos y temperatura del agua.

Calibre: determina el diámetro del sondeo.

Flujo de agua mediante pulso térmico. Determina dirección del flujo y caudal.

Tomamuestras : sirve para tomar muestras de agua o gases.

Inclinométrica: mide inclinación de los sondeos.

- Uno marca OYO con sonda Ps logging . Determina la V_p y V_s de los materiales. El sondeo debe estar sin entubar y con fluido. La frecuencia de trabajo le hace apropiada para suelos y materiales blandos.
- Uno marca HYTEC con Televisión óptica

Todas estas técnicas se utilizan no solo para caracterizar el terreno sino que también sirven para realizar la correlación entre sondeos.

A continuación se presentan diversas imágenes de distintas sondas y de resultados obtenidos..

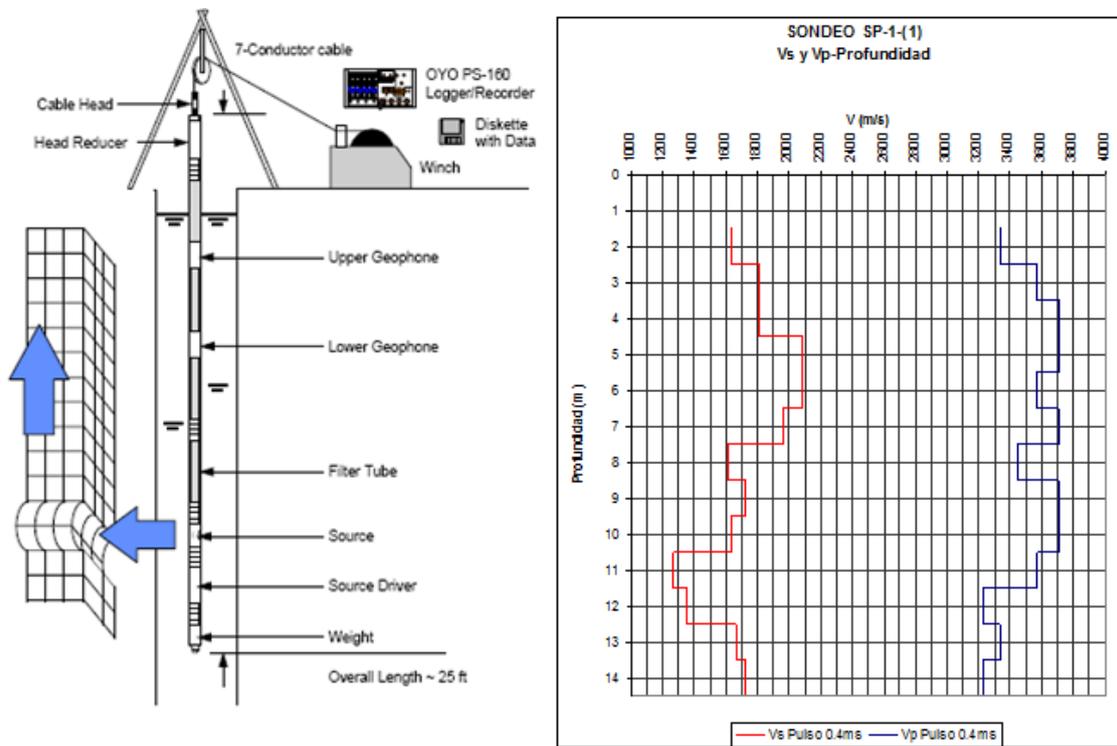


Figura 32: Esquema del equipo PS logging (izquierda) y modelo de velocidades obtenido.



Figura 33: Sonda de calidad de agua (izquierda) y cabestrante del testificador Robertson.

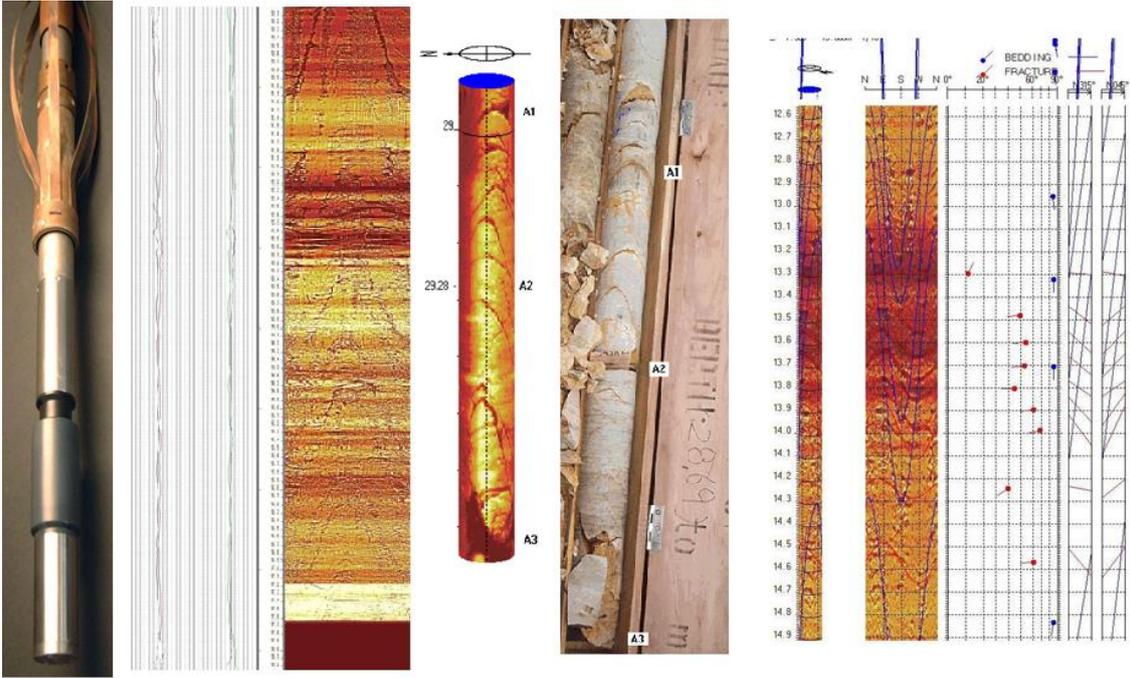


Figura 34: Sonda acústica e imágenes de la pared de un sondeo y de las familias de fracturas obtenidas.



Figura 35: Cámara de TV , consola de control e imagen de una oquedad atravesada por un sondeo.

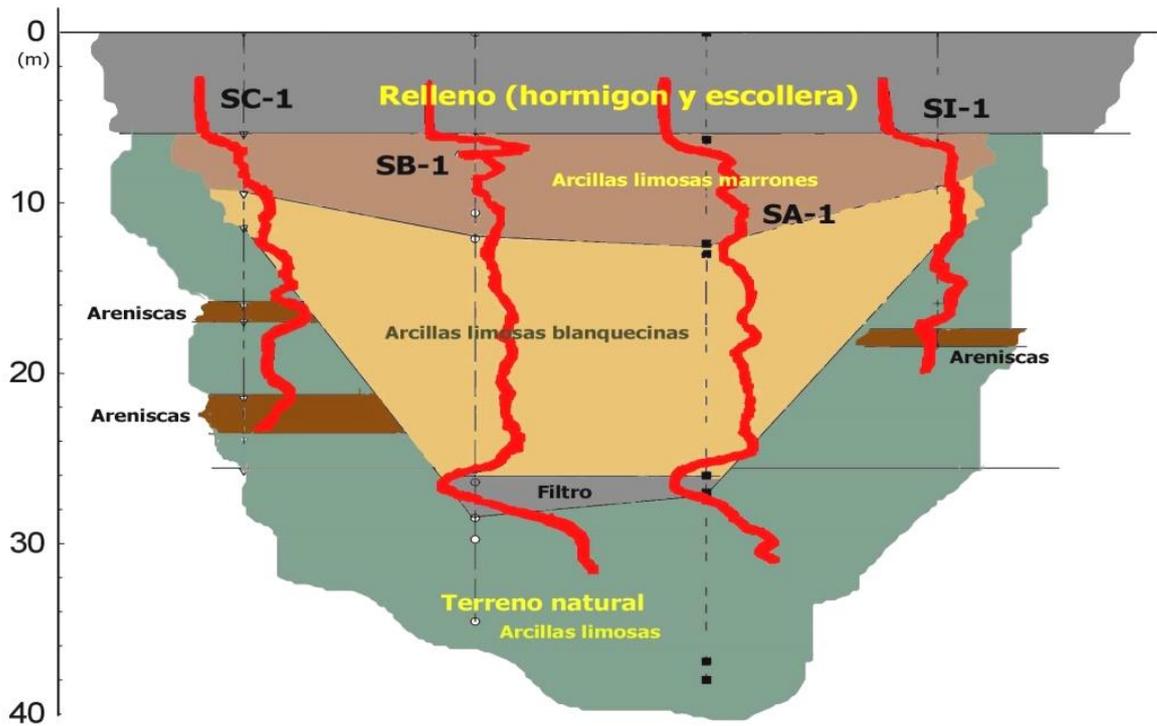


Figura 36: ejemplo de correlación entre sondeos en el cuerpo de una presa de materiales sueltos (sonda de conductividad).