



ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

**SELECCIÓN DE UN PUNTO DE ESTUDIO PARA LA
CARACTERIZACIÓN DEL GRADO DE
SATURACIÓN EN AGUA DE LA ZONA VADOSA.
APLICACIÓN EN UNA FINCA EXPERIMENTAL AL
SURESTE DE LA PROVINCIA DE MADRID**

TESIS DE GRADO

Previa la obtención del Título de :

Ingeniería Geológica

Presentada por:

Tania Andrea Toledo Zambrano

Guayaquil

Ecuador

Año

2012 - 2013

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID

Titulación: Ingeniería Geológica



PROYECTO FIN DE CARRERA

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

**SELECCIÓN DE UN PUNTO DE ESTUDIO PARA LA
CARACTERIZACIÓN DEL GRADO DE
SATURACIÓN EN AGUA DE LA ZONA VADOSA.
APLICACIÓN EN UNA FINCA EXPERIMENTAL AL
SURESTE DE LA PROVINCIA DE MADRID**

TANIA ANDREA TOLEDO ZAMBRANO

JUNIO DEL 2013

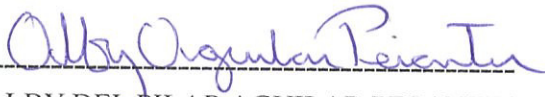
TRIBUNAL DE GRADUACIÓN



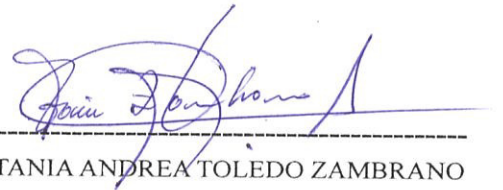
HEINZ M. TERAN MITE
PRESIDENTE



EDISON MANUEL NAVARRETE CUESTA
DIRECTOR



ALBY DEL PILAR AGUILAR PESANTES
VOCAL



TANIA ANDREA TOLEDO ZAMBRANO
ESTUDIANTE

TITULACIÓN: INGENIERO GEÓLOGO

Autorizo la presentación del proyecto

SLECCIÓN DE UN PUNTO DE ESTUDIO PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL GRADO DE SATURACIÓN EN AGUA DE LA ZONA VADOSA. APLICACIÓN EN UNA FINCA EXPERIMENTAL AL SURESTE DE LA PROVINCIA DE MADRID

Realizado por
Tania Andrea Toledo Zambrano

Dirigido por
Jesús Díaz Curiel



Firmado:

Fecha: 22 - Julio - 2013

TITULACIÓN: INGENIERO GEÓLOGO

Autorizo la presentación del proyecto

SELECCIÓN DE UN PUNTO DE ESTUDIO PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL GRADO DE SATURACIÓN EN AGUA DE LA ZONA VADOSA. APLICACIÓN EN UNA FINCA EXPERIMENTAL AL SURESTE DE LA PROVINCIA DE MADRID

Realizado por
Tania Andrea Toledo Zambrano

Dirigido por
Jesús Díaz Curiel

Firmado:

Fecha:

ÍNDICE

RESUMEN	VIII
ABSTRACT	VIII
1. OBJETIVOS Y ALCANCE.....	1
2. DEFINICIÓN DEL PROBLEMA	2
3. GEOLOGÍA REGIONAL	3
3.1 GEOLOGÍA REGIONAL	3
3.2 ESTRATIGRAFÍA.....	3
3.2.1 LOS MATERIALES MIOCENOS.....	4
3.2.2. LOS MATERIALES PLIOCENOS.....	7
3.2.3 CUATERNARIO	8
3.3 HIDROGEOLOGÍA.....	9
4 ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA PROSPECCIÓN GEOFÍSICA.....	11
4.1 MÉTODOS GEOELÉCTRICO.....	12
4.2 APLICACIONES	13
4.3 PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS DE LAS ROCAS	13
4.3.1 RESISTIVIDAD	13
4.3.2 CLASES DE CONDUCTIVIDAD EN MINERALES, ROCAS Y AGUA	15
4.4 RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS.....	15
4.4.1 RESISTIVIDAD DE MEDIOS HETEROGÉNEOS.....	15
4.4.2 PRIMERA LEY DE ARCHIE.....	17
4.4.3 SEGUNDA LEY DE ARCHIE.....	19
4.5 FACTORES QUE AFECTAN LA RESISTIVIDAD	20
4.5.1 NATURALEZA Y CONCENTRACIÓN DE LOS IONES.....	20
4.5.2 RELACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE NaCl Y LA CONDUCTIVIDAD.....	21
4.5.3 TEMPERATURA Y VISCOSIDAD	22
4.5.4 PRESIÓN.....	22
4.5.5 ANISOTROPÍA	23
4.6 RESISTIVIDAD DE ROCAS COMUNES.....	24

4.7	RESISTIVIDAD DE AGUAS NATURALES	24
4.8	CONCEPTOS Y DISPOSITIVOS FUNDAMENTALES.....	25
4.8.1	<i>RESISTIVIDAD APARENTE Y CONSTANTE DE DISPOSITIVO</i>	25
4.8.2	<i>RESISTENCIA DE CONTACTO</i>	27
4.8.3	<i>DISPOSITIVOS FUNDAMENTALES</i>	27
4.8.4	<i>SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (S.E.V.)</i>	29
4.8.5	<i>PARÁMETROS DE DAR ZARROUK</i>	32
4.8.6	<i>PRÁCTICA DEL SEV</i>	33
5.	ANTECEDENTES TEÓRICOS DE HIDROGEOLOGÍA Y LA ZONA	
	VADOSA	34
5.1	CICLO HIDROLÓGICO.....	34
5.1.1	<i>FASES DEL CICLO HIDROLÓGICO</i>	35
5.2	MEDIOS ACUÍFEROS	36
5.3	ZONA VADOSA.....	39
5.3.1	<i>APLICACIONES E IMPORTANCIA DE LA ZONA VADOSA</i>	41
5.4	FLUJO DE AGUA EN EL SUELO NO SATURADO	46
5.4.1	<i>COMPOSICIÓN MINERALÓGICA</i>	46
5.4.2	<i>POROSIDAD</i>	46
5.4.3	<i>CONTENIDO DE AGUA</i>	50
5.4.4	<i>PERMEABILIDAD Y CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA</i>	52
5.5	INFILTRACIÓN	56
5.5.1	<i>PERFIL DE LA DISTRIBUCIÓN DE LA HUMEDAD</i>	58
5.5.2	<i>TIPOS DE AGUA</i>	61
5.5.3	<i>FACTORES DEL SUELO</i>	62
5.5.4	<i>PROPIEDADES DEL FLUIDO</i>	63
5.5.5	<i>PRECIPITACIÓN Y LLEGADA DE OTROS LÍQUIDOS</i>	63
5.5.6	<i>MODELO DE INFILTRACIÓN DE HOLTAN</i>	64
6.	METODOLOGÍA DE ESTUDIO	67
7.	CAMPAÑA DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA	68
7.1	ZONA DE ESTUDIO	68
7.2	TRABAJO REALIZADO.....	70
7.2.1	<i>INSTRUMENTACIÓN</i>	70

7.2.2	<i>INVERSIÓN DE LOS SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES</i>	72
7.2.3	<i>DETERMINACIÓN DE LOS RANGOS DE POROSIDADES UTILIZANDO LA SEGUNDA LEY DE ARCHIE</i>	75
7.3	RESULTADOS (SECCIONES GEOELÉCTRICAS).....	80
8.	ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS	83
8.1	SELECCIÓN DEL ENCLAVE DE CONTROL	83
9.	CONCLUSIONES	84
10.	BIBLIOGRAFÍA	85
10.1	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85
10.2	PÁGINAS WEB CONSULTADAS	87
	DOCUMENTO 2: ESTUDIO ECONÓMICO	88
1.	PRECIOS Y COSTES	89
1.1	<i>PRECIOS LABORALES Y DIETAS DE CAMPO</i>	89
1.2	<i>GASTOS DEL EQUIPO DE PROSPECCIÓN ELÉCTRICA</i>	89
2.	ELABORACIÓN DEL PRESUPUESTO.....	90
2.1	<i>COSTES DE LA CAMPAÑA</i>	90
2.2	<i>COSTES DE TRABAJOS EN GABINETE</i>	92
3.	RESUMEN DEL PRESUPUESTO	92
	ANEXOS	94
	ANEXO A.....	95
	ANEXO X. CURVAS DE RESISTIVIDAD INTERPRETADAS	99

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. MEDIO HOMOGÉNEO CON INCLUSIONES ESFÉRICAS (FÓRMULA DE MAXWELL)	16
.....	
FIGURA 2. ÁBACO GEN-8 SCHLUMBERGER	21
FIGURA 3. DISPOSITIVO ELECTRÓDICO AMN	26
FIGURA 4. ESQUEMA DEL DISPOSITIVO SCHLUMBERGER	28
FIGURA 5. ESQUEMA DEL DISPOSITIVO WENNER	29

FIGURA 6. ESQUEMA DE UN CORTE GEOELÉCTRICO Y SU NOTACIÓN	30
FIGURA 7. CURVA DE RESISTIVIDAD VERDADERA (CRV) PARA DIVERSOS CORTES GEOELÉCTRICOS.....	31
FIGURA 8. PRISMA DE DAR ZARROUK	33
FIGURA 9. FASES DEL CICLO HIDROLÓGICO	35
FIGURA 10: CORTE TEÓRICO VERTICAL DEL SUELO	40
FIGURA 11. PERFIL DE LA HUMEDAD DEL TERRENO	41
FIGURA 12: FLUJOS DE AGUA ASOCIADOS O CONTROLADOS POR LA ZONA VADOSA.....	43
FIGURA 13. ESQUEMA DE LA POROSIDAD EFICAZ.....	48
FIGURA 14. VARIACIÓN DE LA POROSIDAD CON LA GRANULOMETRÍA EN MATERIALES DETRÍTICOS NO CONSOLIDADOS MODIFICADA DE TODD, 1964.....	49
FIGURA 15. GRÁFICO DE DENSIDAD DE FLUJO VERSUS GRADIENTE HIDRÁULICO PARA VARIOS TIPOS DE SUELO.....	54
FIGURA 16. ESQUEMA DEL SUELO CON UN FLUJO DE AGUA PARALELO A LAS CAPAS	55
FIGURA 17. ESQUEMA DEL SUELO CON UN FLUJO DE AGUA PERPENDICULAR A LAS CAPAS	56
FIGURA 18. EJEMPLOS DE TASAS DE INFILTRACIÓN EN FUNCIÓN DEL TIEMPO Y EL CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO INICIAL.....	58
FIGURA 19: PERFIL IDEALIZADO DE LA DISTRIBUCIÓN DE AGUA FILTRADA.....	59
FIGURA 20: PERFILES DE SATURACIÓN Y PRESIÓN DEL SUELO	60
FIGURA 21: INFILTRACIÓN ACUMULADA EN PERFILES UNIFORMES	61
FIGURA 22: PORCIÓN DE SUELO CON LOS DIFERENTES TIPOS DE AGUA Y CON LA REPRESENTACIÓN DEL PERFIL DE HUMEDAD	62
FIGURA 23: MAPA DE LA DISTRIBUCIÓN DE LOS S.E.V. EN CAMPO.....	69
FIGURA 24: EQUIPO UTILIZADO PARA LA PROSPECCIÓN ELÉCTRICA.....	71
FIGURA 26: SECCIÓN NORTE-SUR	80
FIGURA 27: SECCIÓN NOROESTE-SURESTE.....	81
FIGURA 28: DISTRIBUCIÓN DE LOS S.E.V. EN LA ZONA DE ESTUDIO. VISTA EN 3D.....	80

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1: VALORES DEL EXPONENTE M	18
TABLA 2: VALORES DEL VALOR DEL EXPONENTE A	19
TABLA 3: VALORES DE RESISTIVIDADES DE MINERALES Y ROCAS.....	24
TABLA 4: VALORES DE RESISTIVIDAD DE LAS AGUAS NATURALES.....	25
TABLA 5: DENSIDAD Y VALORES DE POROSIDAD PARA ALGUNOS MEDIOS POROSOS	50
TABLA 6: ESTIMACIONES DEL PARÁMETRO VEGETATIVO A EN LA ECUACIÓN DE INFILTRACIÓN DE HOLTAN.....	65
TABLA 7: TASAS DE INFILTRACIONES FINALES POR GRUPO HIDROLÓGICO PARA LA ECUACIÓN DE INFILTRACIÓN DE HOLTAN SEGÚN LA SCS (<i>U.S. SOIL CONSERVATION SERVICE</i>).....	65
TABLA 8: RESISTIVIDAD Y ESPESORES DE LOS NIVELES GEOELÉCTRICOS.....	73
TABLA 9: RESISTIVIDAD DE LAS DIFERENTES LITOLOGÍAS	75
TABLA 10: POROSIDADES VS. SATURACIÓN PARA EL NIVEL DE ARENAS MARGO- ARCILLOSAS.....	75
TABLA 11: POROSIDADES VS. SATURACIÓN PARA EL NIVEL DE CALIZAS FRACTURADAS .	76
TABLA 12: POROSIDADES VS. SATURACIÓN PARA EL NIVEL DE CALIZAS SANAS	76
TABLA 13: POROSIDADES VS. SATURACIÓN PARA EL NIVEL DE CONGLOMERADOS	77
TABLA 14: ASIGNACIÓN LITOLÓGICA CON SUS RESPECTIVAS POROSIDADES.....	77
TABLA P 1: GASTOS DE PERSONAL Y DIETAS DE CAMPO	89
TABLA P 2: COSTE POR USO DEL EQUIPO DE PROSPECCIÓN	90
TABLA P 4: COSTES DE TRANSPORTE.....	90
TABLA P 4: COSTES INDIRECTOS DE DESPLAZAMIENTO	90
TABLA P 5: COSTES DE PERSONAL	91
TABLA P 6: COSTES DE LOS ENSAYOS EN EL CAMPO	91
TABLA P 7: COSTES DEL PERSONAL PARA INTERPRETACIÓN Y ELABORACIÓN DEL INFORME	92
TABLA P 8: RESUMEN DEL PRESUPUESTO	93

RESUMEN

Este proyecto se enmarca en un trabajo elaborado para el Instituto Madrileño de Investigación y Desarrollo Rural Agrario de la Comunidad de Madrid y ha consistido en el análisis del subsuelo para la selección de un punto donde se realizaría posteriormente la caracterización del grado de saturación de agua de la zona vadosa. La zona de estudio se ubica en el Centro de transferencia tecnológica vitivinícola "El Socorro" situada en el término municipal de Chinchón.

El estudio ha consistido en la realización de sondeos eléctricos verticales (S.E.V.) dispuestos en varios puntos de la finca para el conocimiento de la disposición y geometría de los distintos niveles geoelectrónicos en profundidad. Posteriormente, se seleccionó el S.E.V. que mejor permitiría realizar la caracterización del grado de saturación de agua, para en un estudio futuro hacer un análisis comparativo a lo largo del tiempo para estimar su variación estacional y así comprobar la utilidad del punto. Finalmente se adjuntó el estudio económico de este proyecto.

ABSTRACT

This project is portrayed in a study elaborated for the Agricultural Research and Rural Development Institute of the Community of Madrid and consisted in a underground analysis for the selection of a point that will be later used for a characterization of the water saturation degree of the vadose zone. The study zone is located at the wine technology transfer center "El Socorro", located in the town of Chinchon (belonging to).

The study consisted in the application of vertical electrical soundings (VES) arranged in various locations of the farm for the knowledge of the arrangement and geometry of the deep geoelectric levels. Subsequently, a V.E.S. that would allow a better characterization of the degree of saturation of water was selected. Later, a comparative analysis over time could be made in the future to estimate seasonal variation, and prove the utility of the selected point. Finally the economic study of the project was attached.

1. OBJETIVOS Y ALCANCE

Este proyecto consiste en la etapa inicial para la caracterización del grado de saturación de agua en la zona vadosa de la finca. Este estudio se vuelve entonces de vital importancia para el conocimiento de la migración del agua, contaminantes y fertilizantes desde y hacia los acuíferos.

A fin de cumplir con este objetivo se hace necesaria la realización previa de los siguientes estudios:

- Recopilación de la información regional de la geología e hidrogeología, extraída de la Hoja Magna Chinchón
- Búsqueda de antecedentes relacionados con la caracterización del grado de saturación de agua de la zona vadosa, utilizando resistividades. Para esto se revisaron muchos estudios relacionados con el comportamiento y composición de la zona vadosa
- Diseño de la campaña geofísica en la zona de estudio
- Selección del punto de control para su observación temporal

2. DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

En años recientes se ha prestado considerable atención a la zona vadosa desde tres puntos de vistas: el hidrogeológico, el agropecuario y el medioambiental.

Desde el punto de vista de la hidrogeología, gracias a su capacidad de infiltración y a su influencia en la escorrentía superficial, la zona vadosa representa un aspecto clave en la relación entre las aguas superficiales y las subterráneas.

Por otra parte, desde los puntos de vistas agropecuario y medioambiental, la zona vadosa es significativa por su transporte y almacenamiento de agua y contaminantes. Estos llegan a los acuíferos atravesando primeramente la zona vadosa, cuya gran heterogeneidad determina a través de qué caminos éstos viajarán.

Se conoce que muchos químicos utilizados en la agricultura como los fertilizantes y los insecticidas empleados para el control de plagas pueden contaminar los suelos y las aguas subterráneas si no están completamente degradados y absorbidos en el rango de profundidad de las raíces de las plantas. La zona vadosa por su naturaleza más oxidante que zonas bajo el nivel freático actúa como filtro para determinados contaminantes orgánicos y bacterias.

Tomando en cuenta que el fluido que almacenan los suelos en mayoría es el agua, y considerando que en él se encuentran disueltos iones libres, podremos determinar el contenido de la misma según la resistividad que se obtenga al inducir una fuerza electromotriz en el terreno. La relación será demarcada principalmente utilizando la segunda Ley de Archie de las resistividades de los suelos parcialmente saturados en agua.

El propósito de este estudio es por tanto determinar un punto de control para conocer el comportamiento de la zona vadosa y su almacenamiento de agua. Esto serviría de apoyo para estudios futuros de movimientos preferenciales de fluidos en ella.

3. GEOLOGÍA REGIONAL

3.1 GEOLOGÍA REGIONAL

La zona de estudio se encuentra cercana al Municipio de Chinchón, por lo que corresponde a la Hoja Geológica de Chinchón elaborada por el I.G.M.E. (Instituto Geológico y Minero de España), 1975.

Esta zona se ubica en el borde norte de la región natural conocida como el relleno terciario de la cuenca de Madrid, situada en la cubeta central del Tajo. Esta zona presenta características propias de las regiones centrales de dicha depresión donde se subraya una morfología tabular, en páramos o mesetas sobre estratos sub-horizontales, los ríos generalmente de trazado rectilíneo y encajonados en profundos valles, y la monótona litología calcáreo-evaporítica.

3.2 ESTRATIGRAFÍA

En la zona de Chinchón, los materiales que afloran pertenecen al relleno sedimentario continental de la cubeta central de la depresión terciaria del Tajo. Éstos corresponden en su mayoría a sedimentos detrítico-calizo-evaporíticos depositados en una cuenca endorreica, bajo condiciones de aridez climática, durante el Mioceno (Burdigaliense Superior-Vindoboniense), que se encuentran coronados por una serie detrítico-caliza, de edad incierta (Serie del Páramo: Mioceno Superior-Plioceno), depositada en ambiente fluviolacustre bajo condiciones climáticas y de drenaje muy diferentes a las de la serie inferior, pero aún no bien conocidas. Estos materiales se encuentran recubiertos por una serie detrítica, fluviofanglomerática de edad pliocena, coronada por arcillas con costras de caliza, que se extienden ampliamente hacia el sur, en la Mesa de Ocaña.

Finalmente, los extensos depósitos cuaternarios constituyen suelos, depósitos coluviales y eólicos y diversos tipos de sedimentos de origen fluvial, bien desarrollados en las valles del Tajo y Tajuña.

En el Anexo A.2 se muestra el Plano Geológico general (Mapa Geológico 1:50.000) de la región.

3.2.1 LOS MATERIALES MIOCENOS

Los materiales miocenos siguen el esquema clásico de una cuenca endorreica árida, hecho extensivo a todo el conjunto de la cubeta central del Tajo. Existen zonas con diferentes facies:

- Zona de «facies de borde» detríticas gruesas a finas. Corresponde, según la litología predominante en cada área-fuente local, con las facies «Madrid», «Toledo», «Guadalajara» y «Alcarria» enlazando con depósitos gruesos en la base de los relieves del área-fuente
- Las «facies intermedias», detríticocalizo-evaporíticas, con minerales de neoformación, corresponderían a las «facies blancas», con sílex, sepiolita, etc.
- Las «facies centrales» evaporíticas tendrían su equivalente en la «facies Vallecas» o en la «facies gris».

Aparecen facies intermedias con diverso desarrollo y características, coronadas por la serie del Páramo y, sobre ella eventualmente sobre las facies intermedias, el Plioceno detrítico.

La serie del Páramo es de particular de interés, puesto que se encuentra aflorando en zonas aledañas a la de estudio, y forma parte de la columna litológica que se presume podría encontrarse en profundidad.

3.2.1.1 SERIE DEL PÁRAMO

La serie del Páramo se encuentra formada por un conjunto de materiales detrítico-calizos, de origen fluvio-lacustre, constituyendo un ciclo sedimentario cuya base se deposita en clara discordancia erosiva sobre las facies intermedias, a las que puede llegar a eliminar, como se observa en el ángulo NO. de la Hoja Chinchón.

3.2.1.2 SERIE DETRÍTICA BASAL (Ts_{c12}^{Bc})

La serie detrítica basal delimitan cartográficamente en numerosos puntos de la cubeta central del Tajo.

Esta serie se forma por gravas, arenas y arcillas de distribución y potencia muy variable. Así, en Nuevo Chinchón (Cabezuelas) presenta, en la base y con discordancia erosiva sobre la facies intermedia, 5 m. de arcillas arenosas con feldespatos potásicos (arcosas), seguidos de 2,5 m. de calizas areno-arcillosas con yeso detrítico y 25 m. de arenas arcósicas gruesas con lentejones de microconglomerados cuarcíticos, y matriz arcillosa micácea de color rojo. Sobre ellas 1,5 m. de calizas y 5 m. de arenas arcósicas de matriz arcillosa, con intercalaciones calcáreas. En este punto, y dado el espesor anómalo de cerca de 40 m., puede pensarse en la existencia de una paleoarteria fluvial, que sólo se repetiría en el límite S. de la Hoja Chinchón, sobre la carretera de Colmenar de Oreja a Villarrubia de Santiago, donde aparecen 10 m. de (según los puntos) arenas arcillolimosas, con numerosos fragmentos de rocas carbonatadas, o bien gravas y microconglomerados cuarcíticos con laminaciones oblicuas y cruzadas.

La serie, en el resto de la Hoja Chinchón, está representada por 10 m. de arenas arcósicas, arcillosas rojas o pardorrojizas (carretera de Colmenar a la Aldehuela), o de margas calcáreas yesíferas y arenosas rojas (carretera de Noblejas, límite S. de la Hoja), que pueden disminuir incluso a 2 m. de arcillas arcósicas rojas. Existen también diversos afloramientos de arenas, microconglomerados arcósicas blancos y rojos, y limos arcillosos grises o verdes, con sílex basal, pero su espesor, probablemente de unos 10 m., no se puede calcular con exactitud.

El paso de esta serie a las «calizas del páramo» se hace a través de calizas arenosas, incluso con yeso detrítico, y margosas, a veces con intercalaciones de materia orgánica.

La máxima potencia de este tramo observada aparece, con 40 m., al O. de Chinchón, por lo cual puede suponerse que corresponde a un paleocanal, quizá prolongación del de Arganda.

3.2.1.3 «CALIZAS DEL PÁRAMO» ($T_{c12}^{Bc} - T_2^B$)

El nombre de «calizas del páramo» corresponde en la literatura antigua a la formación de calizas lacustres que, gracias a su resistencia a la erosión, dan lugar al escarpe morfológico de las «mesas», «alcarrias» o páramos, típicos de las cubetas terciarias del Duero, Ebro y Tajo. Estas calizas se presentan en continuidad con la serie detrítica inferior, y ellas mismas presentan intercalaciones terrígenas arenosas o arcillosas, rojas, de diverso tipo, como puede observarse al S., cerca de Villarrubia de Santiago, o bien en los alrededores de Valdelaguna y de Belmonte de Tajo.

Litológicamente, oscilan entre micritas, biomicritas y biomicruditas con fósiles, de color gris o beige, compacto, en bancos de 0,30 a 1 m., a veces masivo, otras de tipo tobácico y muchas veces arenosas o arcillosas, sobre todo hacia la base. En superficie pueden aparecer eventualmente niveles encostrados discontinuos.

Es muy difícil de determinar la potencia total de la formación, ya que la superficie del páramo en realidad corresponde a la traza de la superficie M_2 de erosión, y bajo ella las calizas se pliegan y abomban, siendo decapitadas por la citada superficie de erosión. Se estima, no obstante, un espesor máximo de 60 m. en la zona N. de la Hoja Chinchón, mientras que en la S., borde N. de la Mesa de Ocaña, no presentan más de 15 m. de potencia.

Si se considera a la «serie del páramo» en su conjunto, una reconstrucción paleogeográfica válida sería la que supusiese un paisaje con amplios canales fluviales donde se depositaría material grueso, y en cuyos interfluvios existieran zonas pantanosas con deposición de calizas tobáceas y lacustres. La evolución en el tiempo daría lugar a zonas fluviales superpuestas a antiguos pantanos, o sea, a intercalaciones detríticas entre calizas lacustres.

La disminución en el porcentaje de sales solubles en las calizas es aparatoso con respecto a iguales términos de la facies intermedia. Ello marcaría el paso de un régimen endorreico a exorreico, coincidiendo, como denota el carácter arcósico de la serie basal, con una elevación relativa del marco montuoso y un cambio climático en el sentido de mayor humedad, con transporte rápido.

3.2.2. LOS MATERIALES PLIOCENOS

El Plioceno de la zona se extiende en la zona centro-occidental de la Mesa de Chinchón, está formado por dos series discordantes entre sí, y ambas sobre la «caliza del páramo», constituidas por arcillas, conglomerados y areniscas fluviales y niveles de costras o caliches. Su potencia total puede oscilar entre 2 y 45 m. En la Hoja Chinchón, no sobrepasa los 25 m.

Podemos distinguir:

3.2.2.1 SERIE DETRÍTICA INFERIOR

Comprende un conjunto de arcillas arenosas con intercalaciones detríticas gruesas de origen fluvial.

- **Facies arenoarcillosa ($T_2^{Bc} a$)**

Constituida por arcillas arenosas anaranjado-rojizas, en las que hacia el techo aumenta el contenido en carbonato cálcico, pasando a arcillas anaranjado-blanquecinas.

- **Facies detrítica gruesa ($T_2^{Bc} s$)**

Depósitos fluviales de areniscas y conglomerados cuarcíticos con matriz arenosa y cemento calcáreo, localmente con cantos calizas y moldes de almejas de río. Afectan la forma de paleocauces rellenos, cuyo fondo puede llegar a erosionar totalmente a las arcillas arenosas subyacentes. Su potencia máxima es de 12 m., y en el techo pueden pasar a las arcillas del nivel anterior.

- **Serie superior de arcillas y caliches (T₂^{Bc})**

En discordancia erosiva sobre los niveles anteriores y, en la Mesa de Chinchón, sobre las «caliza del páramo», aparece una potente secuencia de costras travertínicas o caliches, lajosas, blancas, englobando en ocasiones cantos de cuarcitas. Estas costras, con cerca de 7 m. de potencia en ocasiones, están coronadas por una masa de arcillas pardorrojizas con niveles dispersos arenocuarcíticos de cantos con pátina rojiza o negruzca, hidratada.

3.2.3 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios que aparecen en la Hoja se pueden clasificar desde un punto de vista genético en:

- a) Depósitos autóctonos eluviales, producidos por edafogénesis (disgregación mecánica, ataque químico y acción biológica) y sin transporte apreciable.
- b) Depósitos para-autóctonos de tipo gravitatorio, por disgregación mecánica (gelivación, etc.) y soliflucción. Coluviones y en parte recubrimiento de rampas de erosión.
- c) Depósitos alóctonos de tipo hidrodinámico. Aluviales, terrazas, conos de deyección. Localmente autóctonos químicos, como las tobas travertínicas.
- d) Depósitos alóctonos de tipo eólico. Loess.

Los extensos depósitos cuaternarios que aparecen en la Hoja de Chinchón se pueden clasificar desde un punto de vista genético en:

- a) Depósitos antiguos
- b) Depósitos modernos

En los depósitos modernos destacan los eluviones (que son los que precisamente afloran en la zona de estudio).

- **Eluviones ($Q_2^C E$)**

Estos aparecen en la superficie de los páramos bajo la forma de arcillas rojas rellenando cubetas de descalcificación, «terras rossas» y «terras fuscas», sobre las que suelen aparecer protosuelos tipo rendzina o rendzina empardecida y tierras pardas meridionales muy poco desarrolladas.

3.3 HIDROGEOLOGÍA

Los materiales que afloran en la Hoja de Chinchón pueden clasificarse, según el punto de vista de la hidrogeología en:

a) Materiales permeables por porosidad.

- **Alta permeabilidad.**

Incluyen los aluviales y cauces actuales, la llanura de inundación, los conos de deyección y terrazas baja, media y alta.

Las terrazas, la planicie de inundación y cauce actual presentan muy alta permeabilidad, con explotaciones de gran rentabilidad y elevado caudal. Los recursos y las reservas son elevados, si se excluye la rampa-terrazza alta, que suele estar colgada. En contraste, la terraza baja y la llanura de inundación, a veces junto con la terraza media, pueden dar lugar a acumulaciones de gravas de hasta más de 50 m. de potencia, con lo cual las circunstancias serían semejantes a las de la llanura aluvial de Arganda. Dicha circunstancia es tanto más frecuente cuanto más hacia el O. nos desplazamos sobre el río Tajo.

Los aluviales de fondo de valle presentan permeabilidad mucho menor, aunque buena, lo mismo que los aluviones del Tajuña y, en parte, los conos de deyección.

- **Permeabilidad media o baja.**

Los coluviones y eluviones funcionan, los unos, como colectores, dando pequeños acuíferos de ladera y manantiales estacionales, y los otros, como zonas de lenta infiltración.

En segundo lugar, la facies detrítica basal de la serie del páramo, que, aunque predominantemente arcillosa, presenta cerca de Chinchón y Villarejo de Salvanés potencia y permeabilidad suficientes para constituir acuífero, aunque colgado.

b) Materiales permeables por karstificación.

En las regiones elevadas de la Hoja, la caliza del páramo constituye el acuífero fundamental. Destaca tanto por su importancia y extensión como por su excelente permeabilidad, aun cuando su potencia sea muy variable y su posición topográfica siempre elevada, bajo la forma de acuífero colgado.

Los manantiales que jalonan periféricamente los afloramientos de caliza del páramo son muy abundantes, sobre todo en su contacto con la serie detrítica basal, que así constituye su impermeable relativo. Sus aguas son ligeramente duras, pero aprovechables, y sus recursos son suficientes para pequeñas explotaciones, aunque las reservas sean muy limitadas, ya que se encuentra casi totalmente drenado en su periferia (Martín Bourgón, 1975).

La facies evaporítica basal puede presentar cierta permeabilidad de tipo kárstico, con abundantes manantiales, pero de aguas salinas, inutilizables, salvo para usos medicinales o para la explotación de salinas.

El resto de los materiales que aparecen en la Hoja, facies intermedia, rampas y loess, y la mayor parte de los yesos basales, pueden ser considerados como impermeables, a efectos de una posible explotación de aguas subterráneas.

4 ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

La prospección geofísica es una rama de la Física Aplicada que permite estudiar, localizar y delimitar estructuras en el subsuelo analizando una o varias propiedades físicas del terreno en contraste con las del medio circundante. Estas propiedades pueden ser, entre otras, la resistividad eléctrica, la densidad, la velocidad de propagación de ondas elásticas, etc. Esta ciencia puede definirse como la aplicación de la geología y la física en el estudio de la corteza terrestre y los campos de fuerzas que surgen de ella y que influyen en el exterior.

En la Prospección Geofísica se relacionan intrínsecamente la Geofísica Pura y la Geología, no obstante los métodos e instrumentos son de diferente enfoque. Por una parte, el prospector geofísico maneja leyes físicas y matemáticas utilizando aparatos costosos, mientras que el geólogo cuenta con un mínimo instrumental y sus razonamientos se basan en leyes preferentemente cualitativas. Es por esta razón que la colaboración entre ambos científicos es vital para la calidad de los trabajos de prospección.

Entre las diferentes técnicas prospectivas se subrayan cuatro grupos principales denominados “métodos mayores” y son el gravimétrico, el magnético, el eléctrico y el sísmico.

Los métodos gravimétrico y magnético son también conocidos como de campo natural, es decir, estudian las perturbaciones que originan cuerpos o estructuras sobre campos preexistentes. Por otra parte, los métodos eléctricos y sísmicos son de campo artificial (con excepción de algunas modalidades). Esto quiere decir que estudia perturbaciones de campos generados por el propio prospector.

4.1 MÉTODOS GEOELÉCTRICO

Los métodos de prospección eléctrica buscan la caracterización del subsuelo mediante el análisis de las variaciones de sus propiedades eléctricas (especialmente la resistividad).

Una primera clasificación son los métodos que estudian los campos continuos y los métodos de campos variables. Los métodos de campo continuo se desarrollan en observancia de la geometría de los dispositivos de medida, mientras que los de campo variable toman en cuenta adicionalmente el hecho de que la atenuación del campo eléctrico a través de un medio es proporcional a la frecuencia del campo estudiado u utilizado.

Tomando en cuenta lo mencionado previamente se presenta a continuación un bosquejo de clasificación de los métodos geoelectrónicos más difundidos.

A. Métodos de campo natural

- Método del potencial espontáneo
- Método de corrientes telúricas
- Método magneto-telúrico (sondeos y calicatas)
- Método AFMAG

B. Métodos de campo artificial

- Métodos de campo constante (corriente continua)
- Métodos de campo variable
- Método de polarización inducida

4.2 APLICACIONES

Entre otras aplicaciones de este método, las más difundidas son las siguientes:

- a) Investigaciones tectónicas para la búsqueda del petróleo
- b) Estudios para la localización de aguas subterráneas.
- c) Estudios complementarios para cartografía geológica bajo recubrimiento.
- d) Estudios de cuencas carboníferas.
- e) Localización de yacimientos de otros minerales útiles.
- f) Investigaciones de firmes, cimentaciones y desprendimientos de tierras para Ingeniería Civil.
- g) Localización y ubicación aproximada de materiales de construcción.
- h) Investigaciones a profundidad muy reducida para la localización de objetos y edificaciones enterradas, como guía y ayuda para investigaciones arqueológicas.
- i) Estudios de zonas muy profundas de la corteza terrestre.
- j) Estudios geotérmicos.

4.3 PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS DE LAS ROCAS

Para la aplicación de estos métodos es imprescindible conocer las propiedades electromagnéticas de las rocas, principalmente: la resistividad eléctrica ρ (o su inversa la conductividad σ), la constante dieléctrica ϵ y la permeabilidad magnética μ .

4.3.1 RESISTIVIDAD

De acuerdo con la ley de Ohm, la resistencia de un material se define como:

$$R = \frac{V}{I} \quad (1)$$

Donde:

- R : Resistencia eléctrica
 V : Diferencia de potencial
 I : Valor de corriente

La resistencia eléctrica R de un material es una medida de su oposición al paso de una corriente, siendo directamente proporcional a su longitud L e inversamente proporcional a la sección A atravesada:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad \text{o} \quad \rho = \frac{R \cdot A}{L} \quad (2)$$

Donde

- ρ : coeficiente de proporcionalidad o la resistividad del material. Esta viene expresada en el sistema m.k.s. en ohmio por metro ($\Omega \cdot \text{m}$).
- L : Longitud
- A : sección transversal

La resistividad es la medida de oposición al paso de corriente eléctrica. Por el contrario, la facilidad de paso de corriente se denomina conductividad y es el inverso de la resistividad:

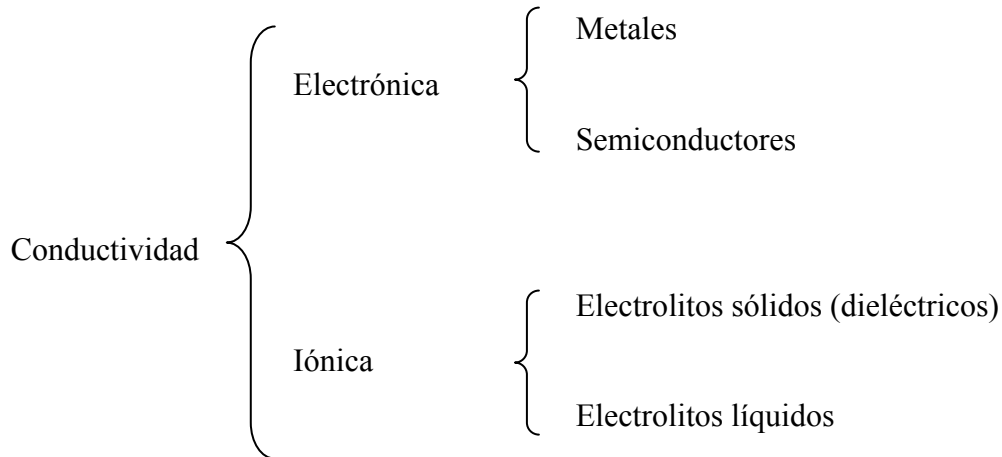
$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (3)$$

Donde

- σ : conductividad eléctrica. Las unidades en el sistema m.k.s son $1/\Omega \cdot \text{m}$ (aunque comúnmente se define el Siemens $S=1/\Omega$, se utiliza el $\mu\text{S}/\text{cm}$).

4.3.2 CLASES DE CONDUCTIVIDAD EN MINERALES, ROCAS Y AGUA

La conductividad en las rocas puede ser de origen metálica o iónica. La de origen metálico se caracteriza por el transporte de electrones a través de la matriz de la roca, mientras que la conductividad iónica se debe gracias al desplazamiento de iones contenidos en el agua de formación de la roca.



4.4 RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS

En la mayoría de los medios sólidos terrestres la fase sólida es muy resistiva, por lo cual la resistividad se puede considerar en función de la conductividad y el tipo de fluido que rellena los poros. Al 100 % de saturación, decrece con la porosidad total y con la conductividad del agua de formación. La conductividad está también sujeta a la distribución y forma de los poros y fisuras de las rocas.

4.4.1 RESISTIVIDAD DE MEDIOS HETEROGÉNEOS

La resistividad en medios heterogéneos fue estudiada por primera vez por Maxwell (1891). El demostró que para una serie de pequeñas esferas de resistividad ρ_1 dentro de una matriz de resistividad ρ_2 :

$$\rho_{12} = \frac{2\rho_1 + \rho_2 + p(\rho_1 - \rho_2)}{2\rho_1 + \rho_2 - 2p(\rho_1 - \rho_2)} \rho_2 \quad (4)$$

donde

- p : volumen total ocupado por las esferas (porosidad)
 ρ_{12} : resistividad del medio heterogéneo.

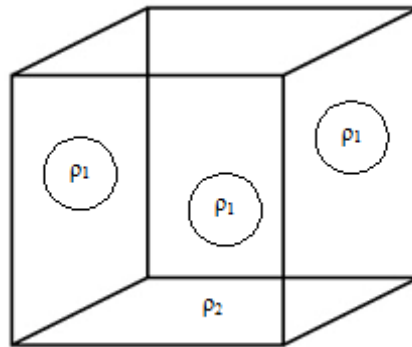


Figura 1. Medio homogéneo con inclusiones esféricas (Fórmula de Maxwell)

Fuente: Modificado de Orellana, 1982

La misma ecuación se puede también expresar de la forma:

$$\rho_{12} = \frac{2\rho' + 1 + p(\rho' - 1)}{2\rho' + 1 - 2p(\rho' - 1)} \rho_2 \quad (5)$$

donde

ρ' : relación ρ_1/ρ_2 .

En el caso de que se asuma una matriz de resistividad finita ρ_2 con inclusiones de resistividad nula, la fórmula se reduce a:

$$\rho_{12} = \frac{1 - p}{1 + 2p} \rho_2 \quad (6)$$

Si las inclusiones están conectadas entre sí, la resistividad se reduce notablemente. Si se considera a las rocas como medios de matriz aislante, la conductividad vendrá dada por el electrolito dentro de la red de conductos irregulares y tortuosos allí presentes.

La resistencia de una roca de resistividad ρ_o , longitud L y sección transversal A , matriz y poros incluidos será:

$$R = \rho_o \frac{L}{A} \quad (7)$$

Dado que la conducción se efectúa a través de los poros por donde se almacena el electrolito de resistividad ρ_w :

$$R = \rho_w \frac{L_e}{A_e} \quad (8)$$

Donde:

L_e : longitud efectiva media de los conductos

A_e : área efectiva

Relación con la tortuosidad

Si combinamos las dos ecuaciones anteriores se tiene:

$$\rho_o = \rho_w \frac{L_e}{L} \frac{A}{A_e} = \rho_w \left(\frac{L_e}{L} \right)^2 \frac{A}{A_e} \frac{L}{L_e} \quad (9)$$

La tortuosidad T la definió Pirson (1958) como:

$$T = \left(\frac{L_e}{L} \right)^2 \quad (10)$$

La relación A_e/A ha sido denominada como coeficiente de disminución por Fraser y Ward (1967). La porosidad suele definirse como:

$$\phi = \frac{V_{total}}{V_{poros}} = \frac{A_e}{A} \frac{L_e}{L} \quad (11)$$

El factor de formación F (Archie, 1942) se conoce como la relación entre la resistividad total de la roca ρ_o y la del fluido que rellena los poros ρ_w .

$$F = \frac{\rho_o}{\rho_w} \quad (12)$$

La fórmula se puede escribir:

$$\rho_o = \frac{T^2}{\phi} \rho_w = F \rho_w \quad (13)$$

4.4.2 PRIMERA LEY DE ARCHIE

Archie (1942) fue un científico que postuló dos leyes para determinar la resistividad de medios porosos.

La Primera Ley de Archie (1942) se expresa de la siguiente manera:

$$\rho_o = \phi^{-m} \rho_w \quad (14)$$

donde

- ρ_o : resistividad de la roca
 ρ_w : resistividad del fluido que rellena los poros
 m : constante

En esta expresión el exponente m se conoce como parámetro de cementación. Winsauer (1952) incluyó un coeficiente a que depende de la textura conocido como factor de ajuste:

$$F = a\phi^{-m} \quad (15)$$

Donde:

- F : Factor de formación.

El valor del coeficiente a suele oscilar entre 0.5 y 1.5. A continuación se presentan valores de a y m según el tipo de roca.

Tabla 1: Valores del exponente m

Tipo de roca	Valor del exponente m
Rocas detríticas débilmente cementadas; a veces las calizas oolíticas	1,3
Areniscas poco cementadas, lavas y otras vulcanitas muy porosas	1,4
Rocas poco porosas (<5%) ígneas y sedimentarias	1,6
Rocas sedimentarias relativamente bien cementadas, incluyendo areniscas y calizas	1,7
Calizas y dolomías, areniscas cementadas y poco porosas	2,0
Calizas y dolomías de grano muy fino	2,3

Fuente: Orellana, 1982

Tabla 2: Valores del valor del exponente a

Tipo de roca	Valor del exponente a
Rocas volcánicas muy porosas	3,5
Rocas sedimentarias bien cementadas	0,6
Rocas sedimentarias no cementadas	1.6
Calizas y dolomías	1,0-2,0
Rocas ígneas compactas	1,4

Fuente: Orellana, 1982

4.4.3 SEGUNDA LEY DE ARCHIE

Las ecuaciones anteriores deducidas fueron planteadas en el caso en que las rocas estuvieran saturadas de agua. Ahora bien los poros no siempre lo están sino que también pueden contener aire, gas natural o petróleo. Es por esta razón que se ha introducido el *índice de resistividad* que es la relación entre la resistividad de la roca con el grado de saturación considerado y con sus poros llenos de agua. El grado de saturación S es la fracción de los poros del total ocupada por agua.

$$\rho_o = IF\rho_w \quad (16)$$

Este índice de resistividad se puede expresar, según Archie (1942) y Guyod (1944), como:

$$I = S^{-n} \quad (17)$$

donde según Archie $n=2$, y según Guyod $n=1,98$. Otra propuesta es la de Daknov et al. (1962):

$$I = bS^{-n} \quad (18)$$

donde $b=0,6$ y $n=2,25$ para areniscas y pizarras arcillosas de porosidad inferior al 40%; $b=0,4$ y $n=2,1$, para rocas carbonatadas de porosidad inferior al 25%.

Tomando en cuenta las expresiones anteriores:

$$\rho_o = (ab\phi^{-m}S^{-n})\rho_w \quad (19)$$

Esta es considerada como la segunda ley de Archie y será la clave para el desarrollo de esta investigación. Esta ley, sin embargo presenta problemas en el caso de las arcillas, por lo que no podría aplicarse si fuera ese el caso.

4.5 FACTORES QUE AFECTAN LA RESISTIVIDAD

La resistividad o conductividad del fluido de formación, por su naturaleza iónica está influenciada por factores como su concentración, temperatura, viscosidad y presión.

4.5.1 NATURALEZA Y CONCENTRACIÓN DE LOS IONES

Como se mencionó anteriormente, son los iones (cationes y aniones) los responsables del paso de corriente eléctrica en un electrolito. Estos a su vez se desplazan en una u otra dirección hacia sus respectivos electrodos. La intensidad de corriente medida es función del número de iones, la concentración, su movilidad y el factor de disociación.

Tomando en cuenta la concentración de los iones típicos en las aguas subterráneas, se puede hallar su valor equivalente de NaCl. La concentración equivalente de NaCl se refiere a la concentración de NaCl que se necesita para que una disolución presente una conductividad igual a la de la conductividad del fluido. Este valor se lo obtienen mediante curvas normalizadas (Ábaco Gen-8 de Schlumberger), sin embargo es proceso inverso no es posible. El ión predominante en la solución es considerado como el responsable del total de sólidos disueltos, para el uso del ábaco.

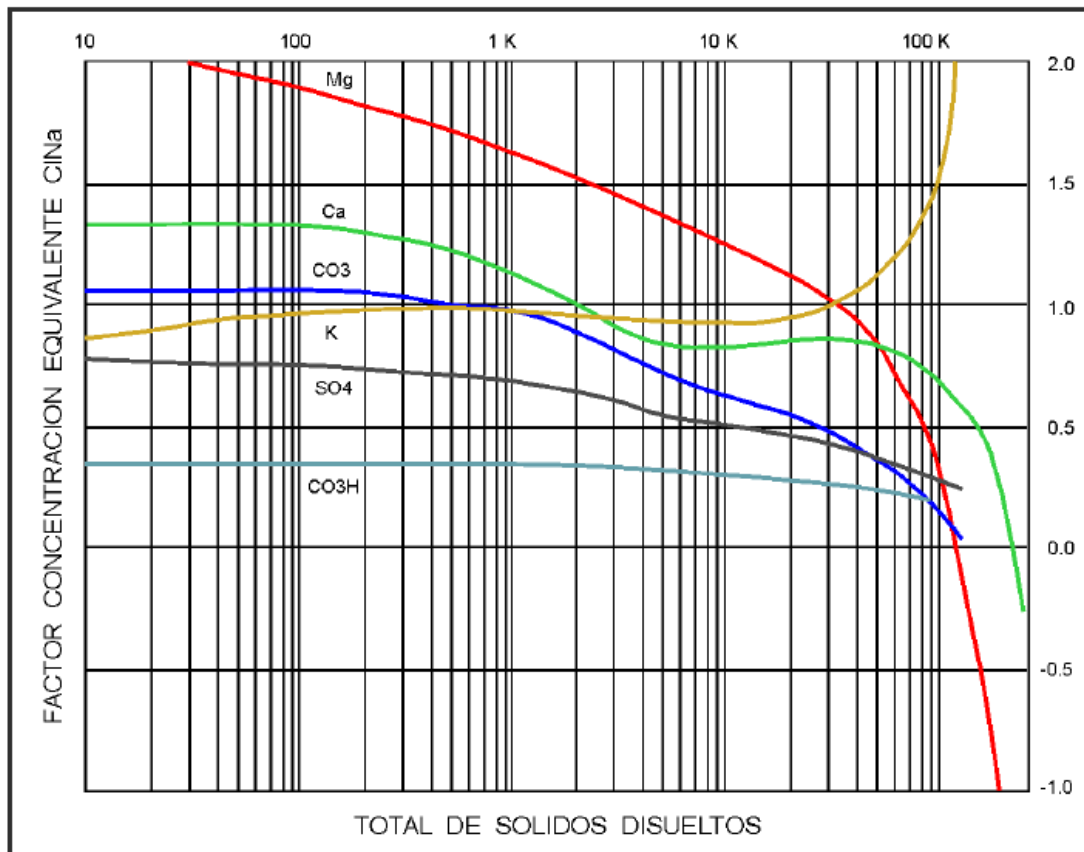


Figura 2. Ábaco Gen-8 Schlumberger

Fuente: Díaz Curiel, 1999-2000

4.5.2 RELACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE NaCl Y LA CONDUCTIVIDAD

Una vez obtenida la concentración equivalente de NaCl, para hallar la conductividad de un fluido se utilizan las expresiones basadas en medidas experimentales de laboratorio realizadas por Díaz Curiel.:

$$C(NaCl) = \frac{\sigma^2 - 500}{1500} \text{ si } \sigma > 2000 \mu\text{S/cm}$$

$$C(NaCl) = \left(\frac{\sigma}{2000} \right)^{4/3} \text{ si } \sigma < 2000 \mu\text{S/cm} \quad (20)$$

$$\sigma = \mu\text{S/cm y } C(NaCl) = \text{gr/l}$$

4.5.3 TEMPERATURA Y VISCOSIDAD

Las variaciones de temperatura y viscosidad en las soluciones influyen en la movilidad iónica de los electrolitos.

Según si la temperatura aumenta o disminuye habrá variaciones en la viscosidad del fluido. Por esta razón se vuelve necesario corregir las resistividades considerando estos dos factores.

La corrección por viscosidad está dada por la Ley de Stokes:

$$\rho_w = \frac{6\pi r_s \nu}{C q_e F |Z|^2} \quad (21)$$

r_s : radio iónico hídrico

ν : viscosidad

C: concentración

q_e : carga elemental

F: constante de Faraday

Z: valencia

Si adicionalmente se toma en cuenta la variación de viscosidad del agua, en estado líquido, en función de la temperatura:

$$\nu(T) = 1,8 \cdot e^{-0,044 \cdot T^{0,85}} \quad (22)$$

La forma más conocida de corrección por temperatura es la de Schlumberger:

$$\rho(25^\circ C) = \rho(T) \frac{T + 21,5}{25 + 21,5} \quad (23)$$

4.5.4 PRESIÓN

La presión, en medio sobretodo sedimentario, produce una disminución de los poros y un cambio de la viscosidad del fluido a volumen constante. El efecto en la viscosidad se considera despreciable hasta los primeros 1000 metros. Un incremento de

presión de 0 a 350 atmósferas produce a 20°C un aumento de la resistividad del 5%. Este valor es menor cuanto mayor sea la presión.

4.5.5 ANISOTROPÍA

La anisotropía, en prospección eléctrica, consiste en la variación de la resistividad de un medio según la dirección en que se mida. La formación de estratos puede producir anisotropía. Tal es el caso de las rocas sedimentarias.

La anisotropía se expresa por un tensor simétrico que queda determinado por tres datos ρ_x , ρ_y , ρ_z . En muchos casos, si se eligen convenientemente los ejes de coordenadas, sucede que $\rho_x = \rho_y \neq \rho_z$. Finalmente, se tendrán dos valores: una resistividad longitudinal ρ_{\parallel} , y una resistividad transversal ρ_{\perp} (dirección del eje de anisotropía A).

$$A = \sqrt{\frac{\rho_{\perp}}{\rho_{\parallel}}} \quad (24)$$

La resistividad media está dada por:

$$\rho_m = \sqrt{\rho_{\perp} \cdot \rho_{\parallel}} \quad (25)$$

De las dos ecuaciones anteriores se deduce:

$$\begin{aligned} \rho_{\parallel} &= \rho_m / A \\ \rho_{\perp} &= A \cdot \rho_m \end{aligned} \quad (26)$$

Los valores de anisotropía, sin embargo, no exceden normalmente $A=1,1$.

4.6 RESISTIVIDAD DE ROCAS COMUNES

Las resistividades de las rocas presentan rangos muy variados. En el caso de rocas porosas, depende del factor de formación, la conductividad del agua de formación y el grado de saturación de las mismas.

Tabla 3: Valores de resistividades de minerales y rocas

RESISTIVIDADES DE MINERALES Y ROCAS			
ROCA	RESISTIVIDAD ($\Omega \cdot m$)	ROCA	RESISTIVIDAD ($\Omega \cdot m$)
Mica	$10^{14} - 10^{15}$	Limos	$10^1 - 5 \cdot 10^1$
Cuarzo	$10^{13} - 10^{15}$	Margas	$10^0 - 10^2$
Azufre	$10^{12} - 10^{14}$	Arcillas	$10^0 - 10^2$
Granito	$10^8 - 10^{11}$	Sal gema	$10^0 - 10^1$ a $10^4 - 10^6$
Arenisca	$10^6 - 10^{10}$	Pirita	$10^{-3} - 10^0$
Limonita	$10^4 - 10^6$	Calcopirita	$10^{-4} - 10^{-1}$
Caliza	$10^2 - 10^4$	Grafito	$10^{-1} - 10^{-3}$
Gravas	$10^2 - 10^4$	Cobre	$1,7 \cdot 10^{-8}$
Arenas	$5 \cdot 10^1 - 5 \cdot 10^3$	Plata	10^{-8}

Fuente: Díaz Curiel, 1999-2000

4.7 RESISTIVIDAD DE AGUAS NATURALES

El agua pura puede considerarse como aislante. La cantidad de sales de las aguas oscila regularmente entre 0,1g/l y 35 g/l (la última cifra en aguas marinas)

A continuación se muestra una lista de los márgenes de variación de la resistividad de las aguas naturales según datos de diversos autores.

Tabla 4: Valores de resistividad de las aguas naturales

Agua de lagos y arroyos de alta montaña	10^3 a $3 \cdot 10^3 \Omega \cdot m$
Aguas dulces superficiales	10 a $10^3 \Omega \cdot m$
Aguas salobres superficiales	2 a $10 \Omega \cdot m$
Aguas subterráneas	1 a $20 \Omega \cdot m$
Agua de lagos salados	$0,1$ a $1 \Omega \cdot m$
Aguas marinas	$\sim 0,2 \Omega \cdot m$

Fuente: Orellana, 1982

4.8 CONCEPTOS Y DISPOSITIVOS FUNDAMENTALES

Las corrientes eléctricas, en la prospección eléctrica, se mueven en un medio tridimensional. Para facilidad de cálculos se asume que el subsuelo se compone de varias zonas separadas por superficies límites perfectamente planas que poseen resistividad constante.

4.8.1 RESISTIVIDAD APARENTE Y CONSTANTE DE DISPOSITIVO

La mayoría de los principales métodos geoelectrónicos utilizados en prospección utilizan 4 electrodos conectados a tierra. Por medio de un par de ellos (A y B) introducimos una fuerza electromotriz al subsuelo, que generará una circulación de líneas de corriente entre ellos. El segundo par de electrodos (M y N) sirve para medir la diferencia de potencial que resulta de la resistividad del suelo frente al paso de la corriente. Los dispositivos difieren entre sí en la posición relativa de los electrodos.

Si se considera un subsuelo homogéneo, es decir, de resistividad uniforme ρ donde colocamos un dispositivo eléctrico AMN:

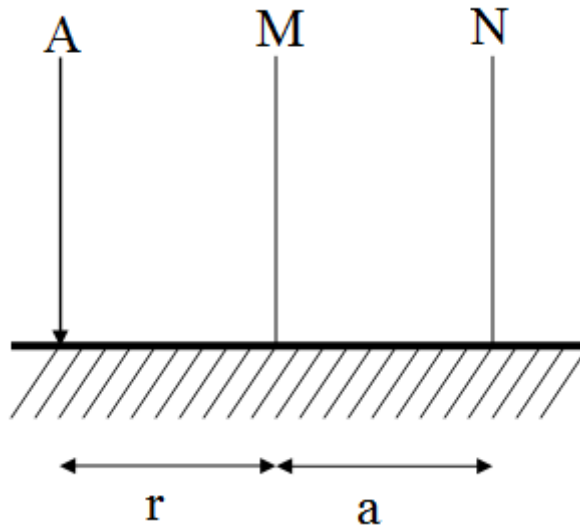


Figura 3. Dispositivo eléctrico AMN

Fuente: elaboración propia

El electrodo B, que cierra el circuito de A, se considera como puesto en el infinito. Se conoce que la caída de potencial viene dada por:

$$\Delta V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \frac{a}{r(r+a)} \quad (27)$$

Despejando la resistividad

$$\rho = 2\pi \frac{r(r+a)}{a} \frac{\Delta V}{I} \quad (28)$$

Si colocamos el mismo dispositivo sobre un subsuelo no homogéneo, la caída de potencial ΔV , será diferente. La resistividad previa será entonces una resistividad aparente ρ_a . Esta resistividad aparente se define, en consecuencia, como la resistividad de un terreno imaginario homogéneo e isótropo equivalente al terreno real heterogéneo.

En cualquier dispositivo, al conocer las distancias entre electrodos, la intensidad I entre A y B y la diferencia de potencial ΔV , podremos calcular la resistividad aparente de la siguiente manera:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (29)$$

siendo K una constante que dependerá únicamente de la geometría en la disposición de los electrodos.

De manera general, cuando se disponen los cuatro electrodos de cualquier manera sobre una superficie plana se tendrá:

$$\Delta V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right) \quad (30)$$

y, en consecuencia:

$$\rho_a = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad (31)$$

4.8.2 RESISTENCIA DE CONTACTO

Si consideramos el terreno que rodea a los electrodos de corriente como que se encuentra dividido en capas sucesivas semiesféricas de espesor constante, la resistencia que cada una de ellas ejerce es sucesivamente menor debido a que la superficie que atraviesa la corriente es mayor. Esta es la razón fundamental por la cual se conoce que la resistencia total va a depender prácticamente de la resistencia del terreno próximo a los electrodos de corriente. Dicha resistencia total se denomina comúnmente resistencia de contacto.

4.8.3 DISPOSITIVOS FUNDAMENTALES

Entre los dispositivos más empleados de cuatro electrodos se encuentran los lineales, es decir, dispuestos sobre una línea recta. Si además estos se colocan simétricamente con respecto del centro 0, se denominan dispositivos simétricos.

Entre los más importantes destacan los dispositivos Schlumberger y Wenner.

4.8.3.1 DISPOSITIVO SCHLUMBERGER

El dispositivo Schlumberger es un dispositivo lineal simétrico en el que la distancia MN es muy pequeña (máximo una quinta parte de la distancia AB).

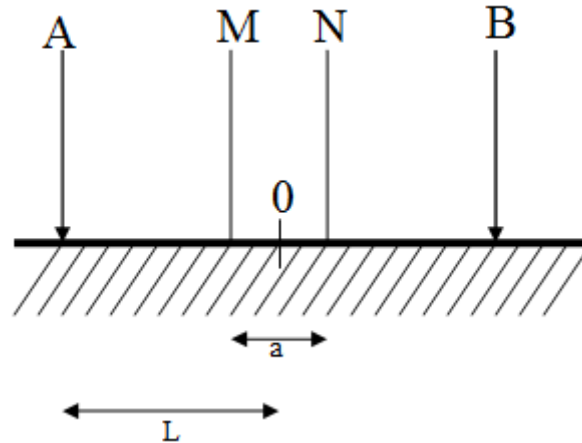


Figura 4. Esquema del dispositivo Schlumberger

Fuente: elaboración propia

$$\rho_a = \pi L^2 \frac{\Delta V}{Ia}$$

Este dispositivo tiene como ventaja el ser poco sensitivo entre inhomogeneidades laterales gracias a la inmovilidad de los electrodos de potencial. La desventaja del dispositivo Schlumberger es que deben aplicarse de vez en cuando correcciones a los datos de campo previo a su interpretación. Además los instrumentos de medición exigen mayor sensibilidad.

4.8.3.2 DISPOSITIVO WENNER

En este dispositivo los electrodos están dispuestos de manera que $AM=MN=NB$.

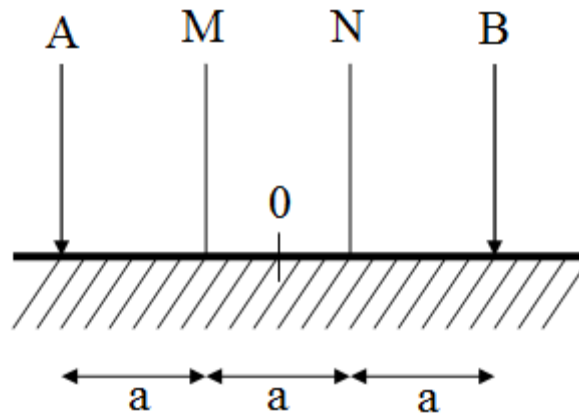


Figura 5. Esquema del dispositivo Wenner

Fuente: elaboración propia

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

4.8.4 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (S.E.V.)

Los sondeos eléctricos verticales (S.E.V.) consisten en la determinación de las resistividades aparentes, utilizando un mismo dispositivo, modificando la profundidad de investigación. Esto se logra aumentando progresivamente la longitud característica del dispositivo, manteniendo fijo su centro.

Los datos de resistividad aparentes obtenidos se representan mediante curvas en escala bilogarítmica, en función de las distancias entre electrodos. La curva de resistividades aparentes (C.R.A.) del S.E.V. presenta en el eje de las abscisas la distancia $AB/2$ y en el eje de las ordenadas, las resistividades aparentes ρ_a . La finalidad del S.E.V. es averiguar la distribución vertical de resistividades bajo el punto sondeado. Este método se vuelve eficaz en zonas con estratificación aproximadamente horizontal, donde las propiedades eléctricas varían principalmente con la profundidad.

Para comprender mejor la geometría de una curva de S.E.V. supondremos un medio estratificado general compuesto por dos semiespacios: uno de conductividad nula que representa la atmósfera y el otro que es un medio heterogéneo formado por varios medios parciales homogéneos, como se muestra en la Figura 6. Cada uno de estos

medios parciales será denominado capa geoelectrica y se representan con un espesor E_i y su correspondiente resistividad ρ_i .

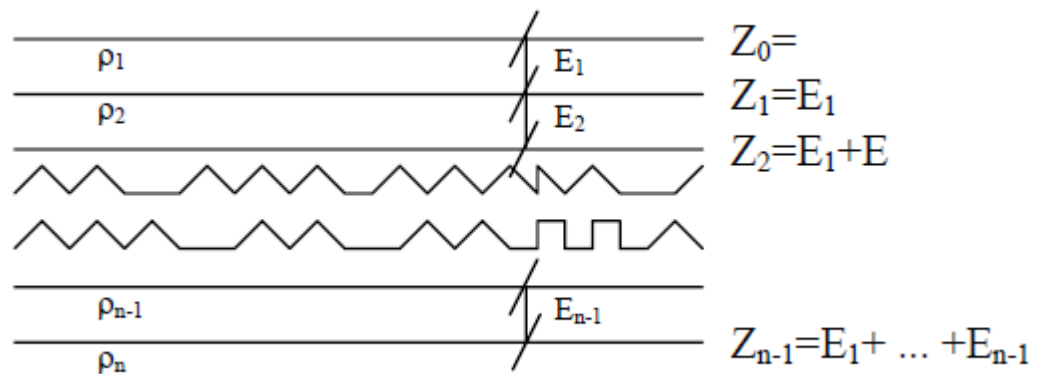
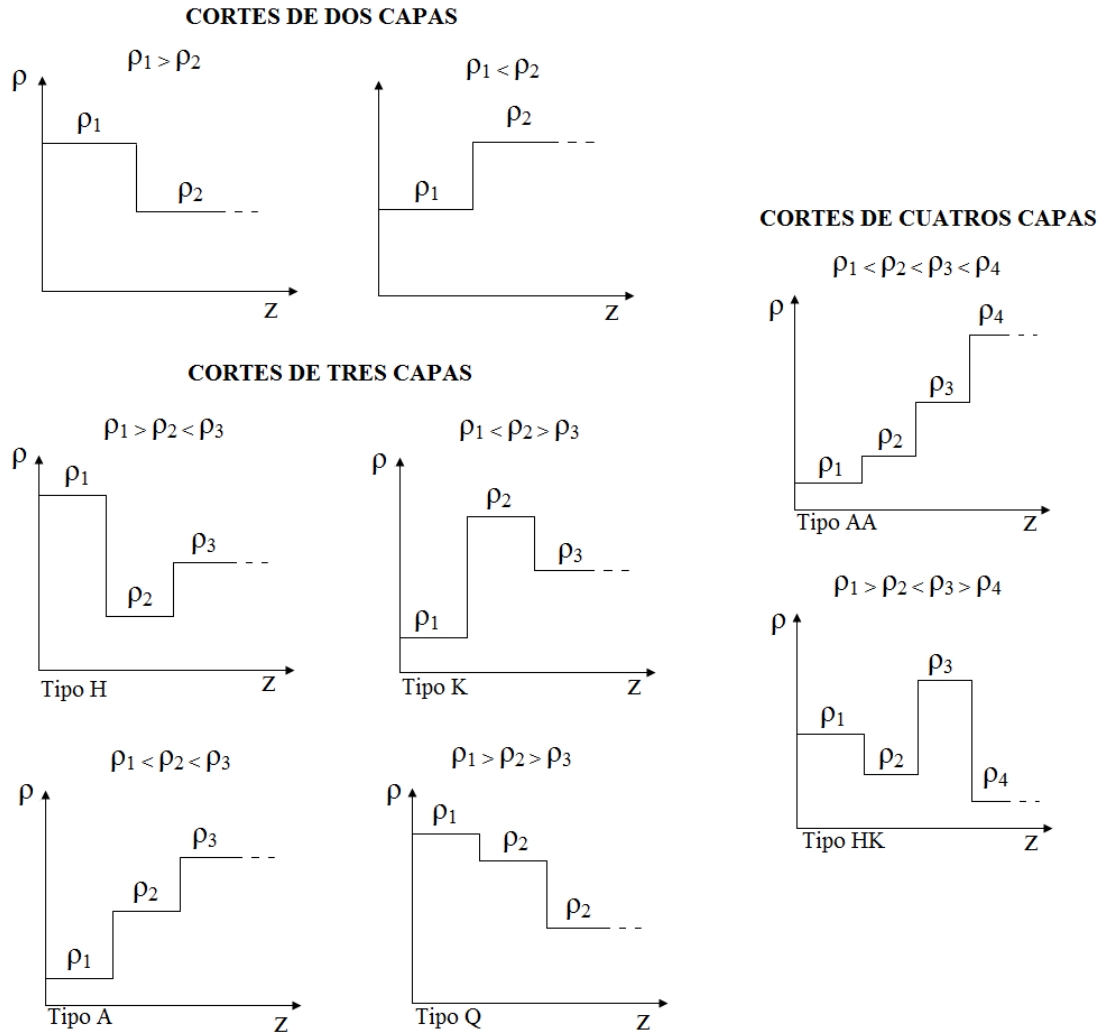


Figura 6. Esquema de un corte geoelectrico y su notación

Fuente: Modificado de Orellana, 1982

La descripción de los espesores y las resistividades de cada medio estratificado se conoce como “corte geoelectrico”. Estos, a su vez se clasifican según el número de capas que lo componen. Este corte considera al último nivel como de espesor infinito. La representación mediante ejes coordenados de la distribución se denomina curva de resistividades verdaderas (C.R.V.)



**Figura 7. Curva de resistividad verdadera (CRV) para diversos cortes geoelectricos.
Nomenclatura de los tipos de cortes**

Fuente: Modificado de Orellana, 1982

En las curvas de S.E.V. sólo se reflejan los niveles que además de presentar un contraste de resistividad con los niveles adyacentes suficientemente elevado, tienen un espesor proporcionalmente alto respecto a la profundidad. Generalmente, una capa puede detectarse sólo cuando su espesor supera el 10% de su profundidad.

4.8.5 PARÁMETROS DE DAR ZARROUK

Como se ha expuesto previamente, cada capa de corte geoelectrico queda perfectamente determinada por su espesor E y su resistividad ρ . Es frecuente que estos parámetros combinen sus efectos en la curva de resistividad.

Existe un segundo par de parámetros que los relaciona:

$$T = E\rho \qquad S = \frac{E}{\rho} \qquad (32)$$

T y S son conocidos como parámetros de Dar Zarrouk.

- T es la "resistencia transversal unitaria" y representa la resistencia de un prisma de sección unitaria con eje normal a la estratificación cuando la corriente fluye perpendicularmente a ella.
- S es la "conductancia longitudinal unitaria" y representa la conductancia de un prisma de sección unitaria con eje normal a la estratificación cuando la corriente fluye paralelamente a ella.

Los parámetros de Dar Zarrouk son aditivos en cada corte geoelectrico. El valor de S o T para un corte de n capas puede calcularse por adición de los valores individuales, asumiendo que las diferentes capas se comportan como conductores en serie.

Los parámetros de Dar Zarrouk son de vital importancia en la teoría y la interpretación de sondeos geoelectricos.

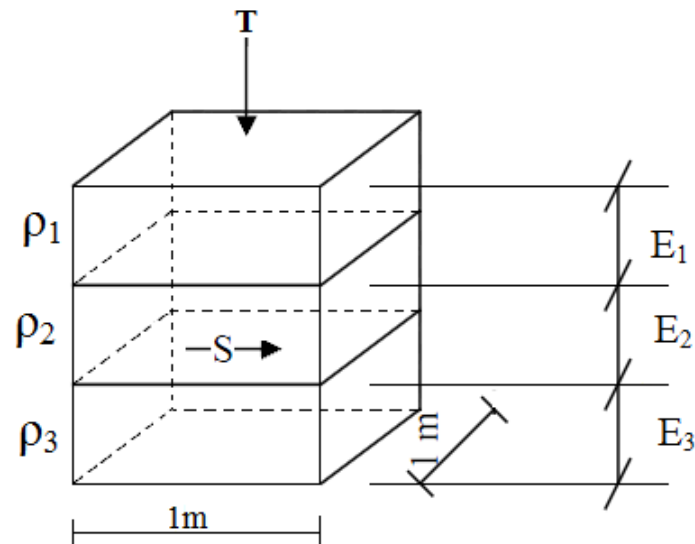


Figura 8. Prisma de Dar Zarrouk

Fuente: Modificado de Orellana, 1982

4.8.6 PRÁCTICA DEL SEV

Como en cualquier método geofísico, los resultados que se obtienen de una campaña de S.E.V. deben ser valorados desde el punto de vista técnico, por la seguridad y precisión de los resultados.

Se debe entonces procurar tomar las precauciones necesarias para obtener la máxima calidad de los resultados finales, y a su vez, reducir al mínimo la duración y gastos de la campaña.

Una campaña geofísica se compone de las siguientes etapas:

1. Planteamiento del problema y recopilación de datos geológicos y de otra índole sobre la zona de trabajo.
2. Elección del método y modalidad prospectiva en función del objetivo y sus circunstancias.
3. Programación detallada del trabajo de campo.
4. Ejecución del trabajo de campo.
5. Recopilación y elaboración de los datos obtenidos.
6. Interpretación física de los resultados anteriores y traducción geológica de la misma, seguida de las conclusiones y recomendaciones pertinentes.

5. ANTECEDENTES TEÓRICOS DE HIDROGEOLOGÍA Y LA ZONA VADOSA

5.1 CICLO HIDROLÓGICO

El Ciclo Hidrológico es el movimiento general del agua, ascendente por evaporación y descendente primeramente por las precipitaciones y luego en forma de escorrentía superficial y subterránea.

Sobre esta definición se pueden hacer algunas observaciones:

1. La evaporación predomina en el océano y la precipitación en los continentes
2. La escorrentía subterránea es mucho más lenta que la superficial. La lentitud (a veces inmovilidad) de la escorrentía subterránea confiere al ciclo algunas características fundamentales, como que los ríos continúen con caudal mucho tiempo después de las últimas precipitaciones.
3. Entre las aguas subterráneas se encuentran
 - a. Las que se hallan relacionadas estrictamente con el ciclo hidrológico aguas de una región como si nada tuvieran que ver con las precipitaciones o la escorrentía superficial, con resultados indeseables.
 - b. Las aguas juveniles
 - c. Las aguas fósiles o congénitas son aquellas que quedaron atrapadas en la formación de un sedimento.
 - d. Otras aguas subterráneas que parecen ajenas al ciclo son las que aparecen en regiones desérticas. Son aguas que se infiltraron hace decenas de miles de años cuando esas mismas zonas desérticas no eran tales. Tanto estas como las aguas fósiles pertenecen al Ciclo Hidrológico, pero han estado apartadas de él durante un periodo muy prolongado.

5.1.1 FASES DEL CICLO HIDROLÓGICO

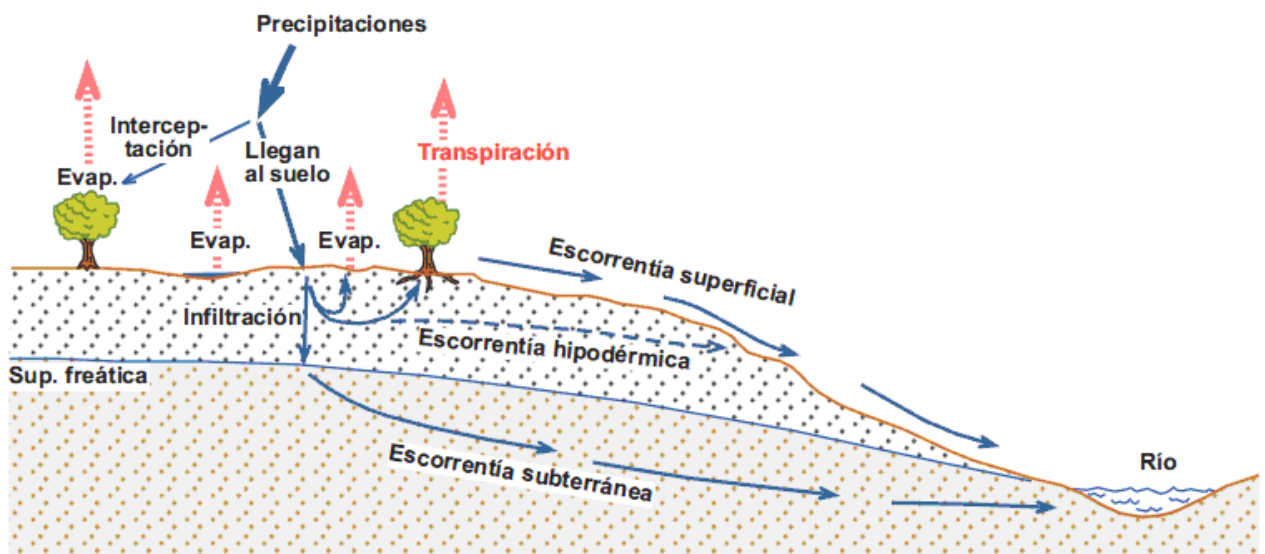


Figura 9. Fases del Ciclo Hidrológico

Fuente: Sánchez San Román, 2011

a) **Precipitación.**

Ésta se forma a partir de los núcleos de condensación atmosférica presentes en el vapor de agua de la atmósfera. Por encima de un cierto nivel de humedad en el aire, el agua se condensa y cae por gravedad, al aumentar el peso de cada núcleo

b) **Evaporación.**

Una parte se evapora desde la superficie del suelo o si ha quedado retenida sobre las hojas de los árboles. A este último fenómeno se le denomina “intercepción”, y en lluvias de corta duración sobre zonas de bosque puede devolver a la atmósfera una gran parte del agua precipitada sin haber tocado el suelo.

c) **Infiltración.**

El agua infiltrada puede, a su vez, seguir estos caminos:

- **Evaporación.** Se evapora desde el suelo húmedo, sin relación con la posible vegetación.
- **Transpiración.** Las raíces de las plantas absorben el agua infiltrada en el suelo, una pequeña parte es retenida para su crecimiento y la mayor parte es transpirada. A la suma de los dos fenómenos se la conoce como evapotranspiración.

- **Escorrentía subsuperficial o hipodérmica, (“interflow”)**, que tras un corto recorrido lateral antes de llegar a la superficie freática acaba saliendo a la superficie
- Si no es evaporada ni atrapada por las raíces, la gravedad continuará llevándola hacia abajo, hasta la superficie freática; allí aún puede ser atrapada por las raíces de las plantas “freatofitas” (chopos, álamos,...), de raíces muy profundas, y que a diferencia de otras plantas, buscan el agua del medio saturado.
- Finalmente, el agua restante da lugar a la escorrentía subterránea.

d) **Escorrentía superficial.**

- El agua de las precipitaciones que no es evaporada ni infiltrada, escurre superficialmente. Aún se pueden suceder varias cosas:
 - Parte es evaporada: desde la superficie de ríos, lagos y embalses también se evapora una pequeña parte
 - Otra parte puede quedar retenida como nieve o hielo o en lagos o embalses.
 (“Escorrentía superficial diferida”)
 - Finalmente una parte importante es la escorrentía superficial rápida que sigue su camino hacia el mar.

5.2 MEDIOS ACUÍFEROS

Un acuífero es aquel estrato o formación geológica que almacena agua y que es capaz de transmitirla de manera que puede ser aprovechada como recurso. El agua de superficie se infiltra a través del suelo hasta encontrarse con una capa permeable; entonces se acumula y llena los poros y fisuras de las rocas, dando lugar a una zona de saturación. El agua subterránea puede brotar de modo natural (manantiales o fuentes) o ser extraída mediante pozos u otros elementos de captación. Las características fundamentales de un acuífero son la baja velocidad en el movimiento del agua subterránea, los grandes volúmenes de reservas y el gran tiempo de renovación del agua en el sistema. El nivel superior del agua subterránea se denomina tabla de agua, y en el caso de un acuífero libre, corresponde al nivel freático.

Clasificación según el comportamiento hidrodinámico

Desde un punto de vista hidrodinámico, de la movilidad del agua, podemos denominar, en sentido estricto:

- **Acuífero (del latín *fero*, llevar)**

Consiste en una formación geológica que contiene agua en cantidad apreciable y que permite que circule a través de ella con facilidad. Éstos son buenos almacenes y transmisores de agua subterránea (Ejemplos: arenas, gravas, rocas fracturadas)

- **Acuicludo (del latín *cludo*, encerrar)**

Consiste en una formación geológica que contiene agua en cantidad apreciable pero que no permite que el agua circule a través de ella (Ejemplo: arcillas)

- **Acuitardo (del latín *tardo*, retardar, impedir)**

Consiste en una formación geológica que contiene agua en cantidad apreciable pero que el agua circula a través de ella con dificultad. (Ejemplo: limos)

- **Acuífugo (del latín *fugo*, rechazar, ahuyentar)**

Formación geológica que no contiene agua porque no permite que circule a través de ella. (Ejemplos: arenas, gravas, rocas fracturadas)

Clasificación según el comportamiento hidráulico

- **Acuífero libre**

Es un acuífero no limitado en la parte superior por un techo impermeable, de manera que existe un nivel freático a una cierta profundidad. Cuando una perforación alcanza este nivel aparece un volumen de agua libre. Los acuíferos libres pueden recargarse desde la superficie mediante una fracción de la pluviometría o excedentes de riego.

- **Acuífero confinado**

Es un acuífero limitado en la parte superior por un techo impermeable, de manera que se encuentra a presión superior a la atmosférica en todos los puntos. Cuando una perforación llega al techo del acuífero el agua sube por el tubo hasta que se estabiliza a una profundidad correspondiente a su nivel piezométrico. La recarga de estos acuíferos se produce lentamente.

- **Acuífero semiconfinado**

Es un acuífero de tipo confinado que se diferencia de este en que se encuentra limitado en la parte superior por una formación geológica muy poco permeable pero que es capaz de producir recarga al acuífero.

Nivel freático y acuíferos colgados

El nivel freático corresponde (en un acuífero libre) al límite en el que se encuentra el agua subterránea. En este nivel la presión de agua del acuífero es igual a la presión atmosférica. También se conoce como capa freática, manto freático, napa freática, napa subterránea, tabla de agua o simplemente freático.

En algunos casos, cuando la superficie freática regional se encuentra a cierta profundidad y existe un nivel impermeable que lo sustente, se producen lo que se denominan *acuíferos colgados*, normalmente de dimensiones reducidas y sin gran importancia dentro de los recursos hídricos de la región.

Zonas de un medio acuífero

En profundidad se tienen las siguientes zonas o divisiones:

- **La zona de saturación**

Se sitúa encima de la capa impermeable, donde el agua rellena completamente los poros de las rocas. El nivel freático es el límite superior de esta zona, y lo separa de la zona vadosa o de aireación. Este nivel varía según las circunstancias: descendiendo en épocas secas, cuando el acuífero

no se recarga o lo hace a un ritmo más lento que su descarga; y ascendiendo, en épocas húmedas.

- **Zona no saturada o vadosa**

Es el medio parcialmente saturado en agua, con aire en los poros. En general hace referencia a la franja de terreno comprendida entre la superficie del terreno y el nivel freático.

5.3 ZONA VADOSA

La zona no saturada, zona de aireación o zona vadosa es la zona localizada por encima de la zona de circulación de las aguas subterráneas del acuífero. El grado de saturación de los poros no es del 100% y se diferencian dos subzonas:

- **Zona de ascenso capilar**

Se define como la zona donde el grado de saturación de los poros disminuye gradualmente de abajo a arriba hasta un valor límite. El contenido de agua de ésta no está condicionado por el flujo descendente del agua que se infiltra, sino por fenómenos de ascenso capilar, desde la zona saturada. El espesor de esta zona disminuye al aumentar la granulometría del suelo y sigue aproximadamente las fluctuaciones de la superficie freática.

- **Subzona intermedia**

Situada entre la subzona de evapotranspiración y la subzona capilar.

- **Zona de evapotranspiración**

Es la zona más superficial. Tiene un gran interés agronómico, ya que es la zona donde se encuentran las raíces de las plantas y donde se produce la evapotranspiración. El espesor de esta zona, que varía de 0,5 a 2m, depende del clima y del tipo de la cubierta vegetal. Corresponde al concepto agronómico de suelo vegetal o capa edáfica.

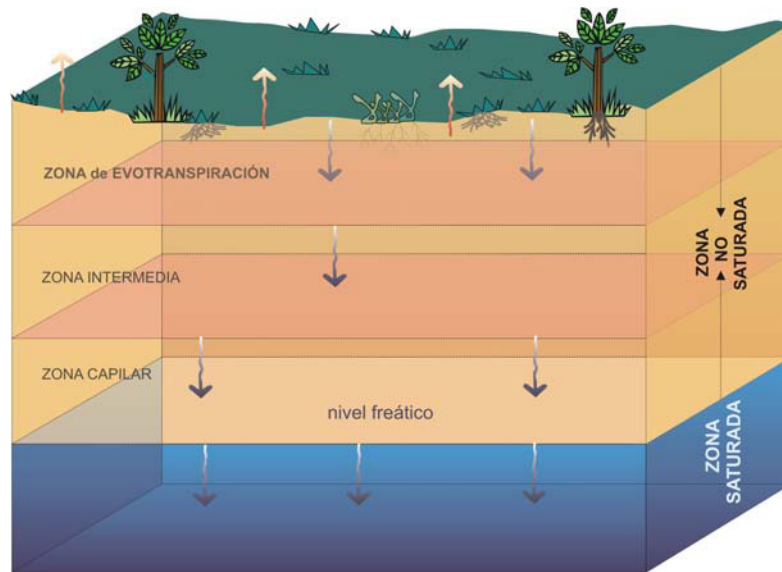


Figura 10: Corte teórico vertical del suelo

Fuente: Tomado de la página de Internet www.miliarium.com

Cuando se produce una precipitación importante, los poros de la zona vadosa pueden quedar temporalmente saturados de agua. Esta agua irá descendiendo por gravedad hacia la zona saturada, pero una parte podrá quedar retenida ocupando algunos poros de la zona no saturada, y otra circulará por la zona más superficial del subsuelo, dando origen a la escorrentía subsuperficial o hipodérmica.

El agua en la zona no saturada tiene una presión inferior a la atmosférica, y es retenido por una combinación de adherencia y capilares acción. Si la zona no saturada envuelve suelo, el agua contenida en él se denomina como la humedad del suelo.

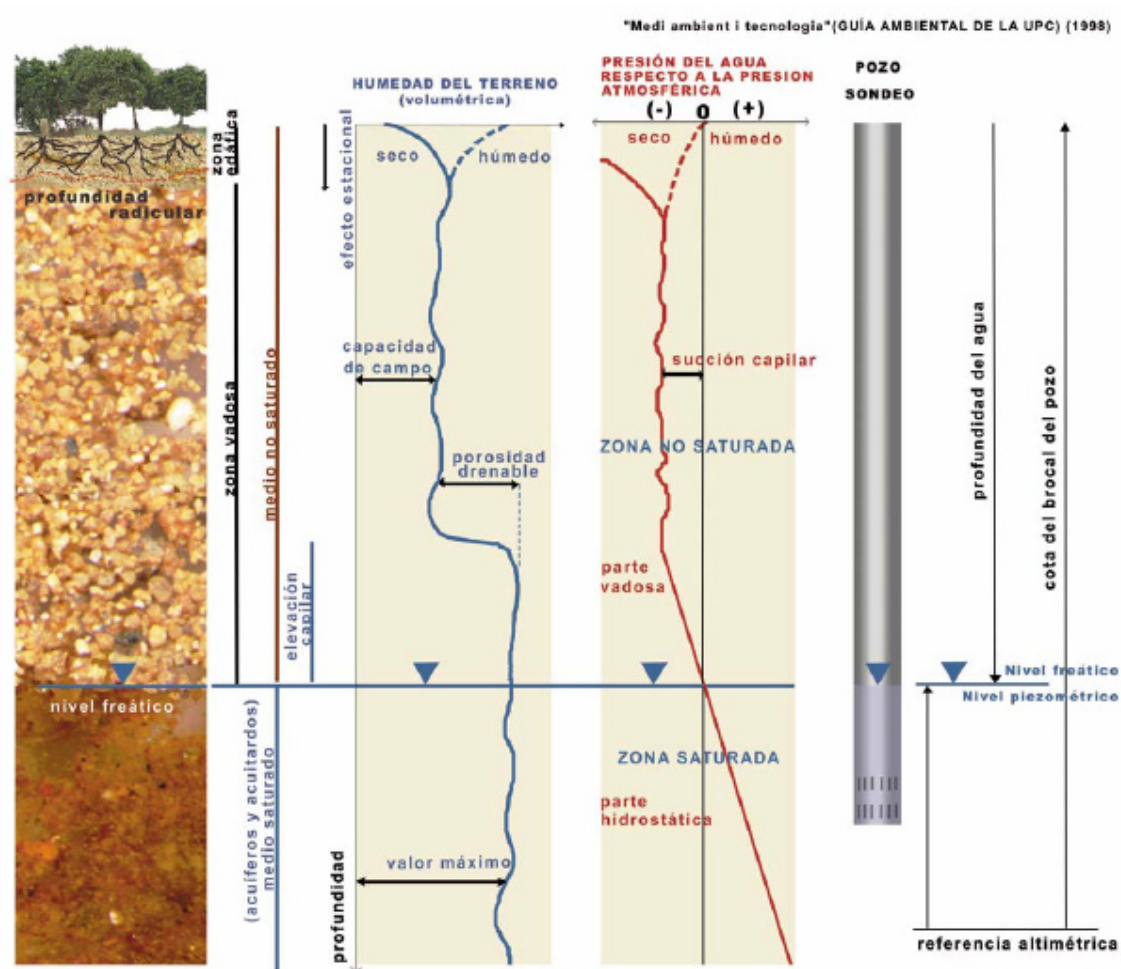


Figura 11. Perfil de la humedad del terreno

Fuente: Arnaldo et al., 1998

5.3.1 APLICACIONES E IMPORTANCIA DE LA ZONA VADOSA

La función que cumple la zona no saturada había sido prácticamente ignorado hasta hace poco tiempo, tanto en los procesos hidrológicos, en sentido estricto, como en los procesos de migración de contaminantes. Sin embargo, los programas de monitoreo de contaminación de aguas subterráneas llevados a cabo por la US EPA (*Environmental Protection Agency*) evidencian la necesidad de extender el monitoreo a la zona no saturada (US EPA, 1986)

Adicionalmente, la Comunidad Europea estableció un marco para la protección de los recursos hídricos subterráneos mediante la Directiva 80/68 EEC relativa a la “Protección de las Aguas Subterráneas Contra la Polución causada por Ciertas Sustancias Peligrosas”. La Directiva instituye que para cualquier actividad, será

necesario evaluar el rol de la zona vadosa en la evolución de los contaminantes. Para esto se requerirá un monitoreo de esta zona.

A continuación se presenta su importancia desde los puntos de vistas hidrogeológico, agropecuario y medioambiental.

Hidrogeología

Desde el punto de vista de la hidrogeología, gracias a su capacidad de infiltración y a su influencia en la escorrentía superficial, la zona vadosa representa un aspecto clave en la relación entre las aguas superficiales y las subterráneas. Ésta que alcanza su máximo exponente en zonas áridas, donde el suministro de agua depende de su comportamiento durante las avenidas hídricas.

A escala regional, los procesos que se llevan a cabo en la zona vadosa son conocidos por controlar la dinámica a corto plazo en la hidrología de cuencas y sus balances hídricos a largo plazo.

La zona no saturada es una parte intrínseca del ciclo hidrológico, controlando esencialmente las relaciones entre la precipitación, infiltración, escorrentía superficial, evapotranspiración y recarga de aguas subterráneas. La zona vadosa regula la transferencia de agua de la superficie de la tierra a las aguas subterráneas y viceversa, mientras que proporciona protección, cribado, filtrado, transferencia y la atenuación de contaminantes. Sin embargo, a diferencia de las aguas subterráneas y los recursos de agua de la superficie, la dinámica de la zona vadosa no ha sido muy monitoreada a escala regional. Por esa razón, y porque la zona vadosa en sí no se considera un reservorio, generalmente no se la considera parte de las directrices reguladoras o de planificación para la protección de las aguas.

A escala regional la zona vadosa influye en la hidrología cumpliendo las siguientes funciones:

1. Para separar las precipitaciones y el agua de riego en aguas de infiltración, escorrentía,

- evapotranspiración, interflujo y la recarga de las aguas subterráneas
2. Para almacenar y transportar agua en la zona de suelo, entre la atmósfera superior y la zona vadosa más profunda
 3. Para almacenar y transferir agua entre zona vadosa y las aguas subterráneas;
 4. Para almacenar, transferir, filtrar, adsorber, retardar y atenuar los solutos y contaminantes antes de que estos lleguen a las aguas subterráneas.

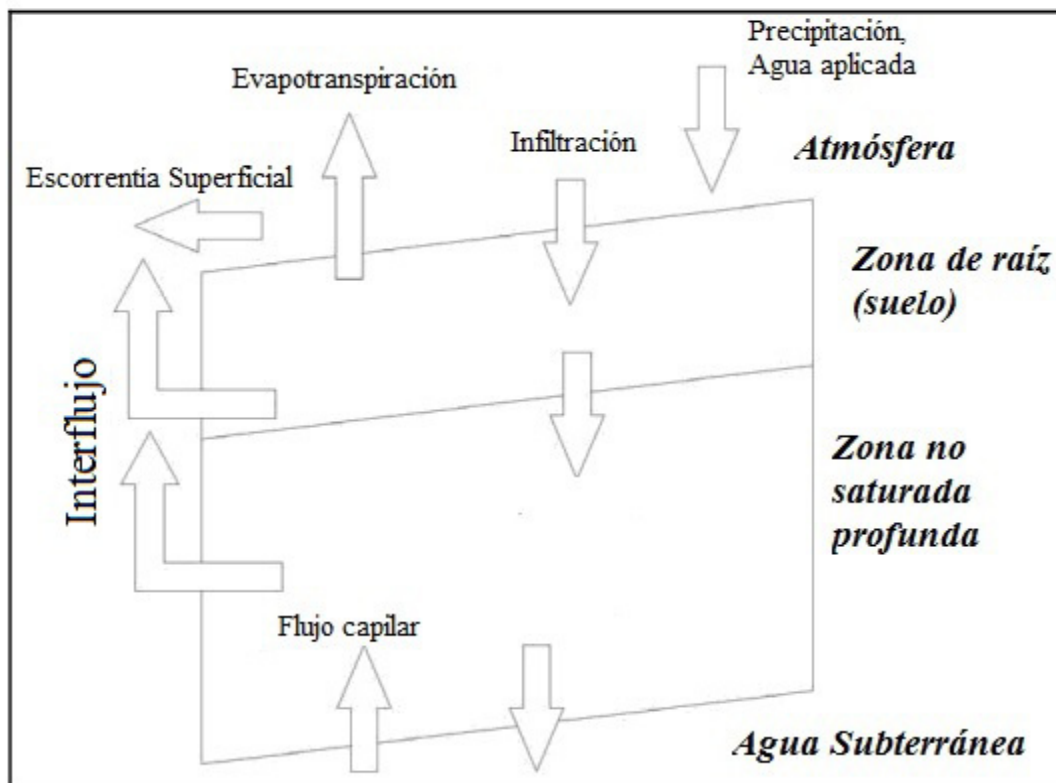


Figura 12: Flujos de agua asociados o controlados por la zona vadosa

Fuente: Modificado de Harter et al., 2005

Agropecuaria y Medio Ambiente

Por otra parte, desde los puntos de vistas agropecuario y medioambiental, la zona vadosa es significativa por su transporte y almacenamiento de agua y contaminantes. Estos llegan por infiltración a los acuíferos atravesando primeramente la zona vadosa, cuya gran heterogeneidad mineralógica y química determina a través de qué caminos éstos viajarán.

Contaminación de las aguas subterráneas

Ésta puede ser de dos tipos:

- **Contaminación difusa**

Esta se produce por la llegada de un contaminante distribuido sobre una superficie más o menos extensa. Ésta puede ser por:

- Abonos agrícolas: se produce por la excesiva aplicación de abonos y prácticas de riego poco eficientes. Esto favorece el lavado de nitratos y su incorporación al acuífero.
- Plaguicidas agrícolas: al igual que los abonos, llegan al acuífero si no están completamente degradados y absorbidos en el rango de profundidad de las raíces de las plantas. La zona vadosa por su naturaleza más oxidante que zonas bajo el nivel freático actúa como filtro para determinados contaminantes orgánicos y bacterias.
- Intrusión marina: esto se produce principalmente en acuíferos costeros, donde la interfaz de agua dulce-salada puede verse perturbada al variarse el régimen de flujo por bombeo excesivo, provocando una entrada de agua salada al acuífero.

- **Contaminación puntual**

Esta se produce por la llegada localizada de un contaminante al acuífero por medio de un foco concentrado o un área pequeña. Ésta puede ser por:

- Actividades domésticas: contaminación por pozos negros, fosas sépticas, vertido indiscriminado de agua de letrinas, fugas de sistemas de alcantarillado, etc.
- Actividades ganaderas: balsa de purines
- Actividades industriales

El suelo, entendido como la parte más superficial de la zona vadosa, donde los procesos físicos, químicos y biológicos actúan de manera más activa, forma la primera

barrera que encuentran los contaminantes en su paso hacia las aguas subterráneas, de ahí su importancia hasta el punto que podemos considerarlo como uno de los factores principales de la protección de las aguas. Adicionalmente, la zona no saturada puede incluir paquetes de muy baja permeabilidad, impermeables a corto plazo, que son de vital importancia en la migración de los contaminantes.

Además, las velocidades de transporte a un acuífero son influenciadas por procesos de transporte a través de la zona vadosa. El movimiento, la distribución y almacenamiento de contaminantes en la zona no saturada están influenciados por propiedades subterráneas tales como heterogeneidad hidráulica, grado de saturación, litología y procesos entendidos tales como la absorción. Los procesos de transporte en la zona no saturada a menudo son complejos y poco conocidos. Para ayudar a nuestra comprensión de este movimiento, se necesita la experimentación en laboratorio y en campo. Esta proporcionará la validación más convincente conceptual y numérica de modelos.

Efectivamente, el conocimiento del comportamiento de la zona vadosa en el estudio de la contaminación es de vital importancia. En muchos casos, cuando una contaminación, por ejemplo de LNAPL (Light Non Aqueous Phase Liquid) o de DNAPL (Dense Non Aqueous Phase Liquid) alcanza un acuífero el impacto puede ser muy grande y el coste del saneamiento puede ser desorbitante.

5.4 FLUJO DE AGUA EN EL SUELO NO SATURADO

El flujo de agua en el suelo no saturado viene dado por varios factores como lo son su composición mineralógica, porosidad, contenido de agua inicial, permeabilidad y conductividad hidráulica.

5.4.1 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

Los suelos o medios porosos constan de tres fases: sólido, líquido y gas. Debido a la presencia simultánea de más de una fase, un medio poroso es un sistema heterogéneo (también llamado un sistema polifásico), con cada fase variando tanto mecánica como químicamente.

Los suelos están formados por la erosión de las rocas en la superficie de la tierra (deterioro físico y químico). Los procesos físicos del clima incluyen la congelación y descongelación, mojado y secado, el agua que fluye, movimiento de hielo, y la abrasión por partículas de arena por procesos eólicos o por agua. Las pequeñas partículas sueltas resultantes de la meteorización física se convierten en el material formador del suelo. Los procesos de solubilización, hidratación, oxidación, reducción, precipitación, lixiviación, y otros procesos fisicoquímicos contribuyen a descomponer más los minerales que componen la roca. Procesos bioquímicos, debido a la presencia de poblaciones de microbios y demás fauna, contribuyen a la descomposición de la roca madre o material original. Conocer la composición mineralógica de los suelos permitirá preveer el comportamiento de migración del agua en el subsuelo.

5.4.2 POROSIDAD

La porosidad total (ϕ_T) se define como:

$$\phi_T = \frac{V_{hue\ cos}}{V_{total}} \quad (28)$$

Puede expresarse en tanto por ciento o en tanto por uno (en cualquier caso es adimensional).

Al igual que muchas otras propiedades de los medios, la porosidad del suelo se rige más por el tamaño de las partículas que cualquier otro parámetro. En general, cuanto menor es el tamaño de partícula más pequeños son los poros, pero mayor sea la porosidad, por lo que, suelos gruesos tienen una porosidad menor que los suelos finos. Sin embargo, la clasificación de partículas también tiene un efecto, por lo que esta tendencia no es absoluta.

La porosidad eficaz (ϕ_e) se define como la fracción de la porosidad total en la que los poros están interconectados. En un suelo con una buena conexión entre los poros la porosidad eficaz y la total son muy similares. Se calcula en el laboratorio o en el campo, y puede variar con las condiciones del ensayo, e incluso en el tiempo, de modo que no es un parámetro bien definido.

$$\phi_e = \frac{V_e}{V_{total}} \quad (29)$$

donde:

ϕ_e es la porosidad eficaz;

V_e es el volumen de agua drenada por gravedad;

V_T es el volumen total del suelo.

El numerador de esta expresión representa el volumen de los poros que se ha vaciado. Se expresa igual que la porosidad total (% o en tanto por 1).

La retención específica es la diferencia entre los dos parámetros anteriores.

También se define la porosidad eficaz como el volumen de huecos disponible para el flujo respecto del volumen total. Aproximadamente son cantidades equivalentes: el agua que queda adherida a los granos y que no puede extraerse tampoco permite el flujo.

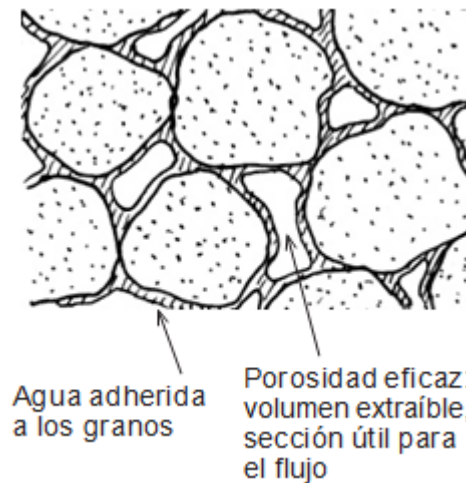


Figura 13. Esquema de la porosidad eficaz

Fuente: Sánchez San Román, 2012

Debe tenerse presente que la porosidad puede verse influida por:

- **La uniformidad granulométrica o clasificación por el tamaño de grano.**

Una arena de duna, por ejemplo, generalmente de tamaño muy uniforme, tendrá más porosidad eficaz que una morrena o un depósito de derrubios de ladera o de cono de deyección, con una granulometría o distribución del tamaño de grano muy dispersa

- **La morfología de las partículas**

Los depósitos con predominio de granos angulosos suelen tener una mayor porosidad que aquellos que incluyen partículas más redondeadas, siempre que no existan procesos de compactación o asentamientos posteriores.

- **El empaquetamiento de las partículas**

La consolidación de los sedimentos reduce progresivamente la porosidad.

- **La heterometría**

Los finos ocupan los poros que dejan los gruesos y la porosidad disminuye.

- **Compactación, consolidación y cementación.**

Dado que las fuerzas de compactación (sobrecarga) varían con la profundidad, la porosidad también variará con la profundidad (esto es especialmente cierto en el caso de las arcillas y pizarras). Valores de porosidad típicos para medios porosos comunes se dan en la tabla 3. El material consolidado como roca sedimentaria es inicialmente formado a partir de granos muy apretados, que se cementan por precipitados químicos en los puntos de contacto (entre los granos). A medida que la cementación avanza, el espacio de los poros se llena y la porosidad se reduce significativamente.

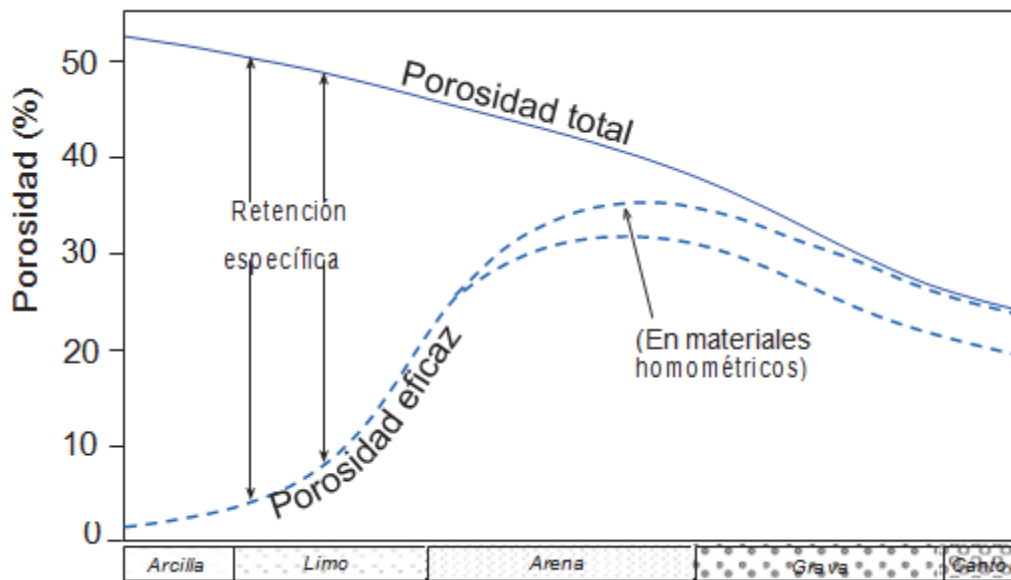


Figura 14. Variación de la porosidad con la granulometría en materiales detríticos no consolidados modificada de Todd, 1964

Fuente: tomado de Sánchez San Román, 2012

Tabla 5: Densidad y valores de porosidad para algunos medios porosos

Medio Poroso	Densidad (kg/m ³)	Valor de porosidad (%)
Calizas y pizarras	2780	1—20
Arenisca	2130	10—20
Gravas y arena	1920	30—35
Mezcla de arenas finas a medias	1870	30—40
Arenas uniformes	1850	30—35
Mezcla de arenas medias a gruesas	1650	30—40
Limo	1530	35—40
Arcilla	1280	40—50
Suelo ideal (distribución homogénea del tamaño de partículas) Turba	1220	45—55

Fuente: Datos de Bear 1972; Day 1965; y Gill 1979

5.4.3 CONTENIDO DE AGUA

El contenido de agua o la humedad de un suelo es el volumen o masa de agua que ocupa un espacio dentro de los poros (Bruce y Whisler 1973; Davidson, et al, 1969; Gardner 1986). El contenido de agua es normalmente expresada en una de tres maneras en base de: la masa, el volumen o profundidad, y el porcentaje o grado de saturación.

La masa de humedad (contenido de agua gravimétrica) se determina mediante la extracción de una muestra de suelo, su secado en un horno (generalmente a 105 °C durante 24 horas), y la determinación de la cantidad de agua que se pierde a través del proceso de secado. El secado al horno permite eliminar el agua higroscópica que se adhiere a las partículas y que no se pueden eliminar por secado al aire. Esta es a veces una cantidad significativa, dependiendo del contenido de arcilla y área de superficie específica, sin embargo, no toda el agua higroscópica se puede quitar. La masa de la humedad se expresa:

$$w = \frac{V_w \rho_w}{V_o \rho_o} \quad (30)$$

Donde:

- V_w : volumen de la fase líquida
 V_o : volumen de la fase sólida
 ρ_w : densidad de la fase líquida
 ρ_o : densidad de la fase sólida

El contenido volumétrico de agua es generalmente el más utilizado en estudios de laboratorio y campo y viene dado por la siguiente expresión:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad (31)$$

Donde:

- θ : contenido volumétrico de agua
 V_w : volumen de la fase líquida
 V_t : volumen total

La profundidad equivalente de agua es una medida de la relación entre la profundidad de agua por unidad de profundidad de medios porosos, descrito por el contenido volumétrico de agua:

$$d_w = \theta d_t \quad (32)$$

Donde:

- θ : contenido volumétrico de agua
 d_w : profundidad equivalente de agua en el suelo como si se extrajera y estancara sobre la superficie (cm)
 d_t : profundidad total del suelo en estudio (cm)

El grado de saturación, S , expresa el volumen de agua en relación con el volumen de poros.

$$S = \frac{V_w}{V_a + V_w} \quad (33)$$

Donde:

- V_a : volumen de aire

5.4.4 PERMEABILIDAD Y CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

La permeabilidad consiste en la capacidad de un material para permitir el paso de un fluido, en este caso, agua.

La velocidad con que un fluido atraviesa un material depende de la porosidad del material, de la densidad del fluido y de la presión a la que se encuentra sometido.

La Ley de Darcy

El flujo de a través de arenas saturadas en agua fue estudiado por el científico francés Henry Darcy en 1856. Él mostró que el volumen de agua que pasa a través de un lecho de arena por unidad de tiempo depende de cuatro cosas: (1) la sección transversal del medio; (2) el espesor del lecho, (3) la profundidad del agua estancada encima, y (4) en K , la conductividad hidráulica. Esto ahora se conoce como la ley de Darcy, y expresa matemáticamente como:

$$Q = K \frac{A\Delta H}{L} \quad (34)$$

Donde:

- Q: volumen de agua que atraviesa el medio por unidad de tiempo (caudal)
- A: sección transversal de la columna
- H: diferencia de potencial entre los dos puntos en que se mide (diferencia de alturas de las columnas de agua)
- L: longitud entre los puntos medidos o espesor de la capa
- K: conductividad hidráulica

A $\Delta H/\Delta L$ se lo conoce también como gradiente hidráulico. Al caudal por unidad por unidad de área se denomina densidad de flujo (q).

La conductividad hidráulica, K , depende de las propiedades del fluido y del medio. Así:

$$K = k \frac{k\rho g}{\eta} \quad (35)$$

Donde:

$\eta/(\rho g)$: fluidez

k : permeabilidad intrínseca

La permeabilidad intrínseca del medio, k , es función de la estructura de los poros y la geometría.

La conductividad hidráulica de suelos tiene una amplia gama de valores; generalmente, puede variar desde 10^{-9} cm/s para una arcilla a 1 cm/s para la arena limpia. Los valores más bajos de K para un medio de arcilla (con tamaños de poro más pequeños) probablemente son debido a la fricción ejercida sobre el fluido viscoso por las paredes del medio porosos. Un medio con una amplia gama de tamaños de poro conduce un fluido mucho más rápidamente que un medio con una estrecha gama de tamaños de poro; lo que es especialmente cierto si los poros, trayectorias de flujo preferenciales, o macroporos forman caminos continuos a través del suelo.

Las partículas o granos individuales de menor tamaño (tales como arcillas en comparación con arenas) tienen un área de superficie específica grande, lo que aumenta la fricción en las moléculas de agua que fluyen a través del medio. Esto demuestra la reducción de la permeabilidad intrínseca y K .

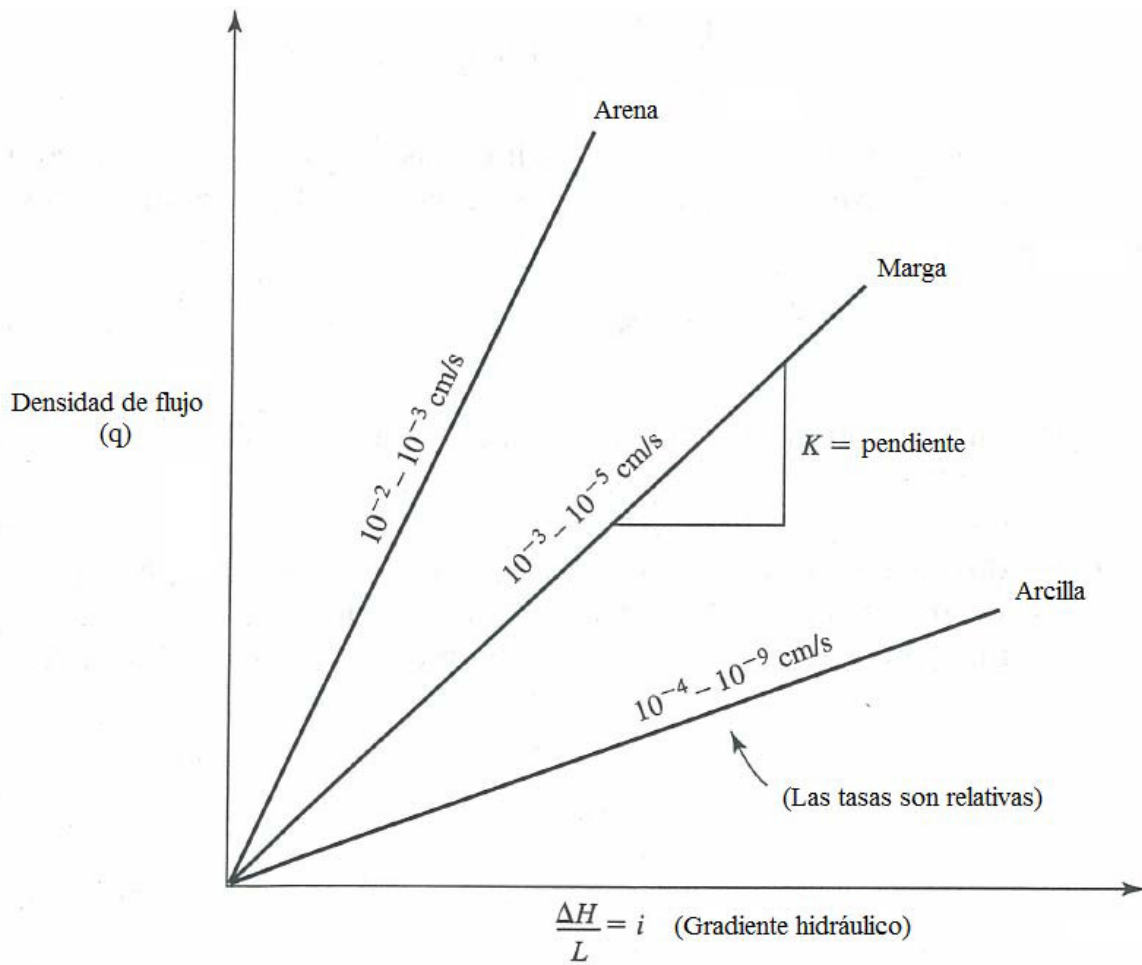


Figura 15. Gráfico de densidad de flujo versus gradiente hidráulico para varios tipos de suelo

Fuente: Tindall, 1999

La permeabilidad y la conductividad hidráulica dependen de varios factores. Se ven afectados por el tipo de suelo, la energía cinética asociada a las precipitaciones e irrigación (esta energía dispersa partículas sobre la superficie, causando la formación de costras mecánicas que resultan en valores más bajos de K en la superficie), la presencia de aire atrapado, y bacterias que obstruyen el paso de agua.

La Ley de Darcy en el flujo de agua a través de columnas de suelo

En un medio estratificado, con frecuencia se produce el flujo a través de varias capas. Los dos casos más sencillos son cuando se consideran el flujo paralelo a los

contactos entre las capas y el flujo perpendicular a las capas. Para esto supondremos que cada una de las capas es homogénea e isotrópica.

Si el flujo es paralelo a las capas:

$$K_h = \frac{\left(\sum K_i \cdot b_i\right)}{B} \quad (36)$$

Donde:

K_h : conductividad hidráulica horizontal equivalente

K_i : conductividad hidráulica de cada capa

b_i : espesor de cada capa

B : espesor total

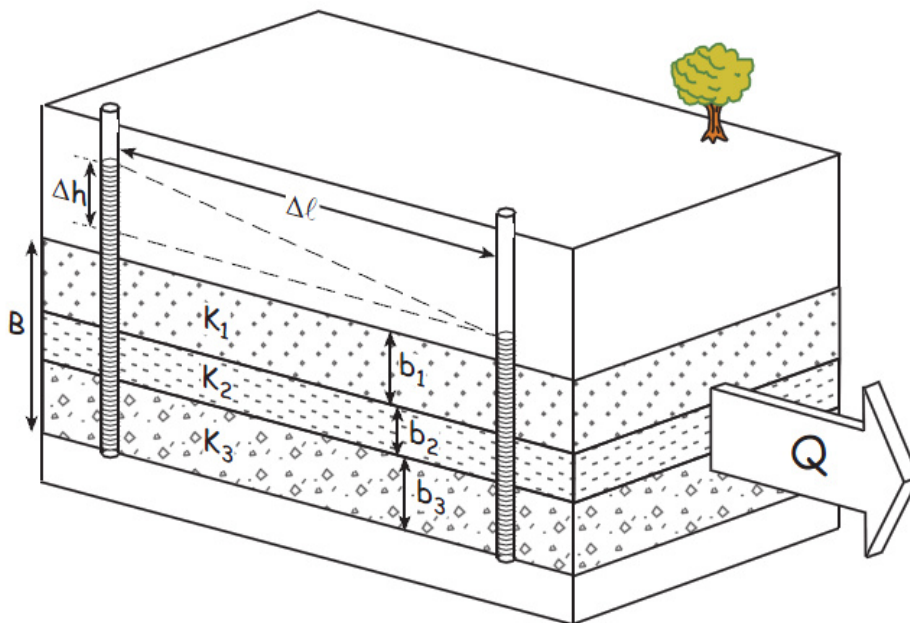


Figura 16. Esquema del suelo con un flujo de agua paralelo a las capas

Fuente: Sánchez San Román, 2011

Si el flujo es perpendicular a las capas:

$$K_v = \frac{B}{\sum \frac{b_i}{K_i}} \quad (36)$$

Donde:

K_v : conductividad hidráulica vertical equivalente

K_i : conductividad hidráulica de cada capa

b_i : espesor de cada capa

B : espesor total

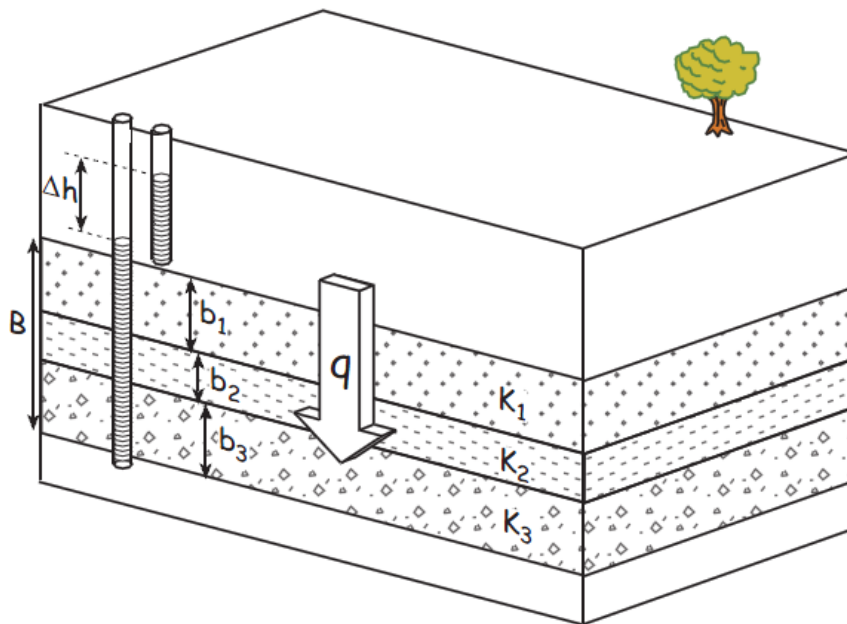


Figura 17. Esquema del suelo con un flujo de agua perpendicular a las capas

Fuente: Sánchez San Román, 2011

Por anisotropía de los medios, sin embargo, es frecuente que la K vertical de una formación detrítica sea menor que la K horizontal, debido a la forma y disposición de los granos.

5.5 INFILTRACIÓN

Para conocer el movimiento y contenido de los líquidos, particularmente el agua, en el subsuelo (específicamente la zona vadosa), es necesario conocer las características, procesos y modelos que dan lugar a la infiltración.

La infiltración es el proceso por el cual el agua pasa a través de la interfaz de atmósfera-suelo y entra en una columna dada del suelo. La tasa a la cual el agua (u otro líquido) se infiltra en el suelo a través de la interfaz atmósfera-suelo se conoce como la tasa de infiltración. El volumen total de líquido que cruza esta interfaz se conoce como la infiltración acumulada. Cuantitativamente, la tasa de infiltración es el volumen de líquido que entra en el suelo por unidad de área en una unidad de tiempo.

La capacidad de infiltración se utiliza frecuentemente en la ingeniería y se define como la velocidad máxima a la cual el líquido se puede mover en el suelo en una condición dada, y como tal, significa capacidad de absorción del suelo. Es esta característica la que determina la cantidad de la precipitación incidente que se escurre y la cantidad que entra en el terreno y, o bien se filtra hacia abajo o sufre evapotranspiración.

En condiciones en que el agua queda estancada, la infiltración en un perfil de suelo inicialmente seco tiene una alta tasa de infiltración en el principio. Esta tasa va disminuyendo rápidamente y luego más lentamente hasta que la velocidad alcanza una velocidad casi constante, como se muestra en la figura 17. A medida que se redistribuye el agua a través de un perfil de suelo, éste desplaza el aire y llena (o llena parcialmente) los poros. El gradiente hidráulico promedio y la tasa de infiltración van disminuyendo durante el proceso de infiltración. La disminución del gradiente hidráulico se da debido a que el agua se transmite al frente de humectación a través de una zona ya húmeda de suelo que está continuamente en aumento en longitud a medida que avanza la infiltración. Esto aumenta la resistencia al flujo y disminuye la velocidad de infiltración. Cabe recalcar que este proceso es un tanto distinto en suelos sujetos a contracción o expansión, y en materiales donde el líquido que se infiltra reacciona química o físicamente con el medio.

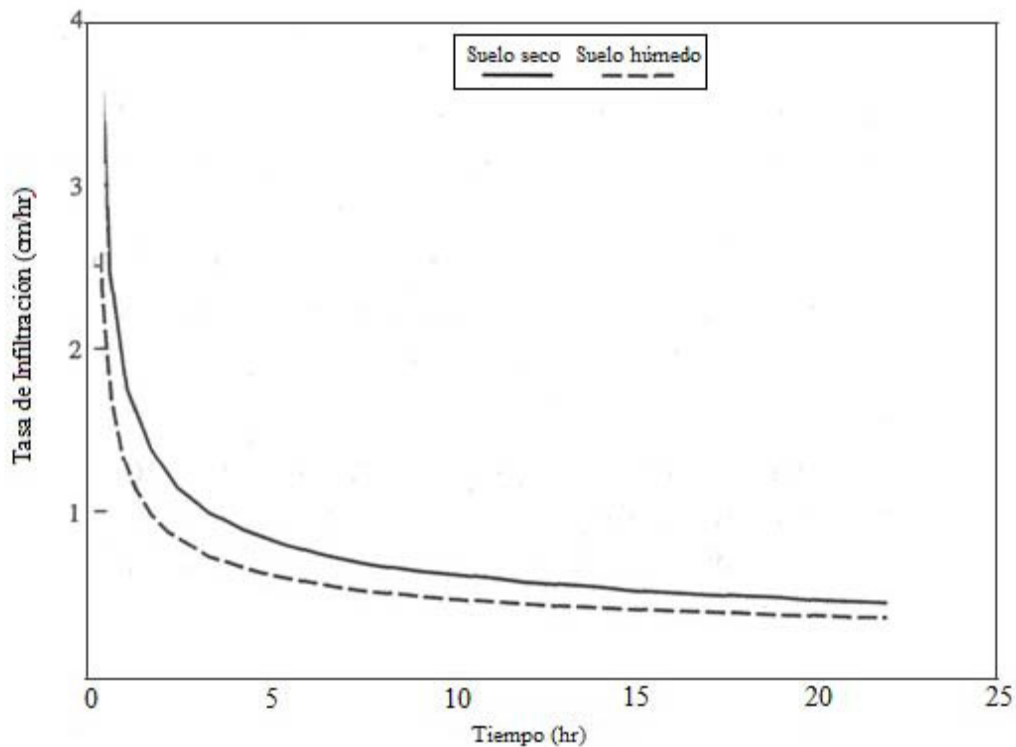


Figura 18. Ejemplos de tasas de infiltración en función del tiempo y el contenido de agua en el suelo inicial

Fuente: Tindall, 1999

5.5.1 PERFIL DE LA DISTRIBUCIÓN DE LA HUMEDAD

Para construir el perfil consideraremos la infiltración de agua en un suelo uniforme semi-infinito que tiene un contenido volumétrico de agua inicial equivalente a una saturación residual, θ_r .

El proceso de infiltración presenta cuatro zonas distintas ya sea si se trata de un perfil horizontal o vertical:

- **Zona saturada**

En esta zona, el suelo está saturado, menos algunos poros en los que puede haber aire atrapado, y esta saturación se extiende a una profundidad de entre unos pocos milímetros y un centímetro.

- **Zona de Transición**

En esta zona, hay una ligera pero rápida disminución del contenido de agua con la profundidad hasta aproximadamente unos centímetros de la superficie (infiltración vertical) o al final de la columna (infiltración horizontal). El contenido de agua es todavía parecido al de saturación.

- **Zona de Transmisión**

En esta zona, hay poca variación en el contenido de agua de saturación. La zona de transmisión generalmente es una zona no saturada alargada con un contenido de agua uniforme. Para la infiltración vertical en esta zona, los gradientes de potencial son pequeños en comparación con los gradientes de gravedad, lo que causa el movimiento del agua. Para la infiltración horizontal, los gradientes de difusión son mucho más grandes que la gravedad (que se supone despreciable), causando el movimiento del agua a lo largo de una columna horizontal.

- **Zona de Humectación**

En esta zona, el contenido de agua disminuye drásticamente con la distancia desde los valores cercanos a la saturación de la zona de transmisión al valor inicial de saturación residual.

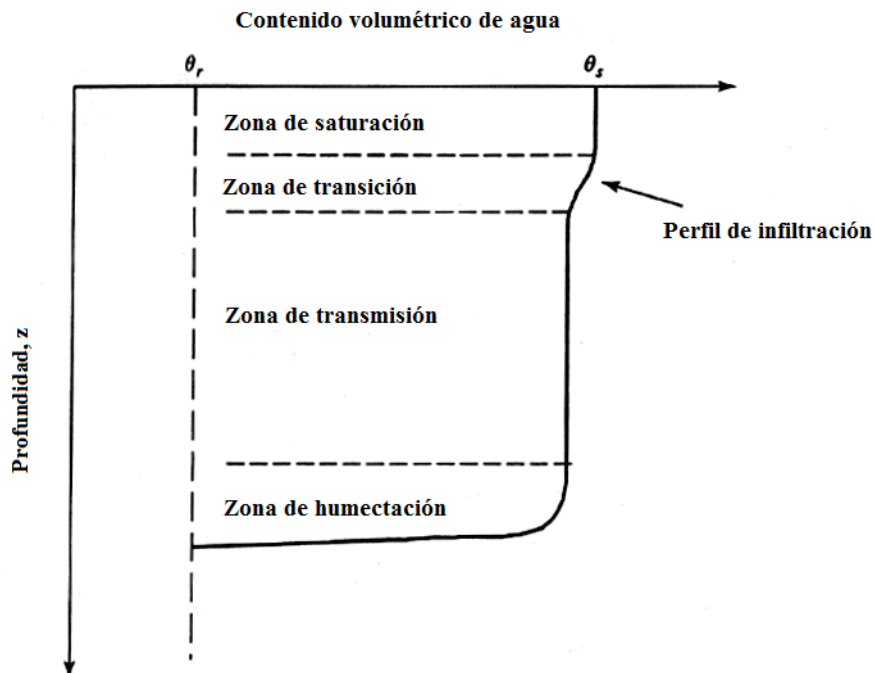


Figura 19: Perfil idealizado de la distribución de agua filtrada

Fuente: Tindall, 1999

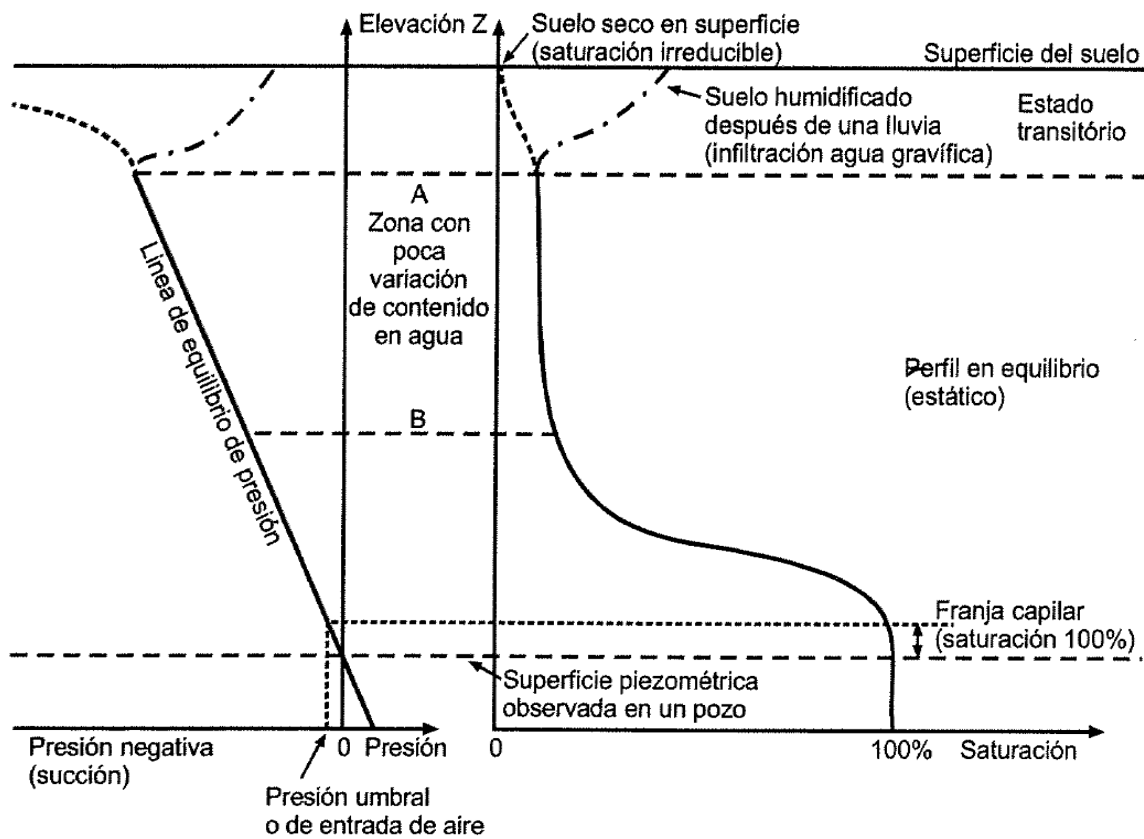


Figura 20: Perfiles de saturación y presión del suelo

Fuente: De Marsily, 1986

Existen varios factores que afectan a la tasa de infiltración y se pueden dividir en cuatro grupos generales, que representan:

- factores del suelo
- factores de las propiedades del líquido
- las precipitaciones y otros factores de llegada del líquido
- otros factores de la superficie del suelo.

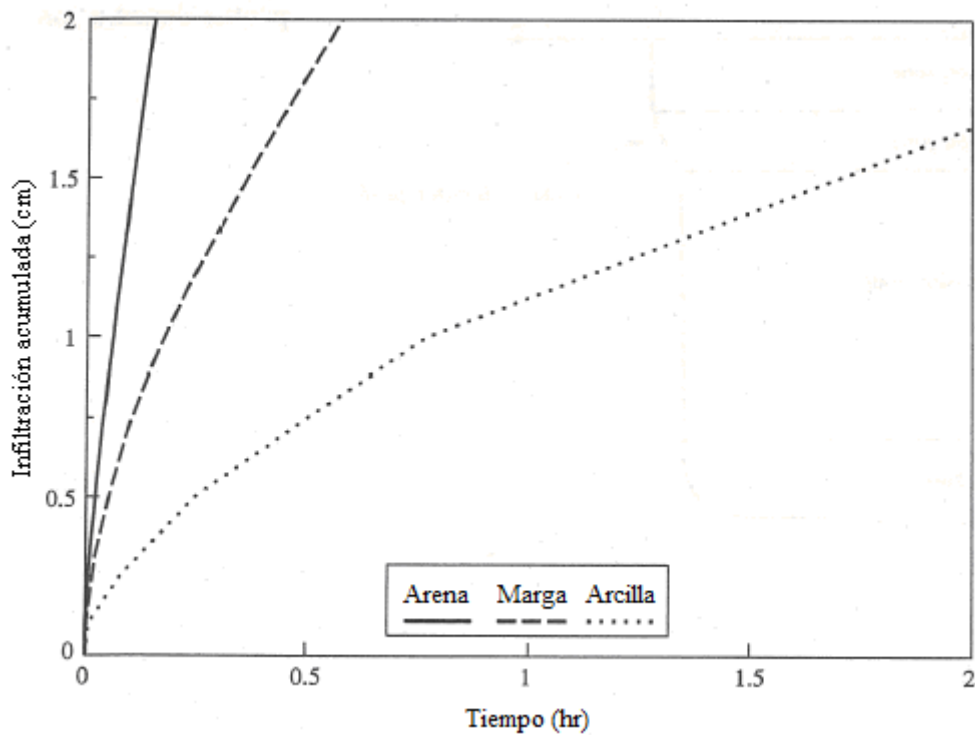


Figura 21: Infiltración acumulada en perfiles uniformes

Fuente: Tindall, 1999

5.5.2 TIPOS DE AGUA

En función del grado de retención en el suelo, el agua puede clasificarse en varias categorías o tipos:

- **Agua higroscópica:** agua que forma una película alrededor de las partículas del suelo y que queda adherida a ellas por fuerza de adsorción. Varía desde 15 a 18% para arenas finas o medias, hasta 0,2 a 0,5 % para arenas gruesas
- **Agua pelicular:** es el agua que envuelve el agua higroscópica y a las partículas, y llena los microporos. El porcentaje en las rocas de este tipo de agua varía desde el 40 a 45% para arcillas y hasta el 3 a 1,5 % para las arenas
- **Agua capilar:** situada en la zona inmediatamente por encima de la superficie piezométrica, transmite la presión hidrostática, llena los poros y está retenida por las fuerzas de capilaridad
- **Agua gravífica o agua libre:** es parte del agua infiltrada que se desplaza libremente por efecto de la gravedad a través de los huecos del terreno.

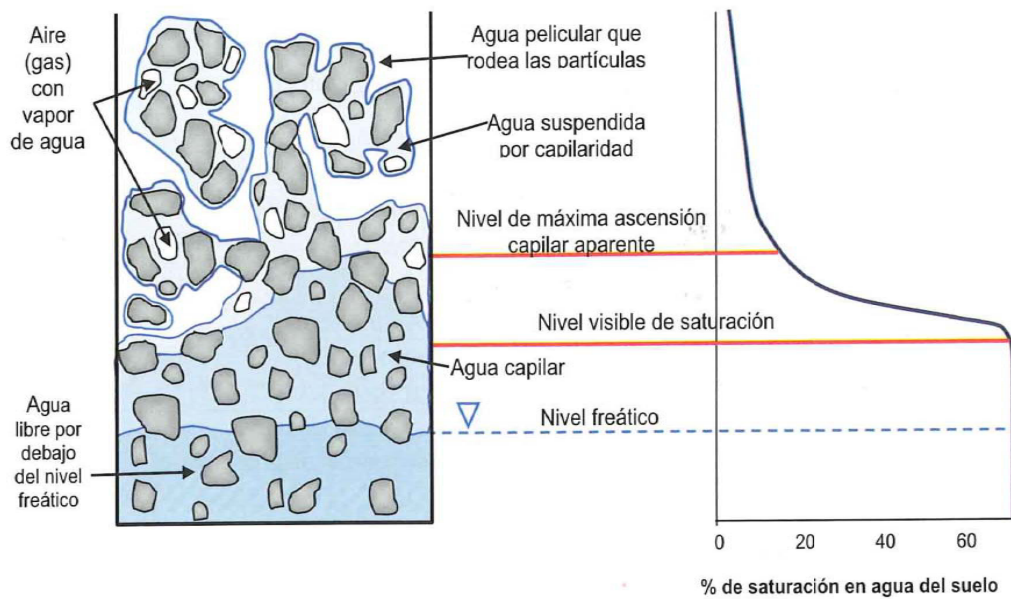


Figura 22: Porción de suelo con los diferentes tipos de agua y con la representación del perfil de humedad

Fuente: modificado de Custodio y Llamas, 1983

5.5.3 FACTORES DEL SUELO

Entre las características del suelo que afectan la infiltración se encuentran las características de la superficie de entrada y las características del suelo de transmisión como lo son: la textura, la estructura, la materia orgánica, la compactación, la conductividad hidráulica, el contenido de agua del suelo, la distribución de tamaño de poro, el contenido de arcilla, y el comportamiento del suelo. La reducción de la tasa de infiltración en los suelos se ha notado tiene su origen en el sellado de la superficie, el cual puede ser causado por el impacto de las gotas de lluvia, la actividad animal, o el tráfico de vehículos. La superficie de sellado se da gracias al movimiento de las partículas finas entre partículas más gruesas, que forman una capa relativamente impermeable. Incluso los suelos que exhiben flujo de macroporos podrían tener los macroporos obstruidos debido al movimiento de las partículas más finas en los mismos.

La capacidad total de la infiltración depende en gran parte a la porosidad, grosor, y la cantidad de agua u otro líquido presente en una capa. La porosidad de un suelo se encuentra determinada por la textura del suelo, la estructura, la materia orgánica, la actividad de la raíz, entre otros. Tanto la porosidad total y la distribución de tamaño de

poro determinan la capacidad de retención de agua del suelo. La infiltración inicial dependerá del volumen, el tamaño, la continuidad y la estabilidad relativa de los poros que proporcionan caminos para que se filtre agua u otro líquido.

De igual manera, el contenido inicial de agua del suelo afecta a la tasa de infiltración de varias maneras:

- Los poros parcialmente llenos reducen la infiltración
- La humectación de un suelo inicialmente seco provoca el aumento de las fuerzas capilares que incrementan la infiltración, sin embargo, con el aumento de la profundidad del frente de humectación, la infiltración se reduce
- La humectación del suelo puede causar la expansión de los materiales del suelo, que disminuye la infiltración.

Existen otros factores de la superficie del suelo como el desnivel de la superficie, la cubierta vegetal y la rugosidad tienen un efecto sobre la tasa de infiltración. La vegetación puede ser un factor muy importante, ya que la cubierta vegetal tiende a retardar el escurrimiento superficial del agua, permitiendo que la infiltración que se produzca.

5.5.4 PROPIEDADES DEL FLUIDO

La tasa de infiltración también se ve afectada por las características físicas del fluido infiltrante como el agua o el NAPL (líquidos con fase no acuosa, por sus siglas en inglés, como la gasolina y solventes). Cuando el agua entra en un suelo, arcillas finas, orgánicos, sales, y otros materiales de contaminan el agua. Estos materiales suspendidos y disueltos en el fluido de infiltración no sólo bloquean los poros, sino que también pueden afectar a la viscosidad, la densidad, y la tensión superficial del agua. Algunos de estos materiales, tales como sales, pueden afectar el potencial de expansión de algunos suelos mediante la formación de complejos con materiales coloidales.

5.5.5 PRECIPITACIÓN Y LLEGADA DE OTROS LÍQUIDOS

Es importante en la infiltración, conocer las características de cómo se deposita el líquido en la superficie. Si la tasa de infiltración máxima supera la velocidad a la que se aplica el líquido, este líquido se infiltra y se produce una relación directa entre la tasa de infiltración y la tasa de aplicación de fluido. Por otro lado, cuando la tasa de aplicación de un es superior a la tasa de infiltración, se obtiene una relación inversa entre la tasa de aplicación y la tasa de infiltración. Un ejemplo de este efecto es el aumento de la intensidad de las lluvias y cómo estas provocan un aumento de las fuerzas de compactación debido a los golpes de las gotas al impactar contra la superficie del suelo. Esto genera una disminución en la tasa de infiltración.

5.5.6 MODELO DE INFILTRACIÓN DE HOLTAN

El modelo de infiltración de Holtan (1961) presenta una ecuación empírica infiltración, basada en el concepto de que la tasa de filtración es proporcional al volumen de los poros sin saturar de un suelo. La ecuación de Holtan fue desarrollada bajo el supuesto de que los poros sin llenar se encuentran conectados. La ecuación original de Holtan (1961) era:

$$i = aI_p^n + i_f \quad (37)$$

Donde:

i : tasa de infiltración

i_f : tasa de infiltración final (constante)

I_p : capacidad del suelo sin saturar para almacenar agua

a y n : constantes

El modelo Holtan puede describir la tasa de infiltración y la recuperación de la capacidad de infiltración durante los períodos de poca o ninguna lluvia.

Holtan et al. (1975) 11.34 ecuación modificada para dar

$$i = GA I_a^{1.4} + i_f \quad (38)$$

Donde:

G : índice de crecimiento de la cubierta vegetal en porcentaje de madurez (varía de 0.1 a 1.0)

A : capacidad de infiltración del almacenamiento disponible (índice representativo de porosidad conectada con la superficie y la densidad de raíces de las plantas que afectan a la infiltración)

I_a : almacenamiento disponible en la capa de suelo de la superficie (horizonte A)

Tabla 6: Estimaciones del parámetro vegetativo A en la ecuación de infiltración de Holtan

Uso de suelo o cubierta	Índice de área basal (in. ^{1.4} /hr)	
	Pobre condición	Buena condición
Barbecho	0.10	0.30
Cultivos en hileras	0.10	0.20
Granos pequeños	0.20	0.30
Heno (legumbres)	0.20	0.40
Heno (césped)	0.40	0.60
Pasto (pajonal)	0.20	0.40
Pasto temporal (césped)	0.20	0.60
Pasto permanente (césped)	0.80	1.00
Bosques y selvas	0.80	1.00

Fuente: Datos de Frere, Onstad y Holtan (1975)

Tabla 7: Tasas de infiltraciones finales por grupo hidrológico para la Ecuación de Infiltración de Holtan según la SCS (U.S. Soil Conservation Service)

Grupo de suelo hidrológico según la SCS*	i_j (cm/hr)
A	0.76
B	0.38-0.76
C	0.13-0.38
D	0.0-0.13

Fuente: Datos de Musgrave (1955) y SGS (1980)

* **Grupo A:** suelos con bajo potencial de escorrentía y altas tasas de infiltración, incluso cuando se humedece completamente. Consisten principalmente en arenas o gravas bien drenadas a medianamente drenadas. Se incluyen arenas, arenas margosas y margas arenosas.

Grupo B: tienen tasas de infiltración moderadas cuando se humedece completamente y se componen principalmente de suelos moderadamente profundos y moderadamente drenados con texturas moderadamente finas a moderadamente gruesas. Se incluyen en este grupo son margas limosas y margas.

Grupo C: tienen bajas tasas de infiltración cuando se humedecen completamente y consisten principalmente en suelos con una capa que impide el movimiento hacia abajo del agua y de suelos con textura fina a moderadamente fina.

Grupo D: tienen un alto potencial de escorrentía. Tienen muy bajas tasas de infiltración cuando se encuentran completamente mojadas y consisten principalmente en suelos arcillosos con un alto potencial de expansión, suelos con alto porcentaje de agua permanente, suelos con una capa de arcilla en o cerca de la superficie y suelos poco profundos sobre un material casi impermeable.

6. METODOLOGÍA DE ESTUDIO

Para establecer las bases geológicas de la zona de estudio se realizaron los siguientes trabajos:

Recopilación bibliográfica:

- Mapas y planos geológicos.
- Cartografía geológica del área de estudio.

Ensayos de campo:

- Realización de 14 S.E.V. dispuestos en la zona
- Recolección de una muestra de agua proveniente del acuífero para medir su resistividad.

A partir de la realización de la campaña de prospección geofísica, se procuró delimitar los distintos niveles geoelectricos de la zona con su correspondiente distribución de resistividades y establecer una asignación litológica del subsuelo.

La prospección se dividió en dos etapas según el objetivo que se pretendía alcanzar:

- Establecer la distribución litológica del subsuelo, la ubicación el nivel freático y la correlación de capas a partir de dos secciones geoelectricas. Esta etapa permitiría conocer claramente la zona.
- Selección un punto donde, de cara a los objetivos de este estudio, se utilizaría para una posterior observación y determinación del grado de saturación de agua de las capas en profundidad y su variación temporal.

7. CAMPAÑA DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

7.1 ZONA DE ESTUDIO

Este estudio se realizó en el Centro de transferencia tecnológica vitivinícola “El Socorro” situada en el término municipal de Chinchón (perteneciente al Instituto Madrileño de Investigación y Desarrollo Rural Agrario de la Comunidad de Madrid).

La Finca "El Socorro" está ubicada en el municipio madrileño de Colmenar de Oreja y es uno de los mejores centros de experimentación vitivinícola de Europa. Esta finca desarrolla una actividad principalmente investigadora dentro del ámbito vitivinícola, además de ofrecer apoyo técnico y docente al sector en su conjunto dentro de la Comunidad de Madrid.

Entre las actividades que realizan se destacan:

- Desarrollo de proyectos de investigación: estrategias fitosanitarias, sistemas de formación y poda, técnicas de manejo del suelo, técnicas de riego, sistemas antihelada, orientaciones y marcos de plantación, técnicas de cultivo y evaluación vitícola y enológica de variedades de vid.
- Experimentación y demostración de las técnicas más avanzadas en el cultivo del viñedo y la elaboración del vino.
- Actividades de formación y divulgación (catas de uvas, catas de vinos, jornadas de puertas abiertas, cursos, etc.).

De cara a este estudio, los S.E.V. se colocaron en varios puntos de manera que al extender el cable del equipo, no se crucen las parcelas de uvas, sino que se dispusieron en los límites entre las parcelas.

Hacia la zona sureste no se pudieron realizar S.E.V. por restricciones de acceso.

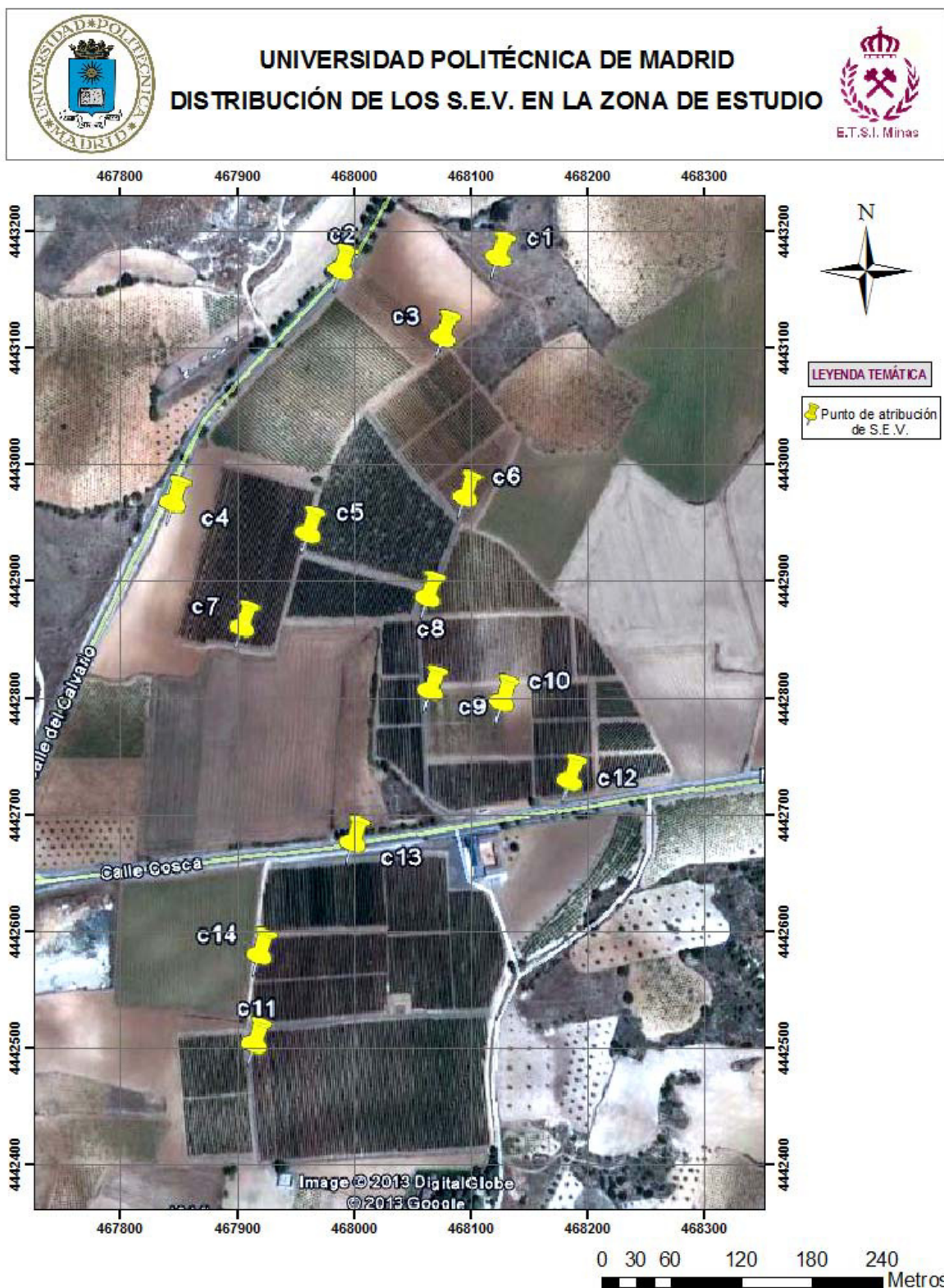


Figura 23: Mapa de la distribución de los S.E.V. en campo

Fuente: Elaboración propia

7.2 TRABAJO REALIZADO

S.E.V.

Para conocer la disposición y la correlación de capas del subsuelo en la zona, se realizaron 14 Sondeos Eléctricos Verticales (S.E.V) con un dispositivo Schlumberger de longitudes AB máxima de 100 metros y 125 metros (S.E.V. 4 y 6) , dispuestos en varios puntos de la finca. Las distancia interelectródica MN fue de 1 metro, como se muestran en los estadillos adjuntos en los anexos.

Una vez analizada la zona, se procedió a escoger un punto donde se realizó 1 S.E.V. adicional para validar su utilización en el estudio de la variación temporal del grado de saturación de agua del subsuelo.

Análisis de conductividad del agua subterránea

Utilizando un bailer se recogió una muestra del agua en profundidad y se registró la siguiente conductividad

Conductividad del agua: 540 $\mu\text{S}/\text{cm}$

7.2.1 INSTRUMENTACIÓN

El equipo utilizado en la prospección eléctrica para la realización de los S.E.V. fueron los siguientes:

- Syscal
 - Tipo: R1 Plus
 - Precisión 1%

Transmisor:

- Poder máximo de salida: 200 W
- Voltaje de salida máximo 600 V
- Corriente de salida máxima: 2500 Ma

Receptor:

- 2 canales de recepción

7.2.2 INVERSIÓN DE LOS SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES

Posterior a la recolección de datos, se realizaron las curvas de campo de cada uno de los S.E.V., corrigiendo los datos anómalos. Estas curvas se sometieron a un proceso semiautomático de interpretación de capas planas utilizando el programa RESIXP de la firma INTERPEX. El operador debe para esto ingresar un modelo geoelectrico previo a partir de las curvas.

A continuación, el programa procede a realizar un modelo teórico que mejor se ajusta a los datos de campo (utilizando una minimización del error por mínimos cuadrados), mediante un proceso iterativo. El Anexo X. contiene la representación de las curvas de resistividad obtenidas de este proceso y sus respectivos modelos geoelectricos teóricos.

Es elemental recalcar que el alcance de la variación lateral de los resultados obtenidos viene dado por el carácter espacial de los dispositivos de la prospección eléctrica. Cada S.E.V. aporta con información abarcando todo el dispositivo de medida, no obstante tiene mucha mayor validez en la vertical de su centro. Por esta razón, y para fines de este estudio, se consideran los valores obtenidos de resistividad únicamente con alcance hasta el punto medio de separación entre S.E.V. contiguos.

A continuación se presentan los resultados obtenidos de cada interpretación:

Tabla 8: Resistividad y Espesores de los Niveles geoelectricos

Resistividad ($\Omega\cdot m$)		NIVELES GEOELÉCTRICOS							
Espesor (m)									
# S.E.V.		1	2	3	4	5	6	7	8
1	Resistividad				15.62	447.53		28.45	
	Espesor				0.16	13.85			
2	Resistividad				31.19	1369.57		9.26	
	Espesor				6.37	13.97			
3	Resistividad				32.52	818.61		9.26	
	Espesor				4.62	5.99			
4	Resistividad					137.95	233.38	17.95	222.99
	Espesor					1.36	24.07	18.16	
5	Resistividad		21.56	55.93	8.44	1938.60		12.35	
	Espesor		3.03	2.09	1.35	9.69			
6	Resistividad		15.30	67.08	5.79	251.16		5.21	
	Espesor		0.30	1.41	4.90	10.45			
7	Resistividad			68.04	35.90	164.40		21.48	123.56
	Espesor			0.30	4.34	5.59		17.14	
8	Resistividad	31.69	13.78	27.54	7.05	204.07		8.08	
	Espesor	0.74	1.79	1.57	5.53	8.17			
9	Resistividad		13.00	50.60	24.8'	208.00		16.70	
	Espesor		0.90	11.70	8.70	10.80			
10	Resistividad		11.78	55.40	11.19	209.71		10.01	
	Espesor		3.11	4.87	3.62	8.61			
11	Resistividad				23.28	287.55		24.21	
	Espesor				19.90	8.06			
12	Resistividad		18.61	57.18	11.00	258.91		14.61	
	Espesor		1.37	3.69	6.32	9.05			
13	Resistividad			25.18	8.59	546.14		14.62	
	Espesor			0.90	15.79	9.54			
14	Resistividad		15.67	65.62	17.35	205.64		11.24	
	Espesor		2.68	5.08	4.67	12.75			

Fuente: Elaboración propia

Utilizando los resultados de los S.E.V y los antecedentes geológicos de la zona se realizó una asignación litológica para cada uno de los niveles geoelectricos obtenidos de la interpretación por ordenador.

En función de las resistividades con la profundidad, se pueden observar los siguientes posibles grupos litológicos que entran en el marco geológico de la zona de estudio:

- **Arcillas y/o margas:** capas de baja resistividad, entre 0 y 25 $\Omega\cdot m$. Podrían darse valores un poco superiores debido a un menor contenido de arcilla. Presenta espesores que varían entre 0.3 m y 3.11 m para el nivel geoelectrico 2; entre 0.16 m y 19.90 m para el nivel geoelectrico 4. También corresponde al nivel geoelectrico 7.
- **Arenas margo-arcillosas:** capas de resistividad intermedia, comprendida entre 25 y 70 $\Omega\cdot m$, presenta espesores que varían entre 0.90 m y 11.70 m. para el nivel geoelectrico 3. También corresponde al nivel geoelectrico 1.
- **Calizas y calizas fracturadas** capas de resistividad alta, desde los 70 $\Omega\cdot m$, siendo los valores más elevados correspondientes a calizas sanas. Los espesores varían entre 5.59 m y 13.97 m que corresponde al nivel 5 y 6.
- **Gravas:** capas de resistividad alta, entre los 120 y 225 $\Omega\cdot m$, siendo los valores más elevados al nivel 8.

En función de las variaciones laterales de resistividades dentro de cada grupo litológico se puede definir la siguiente clasificación:

Tabla 9: Resistividad de las diferentes litologías

ASIGNACIÓN LITOLÓGICA	Resistividad (Ω m)
Arcillas	0-32
Margas	25-70
Gravas	120-225
Calizas fracturadas	160-290
Calizas sanas	290-2000

Fuente: Elaboración propia

7.2.3 DETERMINACIÓN DE LOS RANGOS DE POROSIDADES UTILIZANDO LA SEGUNDA LEY DE ARCHIE

Para la comprobación de los niveles litológicos mencionados anteriormente, se procedió a realizar un estudio comparativo de los grados de saturación y porosidades posibles para cada nivel geoelectrico.

Para este cálculo se utiliza la fórmula de la segunda Ley de Archie, considerando que a semejanza de la Figura 11 (perfil teórico de humedad del terreno), y conociendo por los encargados de la finca que el nivel freático se encuentra entorno a los 13 m. de profundidad, los niveles se encuentran con una saturación entre el 60 y 100%.

A continuación se presentan tablas que relacionan las porosidades y saturaciones obtenidas respecto a cada nivel de resistividades.

Tabla 10: Porosidades vs. Saturación para el nivel de arenas margo-arcillosas

Arenas margo-arcillosas (32-70)		
Resistividad (Ω ·m)	Porosidad	Saturación
32	0.49	1
	0.55	0.92
	0.6	0.86
	0.65	0.81
51	0.36	1
	0.4	0.93
	0.5	0.78
70	0.29	1
	0.4	0.79
	0.5	0.67

Fuente: Elaboración propia

Tabla 11: Porosidades vs. Saturación para el nivel de calizas fracturadas

Calizas fracturadas(70-260)		
Resistividad ($\Omega\cdot m$)	Porosidad	Saturación
70	0.29	1
	0.4	0.79
	0.5	0.67
180	0.16	1
	0.2	0.83
	0.25	0.71
	0.3	0.61
290	0.11	1
	0.15	0.81
	0.2	0.65

Fuente: Elaboración propia

Tabla 12: Porosidades vs. Saturación para el nivel de calizas sanas

Calizas sanas(290-)		
Resistividad ($\Omega\cdot m$)	Porosidad	Saturación
290	0.11	1
	0.15	0.81
	0.2	0.65
400	0.09	1
	0.15	0.86
	0.2	0.69
500	0.08	1
	0.15	0.62
	0.2	0.5
1000	0.05	1
	0.1	0.59
	0.15	0.44
	0.2	0.35
2000	0.03	1
	0.1	0.42
	0.15	0.31
	0.2	0.25

Fuente: Elaboración propia

Tabla 13: Porosidades vs. Saturación para el nivel de Conglomerados

Conglomerados (120-225)		
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	Porosidad	Saturación
120	0.21	1
	0.3	0.75
	0.4	0.6
173	0.16	1
	0.2	0.85
	0.3	0.63
225	0.14	1
	0.2	0.74
	0.3	0.55

Fuente: Elaboración propia

Cabe recalcar que para los niveles con resistividad muy baja correspondientes a los niveles de margas o arcillas, no se realizó el análisis comparativo de saturación vs. porosidad, debido a que la segunda Ley de Archie presenta problemas con las arcillas. La alta conductividad en este caso no es sólo consecuencia del agua con carga iónica sino también debido a los iones característicos de las mismas, que hacen de ellas muy conductoras.

Tomando en cuenta los valores de las tablas anteriores se obtienen los siguientes rangos de porosidades para cada nivel:

Tabla 14: Asignación litológica con sus respectivas porosidades

Asignación Litológica	Porosidad
Margas y/o arcillas	50%
Arenas margo-arcillosas	30-50%
Calizas fracturadas	11-30%
Calizas sanas	3-20%
Grava	14-40%

Fuente: Elaboración propia

Los S.E.V. realizados se agruparon de tal manera que se pudieron obtener secciones geoelectricas: una en dirección preferentemente norte-sur y otra en dirección oeste-este, procurando cubrir una amplia extensión de la finca.

Primeramente, en la Figura 26 se representa la sección geoelectrica norte-sur. En esta se resalta:

- **Primer nivel:** corresponde a una capa muy fina de 0.74 m de espesor de arenas margo-arcillosas
- **Segundo nivel:** le sigue un nivel de arcillas o margas de espesor hasta de 3.11 m.
- **Tercer nivel:** de arenas margo-arcillosas relavamente horizontal pero que alcanza su máximo espesor entorno al S.E.V. #9 con 11.70 m.
- **Cuarto nivel:** nuevamente se presenta una intercalación de arcillas o margas cuyo espesor varía entre 4.62 m y 15.79 m. en el punto # 13.
- **Quinto nivel:** de calizas sanas y fracturadas, estando las sanas predominantemente hacia el norte, donde se encuentran más superficiales, y fracturándose hacia el sur, a excepción del punto #13 donde aún se presentan calizas sanas. Este nivel varía entre 5.53 m y 13.97 m. La profundidad máxima se alcanza en entorno al S.E.V.#9 con su tope a 32.10 m.
- **Sexto nivel:** arcillas o margas que se extienden en profundidad.

La Figura 27 muestra la sección geoelectrica que pasa por los sondeos en dirección preferente noroeste-sureste y se presentan los siguientes niveles:

- **Primer nivel:** corresponde a una capa muy fina de 0.74 m de espesor de arenas margo-arcillosas
- **Segundo nivel:** a continuación se presenta un nivel de arcillas o margas de espesor hasta de 3.11 m.
- **Tercer nivel:** le sigue un nivel de arenas margo-arcillosas relavamente horizontal pero que alcanza una vez más su máximo espesor entorno al S.E.V. #9 con 11.70 m.
- **Cuarto nivel:** nuevamente se presenta una intercalación de arcillas o margas cuyo espesor varía entre 1.35 m y 8.70 m. en el punto # 9. Es justo en este punto donde también alcanza su máxima profundidad a 21.30 m.
- **Quinto nivel:** de calizas sanas y fracturadas, estando las sanas cerca del sondeo #5. Este nivel se encuentra más superficial hacia el este y se vuelve más profundo hacia el oeste. La profundidad máxima se alcanza en entorno al S.E.V.#9 con su tope a 32.10 m.
- **Sexto nivel:** arcillas o margas que se extienden en profundidad a partir del sondeo #5 hacia el oeste.

-
- **Sexto nivel:** conglomerados que se extienden en profundidad alrededor de los sondeos 4 y 7 al este.

7.3 RESULTADOS (SECCIONES GEOELÉCTRICAS)

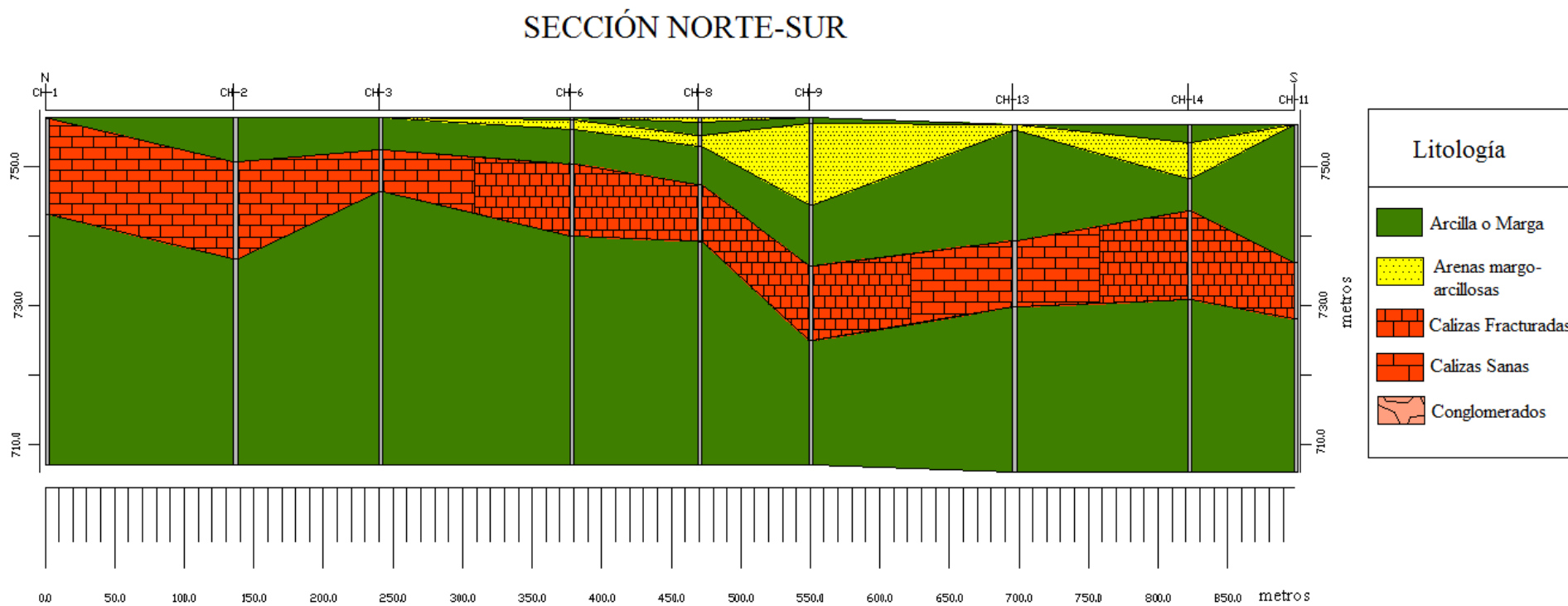


Figura 25: Sección Norte-Sur

Fuente: Elaboración propia

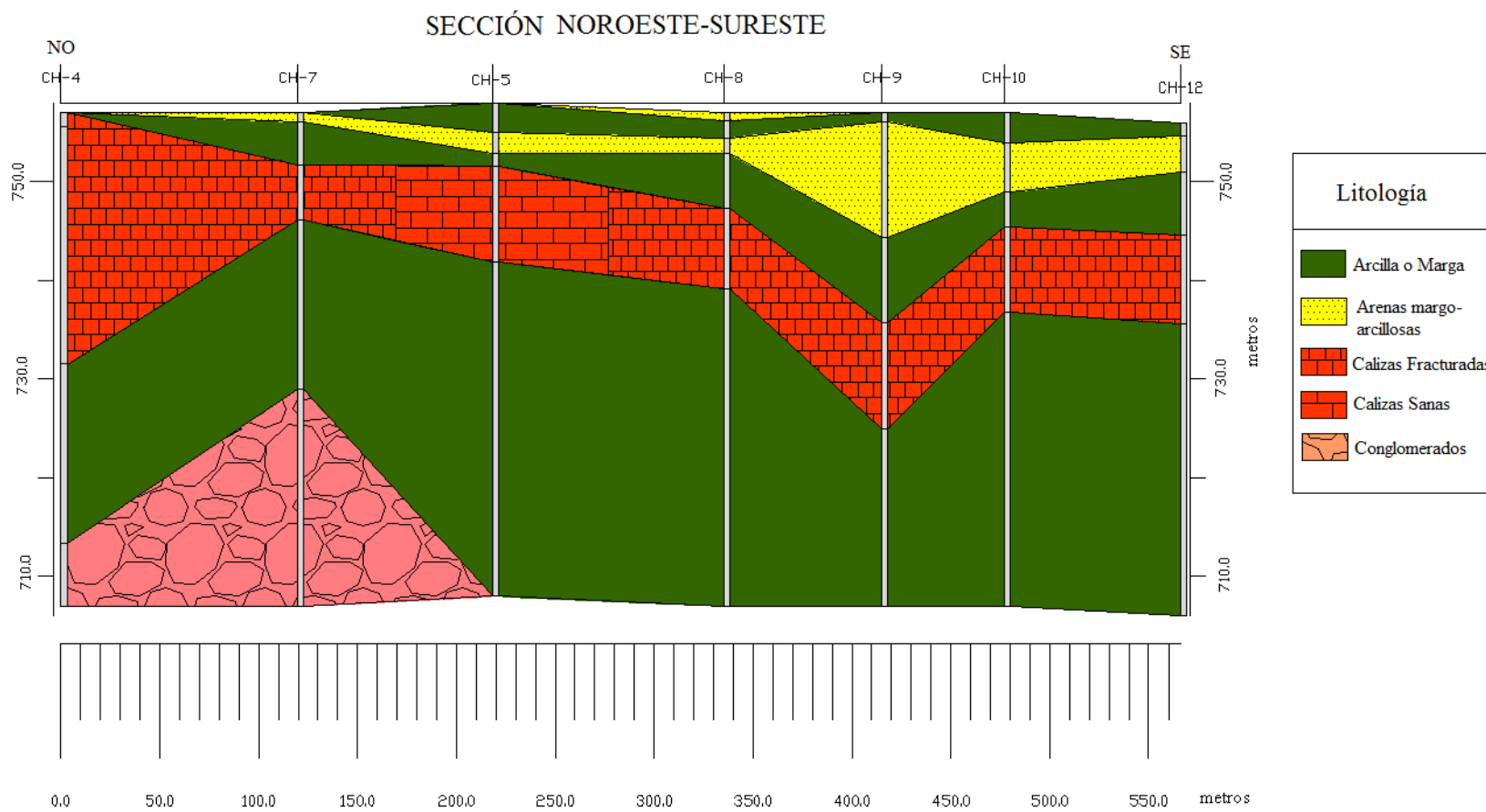


Figura 26: Sección Noroeste-Sureste

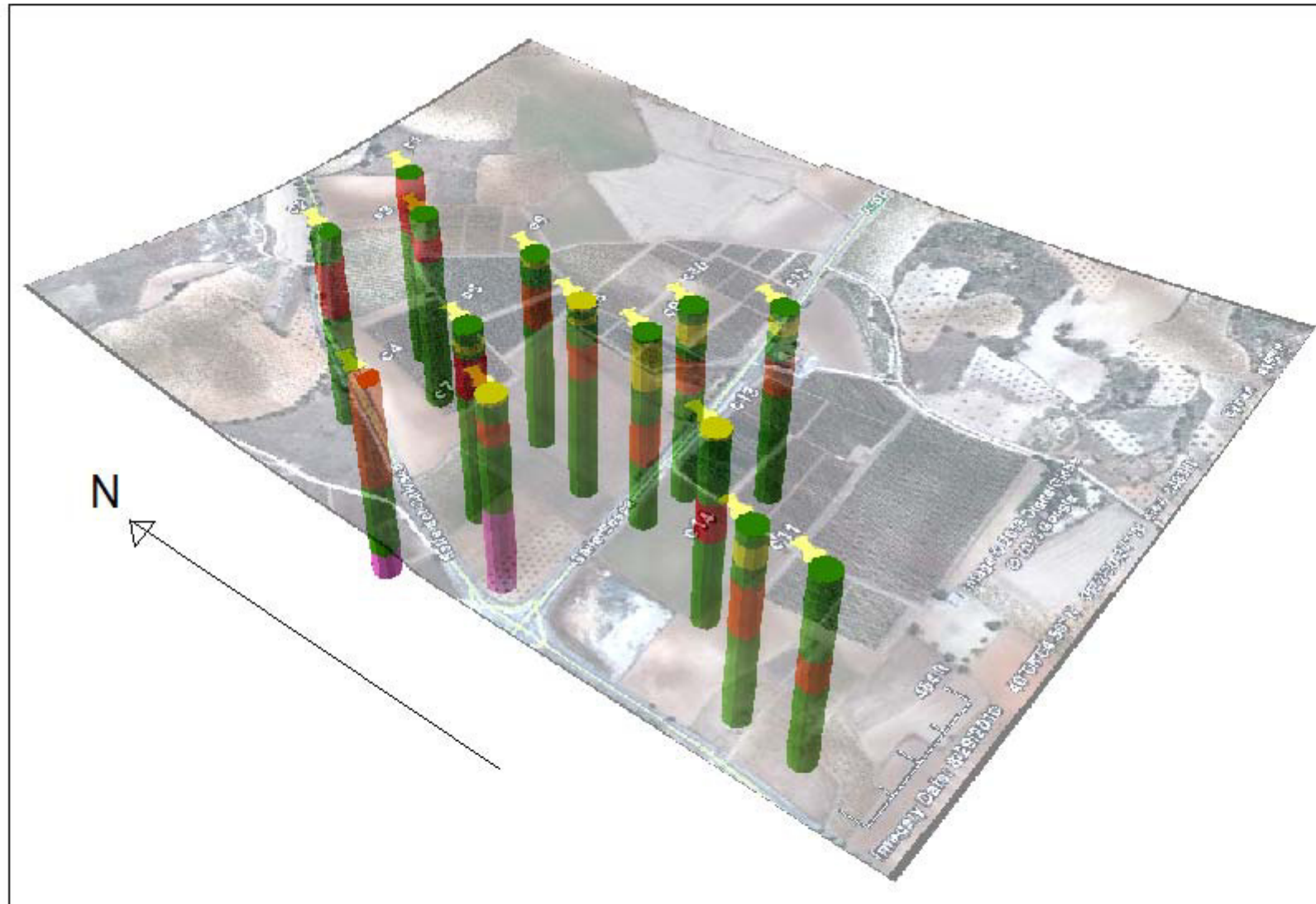
Fuente: Elaboración propia



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID

DISTRIBUCIÓN DE LOS S.E.V. EN LA ZONA DE ESTUDIO

VISTA EN 3D



LEYENDA TEMÁTICA

ASIGNACIÓN LITOLÓGICA

- Calizas Sanas
- Calizas Fracturadas
- Arenas margo-arcillosas
- Arcilla o Marga
- Conglomerados

8. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

8.1 SELECCIÓN DEL ENCLAVE DE CONTROL

Para la selección del enclave de control se tomará en cuenta un punto donde se tenga un mayor espesor de la zona vadosa. Un mayor espesor de la zona no saturada permitirá un estudio más detallado de su nivel de saturación.

Se conoce adicionalmente, que el acuífero de nuestra zona de estudio coincide con el nivel de calizas mostrado en los perfiles. Si se observan los niveles calizos en los perfiles, se puede notar que los niveles más bajos se dan en los S.E.V. # 9, 11, 13 y 14 en el perfil NO-SE, y el S.E.V. # 9 en el perfil N-S.

Entre los sondeos mencionados, todos presentan calizas fracturadas a excepción del S.E.V. # 13, cuyas calizas presentan una resistividad mucha más alta. Este sondeo se descarta puesto que para mayor almacenamiento de agua se necesitará mayor fracturación del nivel calizo.

Dado que la segunda Ley de Archie pierde validez con un alto contenido de arcillas, se descartan también los sondeos con recubrimientos de arcillas y/o margas de espesores elevados. Analizando los recubrimientos del nivel calizo podemos observar que de los sondeos seleccionados el S.E.V. # 9 presenta un nivel de arenas margo-arcillosas de espesor mucho mayor.

Finalmente, en vista de lo anterior y para efectos de un estudio posterior de la variación de grado de saturación de agua en la zona vadosa, se seleccionó el S.E.V.#9. Este punto será monitoreado con respecto al tiempo en estudios posteriores para el conocimiento de la variación de humedad.

9. CONCLUSIONES

Mediante este estudio se logró cumplir con el objetivo propuesto al inicio. Como etapa inicial para la caracterización del grado de saturación de agua en la zona vadosa de la finca, se escogió con eficacia un punto de monitoreo.

Según el análisis realizado, efectivamente el mejor punto para un análisis futuro de la zona vadosa es aquel que además de ubicarse en zona de caliza fracturada, presenta una cobertura de mayor espesor de arenas margo arcillosas. Esta capa podrá ser analizada de mejor manera con la segunda ley de Archie, a diferencia de las arcillas. Así se comprueba que el S.E.V. #9 es el punto más indicado para realizar el monitoreo.

Este trabajo realizado para la Comunidad de Madrid, se convierte en clave para un estudio futuro de la migración del agua, contaminantes y fertilizantes desde y hacia los acuíferos. Esto servirá para el conocimiento y réplicas en otras zonas de estudio.

10. BIBLIOGRAFÍA

10.1 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARCHIE, G.E. (1942): Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics, Trans., AIME 146, 54-61.

ARNALDOS, J.; TORRES, A.L.; CAPDEVILA, I (1998) Medi Ambient i tecnologia (Guía Ambiental de la UPC-1998)

BEAR, J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. New York: Elsevier.
1979. Hydraulics of groundwater. New York: McGraw-Hill.

CUSTODIO, E. y LLAMAS, M.R. (1983) Hidrología Subterránea. Editorial Omega. Volumen I y II, Barcelona

DAKNOV, V. N. y KELLER, G. V., (1962). Geophysical well logging. Quarterly of the Colorado school of mines. Volume 52, number 2, Golden Colorado Press.

DAY, P.R. (1965) Particle fractionation and particle-size analysis. en Methods of Soil Analysis, Part I.

DE MARSILY, G. (1986). Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers, Academic Press.

DÍAZ CURIEL, J.M. (1999-2000) Teoría y Práctica de la Prospección Geofísica, U.P.M. E.T.S.I. Minas

FRASER, D.C. y WARD, S.H., (1967). Conduction of electricity in rocks. Soc. Explor. Geophys. Mining Geophys., 2: 197-223

FRERE, M. H.; ONSTAD C. A. y HOLTAN, H.N.(1975). ACTMO, An agricultural chemical transport model. Washington, DC: U.S. Department of Agriculture, Agriculture Research Service, ARS-H-3.

FUNDACIÓN CENTRO INTERNACIONAL DE HIDROLOGÍA SUBTERRANEA
BARCELONA (2009) Hidrogeología. Conceptos Básicos de Hidrología Subterránea .
Barcelona

GEÓLOGOS DEL MUNDO (2001) Introducción a la Hidrogeología

GILL, W.R. (1979). Tillage. In The Encyclopedia of Soil Science Part 1. Springer. pp. 566-71.

GUYOD H (1944): Fundamental Data for the Interpretation of Electric Logs, The Oil Weekly 115, no. 38, 21-27.

HARTER, T. et al. (2005) Role of vadose-zone flow processes in regional-scale hydrology: review, opportunities and challenges. Kluwer Academic Publishers

HOLTAN, H.N. (1961) A concept for infiltration estimates in watershed engineering. U.S. Department of Agriculture Bulletin 4:-51. Washington, D.C.: U.S. Department of Agriculture

HOLTAN, H.N.; STILTNER, G.J.; HENSON, W.H. y LOPEZ, N.C. (1975) USDAHL-74 revised model of watershed hydrology. Agricultural Research Service Technical Bulletin 1528. Washington, D.C.; U.S. Department of Agriculture

MARTÍN BOURGÓN, PEDRO; CAMPOS JULIÁ, CARLOS; DE SAN JOSÉ LANCHÁ, MIGUEL ÁNGEL. (1975): Memoria del Mapa Geológico de España, Hoja Chinchón (Nº 606), Escala 1:50000. Madrid.

MAXWELL, JAMES CLERK (1891). A Treatise on Electricity and Magnetism. Reimpresión por Dover Publications en 1954

MORELL, IGNACIO; FAGUNDO, JUAN R. (1996) Contribuciones a la investigación y gestión del agua subterránea. Ed. Univ. Jaime I. Castelló

MUSGRAVE, G.W. (1955). How much of the rain enters the soil?, In Water yearbook of Agriculture, 151—59. Washington, DC: U.S. Department of Agriculture.

ORELLANA, E. (1982) Prospección Geoeléctrica en corriente continua. Paraninfo, S.A., Madrid.

PIRSON, S.J., (1958) Elements of Oil Reservoir Engineering. Mc-Graw-Hill, New York, NY, 2nd ed., 608 pp.

RESIX PLUS, (1988): User's Manual. (Interprex Limited Golden), Colorado

SÁNCHEZ SAN ROMÁN, F.J. (2011) El Ciclo Hidrológico. Universidad de Salamanca, Dpto. Geología

SÁNCHEZ SAN ROMÁN F.J. (2012), Conceptos Fundamentales de Hidrogeología. Universidad de Salamanca.

SÁNCHEZ SAN ROMÁN, F.J. (2011): Ley de Darcy. Conductividad Hidráulica. Universidad de Salamanca. Dpto. Geología

ŠIMŮNEK, JIRKA; BRADFORD, S.A. (2008): Vadose Zone Modeling: Introduction and Importance. Vadose Zone Journal. Vol 7, No.2, 581-586

TINDALL, J.A. et al. (1999) Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers. United States Geological Survey

TODD, D.K. (1964). Groundwater. In: Handbook of Applied Hydrology, (Ven te Chow, Editor), McGraw-Hill, pp.13-1 a 13-54.

U.S. E.P.A., (1986) Permit Guidance Manual on Unsaturated Zone Monitoring for Hazardous Waste Land Treatment Units

WINSAUER, W.O.; SHEARING, H.M., JR., MASSON, P.H., y WILLIAMS, M. (1952). "Resistivity of brine saturated sands in relation to pore geometry". *AAPG Bulletin* 36 (2): 253–277.

10.2 PÁGINAS WEB CONSULTADAS

http://madrid.org/Satellite?c=CM_InfPractica_FA&cid=1142638077673&language=es&pagename=ComunidadMadrid%FEstructura&sm=1142635749876

<http://www.miliarium.com/proyectos/nitratos/diccionario/diccionario.asp>

DOCUMENTO 2: ESTUDIO ECONÓMICO

1. PRECIOS Y COSTES

En este estudio económico se detallan los gastos por concepto de transporte de los equipos y personal; gastos propios de la campaña de prospección eléctrica; de la recolección de muestras de agua subterránea; costes de la interpretación de los resultados y la elaboración del informe final.

Cabe recalcar que se realizó un reconocimiento previo de un día, antes de la prospección, luego se necesitaron dos días para la obtención de 14 sondeos eléctricos verticales y una muestra de agua, tres días para la interpretación de los resultados y uno para la elaboración del informe final.

1.1 PRECIOS LABORALES Y DIETAS DE CAMPO

Los precios laborales consisten en el sueldo que recibe cada miembro del personal para la ejecución del proyecto. Adicional a los precios laborales, se contemplan dietas de campo para los días de trabajo.

A continuación se detallan los costes totales individuales para un ingeniero superior y un operario.

Tabla P 1: Gastos de personal y dietas de campo

Personal	Coste EUR/día	Dietas de campo EUR/día
Técnico Superior	300,00	60,00
Operario	72,00	60,00

Fuente: Elaboración propia

1.2 GASTOS DEL EQUIPO DE PROSPECCIÓN ELÉCTRICA

Los gastos de prospección eléctrica se derivan del préstamo del Syscal R1 Plus, la batería externa, los electrodos, los carretes de cable y cuerda; la preparación de todo el equipo y su uso diario.

Tabla P 2: Coste por uso del equipo de prospección

Instrumento	Preparación (EUR /día)	Coste equipo (EUR /día)
Iris Syscal R1 PLUS System	150	200

Fuente: Elaboración propia

2. ELABORACIÓN DEL PRESUPUESTO

A continuación se describen los gastos necesarios para la realización de la campaña de prospección y los trabajos realizados para el análisis de resultados.

2.1 COSTES DE LA CAMPAÑA

Se tomó en consideración los gastos por transporte, personal y ensayos de campo.

2.1.1 COSTES DE DESPLAZAMIENTO

En este apartado se toman en cuenta los gastos de gasóleo producto de los desplazamientos entre la Escuela de Minas en Madrid y Chinchón por los 4 días, tomando en cuenta el desplazamiento en las parcelas de la finca y los alrededores de la zona de estudio.

Tabla P 3: Costes de transporte

Concepto	Precio (EUR /km)	Km totales realizados	Precio total (EUR)
Km de vehículo	0.25	300.00	75.00

Fuente: Elaboración propia

Tabla P 4: Costes indirectos de desplazamiento

Concepto	Precio (EUR /km)	Km totales realizados	Precio total (EUR)
Traslado de material y personal	0.75	300.00	225.00

Fuente: Elaboración propia

2.1.2 COSTES DE PERSONAL

Tomando en cuenta lo descrito como costes de personal y dietas de campo, a continuación se presentan las tarifas totales.

Cabe recalcar que además del técnico superior, se necesitaron dos operarios adicionales para la realización de los S.E.V. (preparación del equipo, extensión de los cables y cuerdas, desplazamiento y clavado de los electrodos).

A continuación se detallan los precios totales de los salarios tomando en cuenta la duración de la prospección y la media jornada de reconocimiento de la zona de estudio.

Tabla P 5: Costes de personal

Personal	Coste EUR /día	Dietas de campo EUR /día	Jornadas de trabajo	Coste total (EUR)
Técnico Superior	300.00	60.00	2.50	900.00
2 Operarios	72.00	60.00	2.00	264.00
Total (€)				1164.00

Fuente: Elaboración propia

2.1.3 COSTES DE LOS ENSAYOS EN EL CAMPO

Este apartado detalla los costes de equipo para la recolección de una muestra de agua subterránea y la determinación de su conductividad.

Tabla P 6: Costes de los ensayos en el campo

Medición	Concepto	Cantidad	Precio unitario (EUR)
Ud.	Medición de la conductividad del agua	1	6.00
Ud.	Extracción de muestra de agua en un sondeo hasta 15 m	1	24.00

Fuente: Elaboración propia

2.2 COSTES DE TRABAJOS EN GABINETE

2.2.1 COSTES DE PERSONAL

En la tabla mostrada a continuación se presentan los costes totales para los tres días empleados en la interpretación de los resultados de la prospección geofísica y la elaboración de dos perfiles geoelectricos. Para la elaboración del posterior informe, se ha empleado una jornada.

Tabla P 7: Costes del personal para interpretación y elaboración del informe

Empleado	Coste facturación (EUR /día)	Días	Coste total (EUR)
Técnico Superior	300.00	2	600.00

Fuente: Elaboración propia

3. RESUMEN DEL PRESUPUESTO

El presupuesto total consiste en la suma de todos los gastos antes mencionados. Adicionalmente se consideró un un sobrecoste del 15 % del total en concepto de gastos generales y un 25 % del total para beneficios industriales.

Con todo ello, el coste total necesario para la selección de un punto de estudio para la caracterización del grado de saturación en agua de la zona vadosa en la finca experimental “El Socorro” fue de tres mil novecientos once euros con sesenta céntimos.

Estos datos se exponen en la tabla mostrada a continuación.

Tabla P 8: Resumen del presupuesto

Concepto		Cantidad (EUR)
Costes de la campaña de campo	Transporte	300.00
	Personal	1164.00
	Equipos	700.00
	Ensayos de laboratorio	30.00
Costes de personal en trabajos en gabinete	Interpretación y redacción del informe	600.00
Subtotal		2794.00
15 % gastos generales		419.10
25% beneficios industriales		698.50
Total (EUR)		3911.60

Fuente: Elaboración propia

ANEXOS

ANEXO A

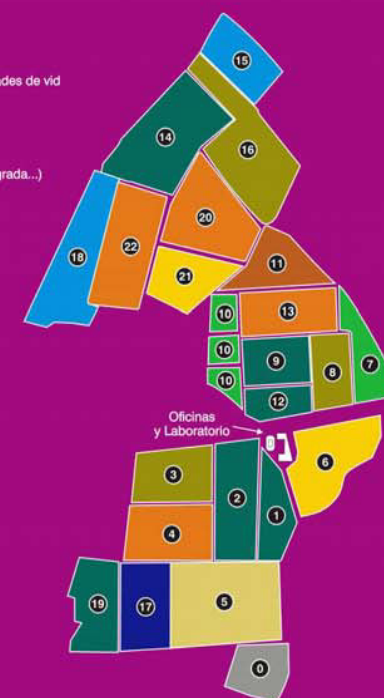
A1. ESQUEMA DEL CENTRO EXPERIMENTAL VITIVINÍCOLA EL SOCORRO

Centro Experimental Vitivinícola El Socorro

PARCELAS:

- ① Colección de variedades.
- ② Proyecto de caracterización de variedades II.
- ③ Sistemas de conducción y poda.
- ④ Ensayo de respuesta fitosanitaria y calidad de vino con diferentes manejos de suelo.
- ⑤ Ensayo de estrategias fitosanitarias.
- ⑥ Vaso ecológico en curvas de nivel.
- ⑦ Orientación de las líneas de plantación.
- ⑧ Ensayo comparativo entre Cordón y Guyot.
- ⑨ Selección clonal de moscatel de grano menudo.
- ⑩ Ensayo de densidad de plantación.
- ⑪ Ensayo de transformación en vaso mecanizado.
- ⑫ Ensayo de caracterización de variedades II.
- ⑬ Gestión del suelo en plantaciones jóvenes.
- ⑭ Demostraciones de viñedo construido en vaso.
- ⑮ Evolución de sistemas de conducción y poda.
- ⑯ Demostraciones y ensayos de riego y sistemas antihelada en viñedo.
- ⑰ Ensayo de clones de Tempranillo.
- ⑱ Ensayo de sistemas de gestión del suelo.
- ⑲ Modelo de producción integrada en viticultura.
- ⑳ Viticultura de precisión.

- Zona de servicios
- Ensayos de sanidad vegetal
- Demostraciones y ensayos en vaso
- Evaluación vitícola y enológica de variedades de vid
- Sistemas de formación y poda
- Orientaciones y marcos de plantación
- Técnicas de manejo de suelo
- Técnicas de cultivo (ecológico prod. integrada...)
- Técnicas de riego y sistemas antihelada
- Sin proyecto

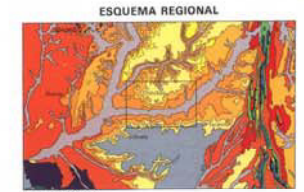
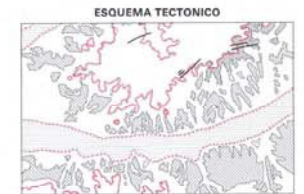
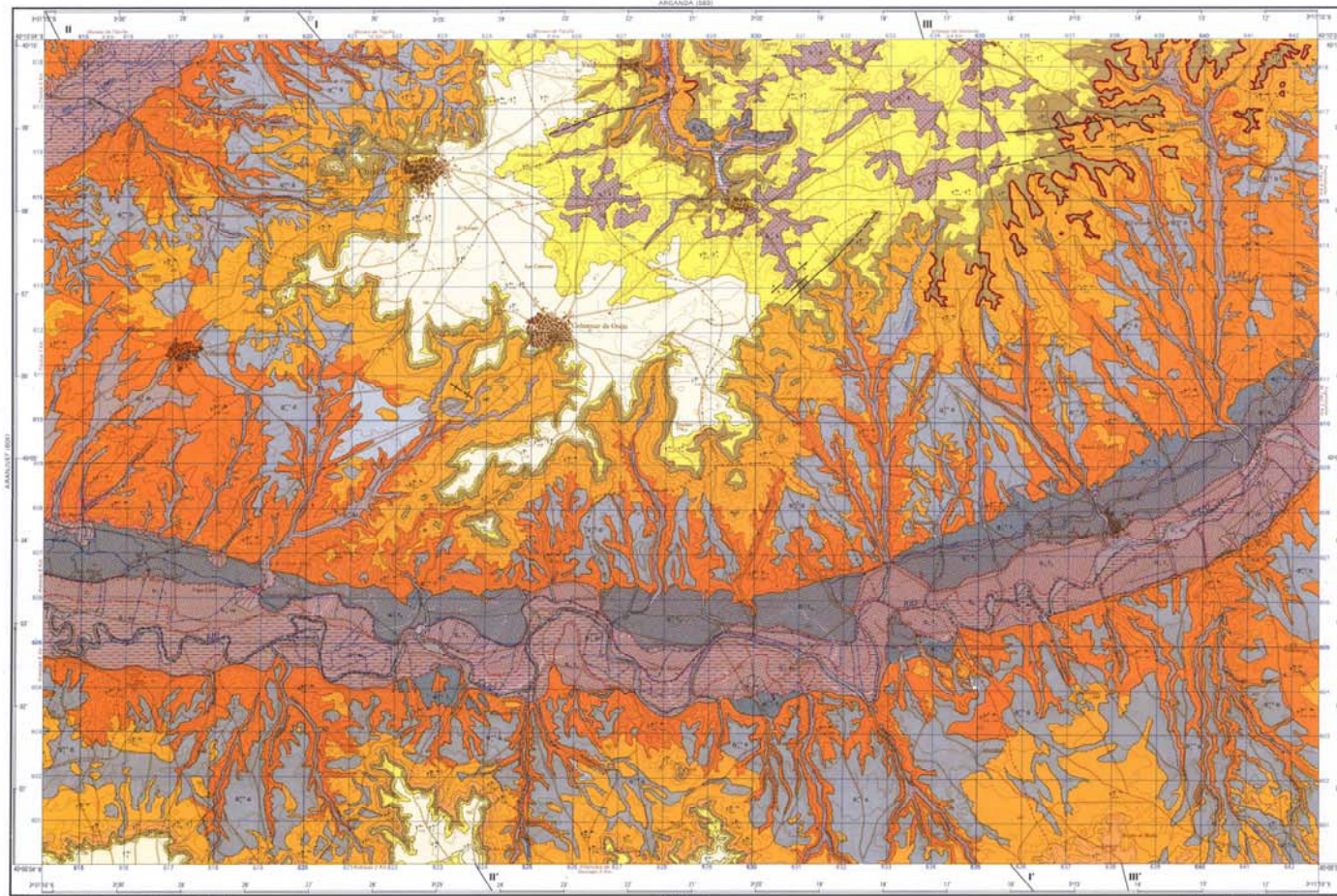


A2. MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA E: 1:50000, HOJA CHINCHÓN



LEYENDA

CUATERNARIO		NEÓGENO		TERCIARIO		MESOZOICO		PALEOZOICO	
Q	Q1	N	N1	T	T1	M	M1	P	P1
Q1	Q1a	N1	N1a	T1	T1a	M1	M1a	P1	P1a
Q1a	Q1a1	N1a	N1a1	T1a	T1a1	M1a	M1a1	P1a	P1a1
Q1a1	Q1a1a	N1a1	N1a1a	T1a1	T1a1a	M1a1	M1a1a	P1a1	P1a1a
Q1a1a	Q1a1a1	N1a1a	N1a1a1	T1a1a	T1a1a1	M1a1a	M1a1a1	P1a1a	P1a1a1



SIGNOS CONVENCIONALES

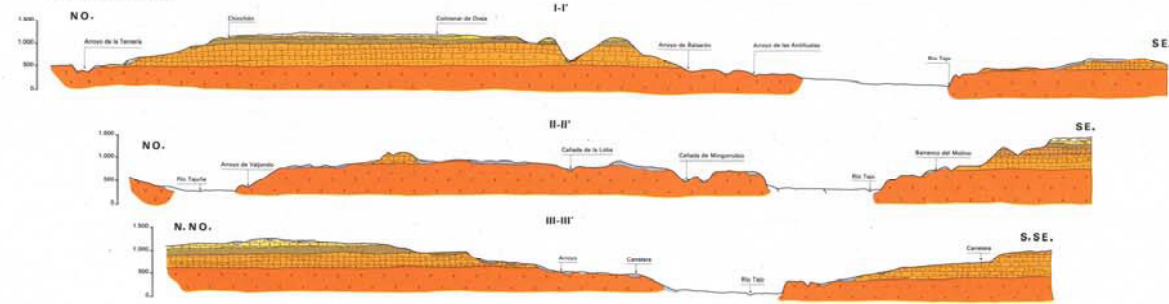
	Contorno hidrográfico
	Contorno administrativo
	Faja
	Faja romana
	Camino
	Arroyo
	Arroyo (intermitente)
	Arroyo (seco)
	Arroyo (con agua)
	Arroyo (sin agua)
	Arroyo (con agua)
	Arroyo (sin agua)

EDITA: SERVICIO DE PUBLICACIONES-MINISTERIO DE INDUSTRIA
C.S.G. 1812
Bases topográficas, dibujo y reproducción: Instituto Geográfico y Cartográfico - Decreto legal 18-30-288-1977

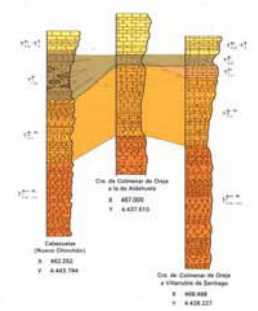
ESCALA (1:50.000)
Las altitudes se refieren al nivel medio del Mediterráneo en Alicante
Caudal: Litología - Estratigráfica de las series de nivel 20 metros
Proyección U.T.M. - Equidistante Internacional

NORMAL DIRECCION Y SUPERVISION DEL IGME
E.P.T.S.A. 181 A. de Set. 1948

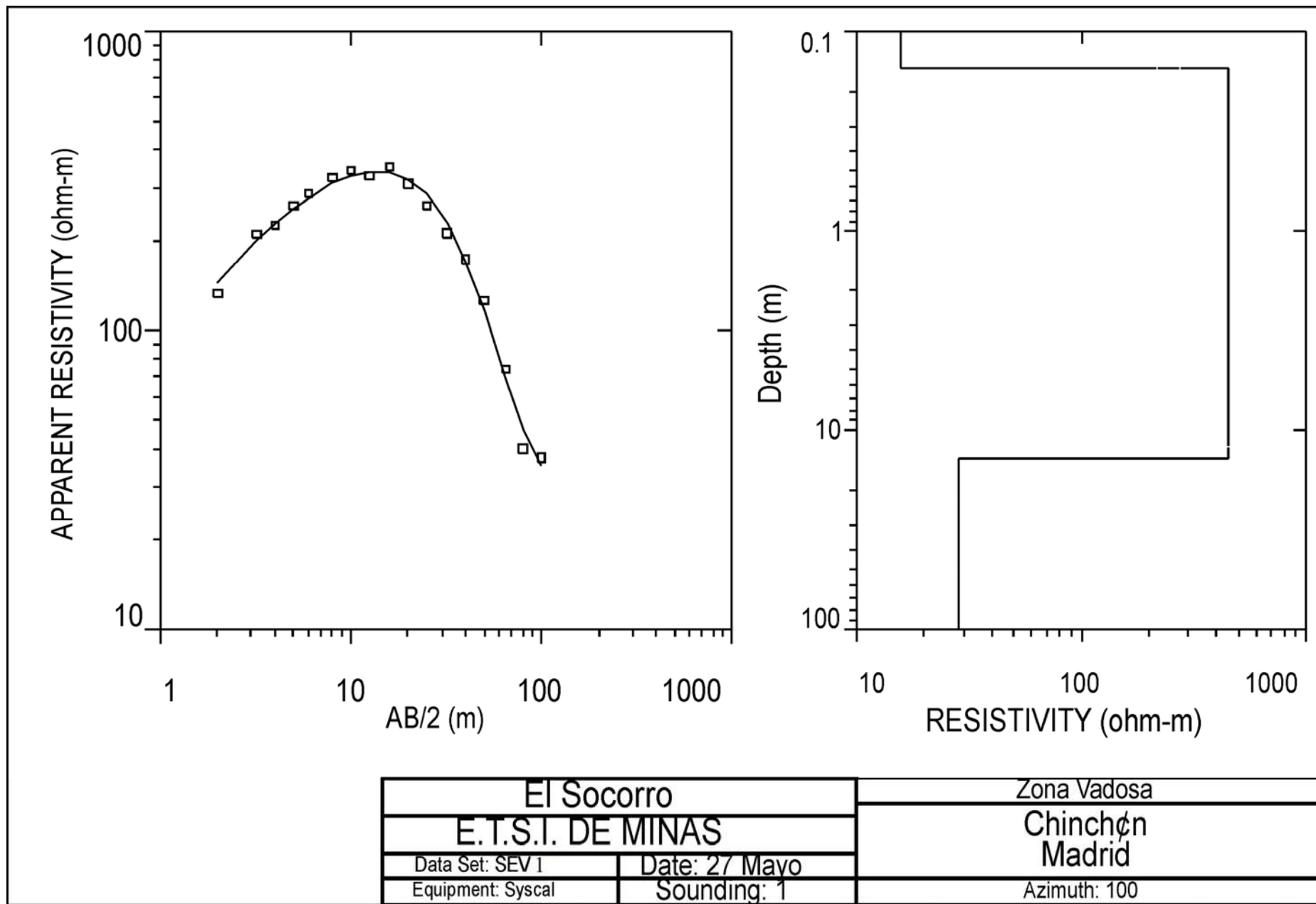
CORTES GEOLOGICOS

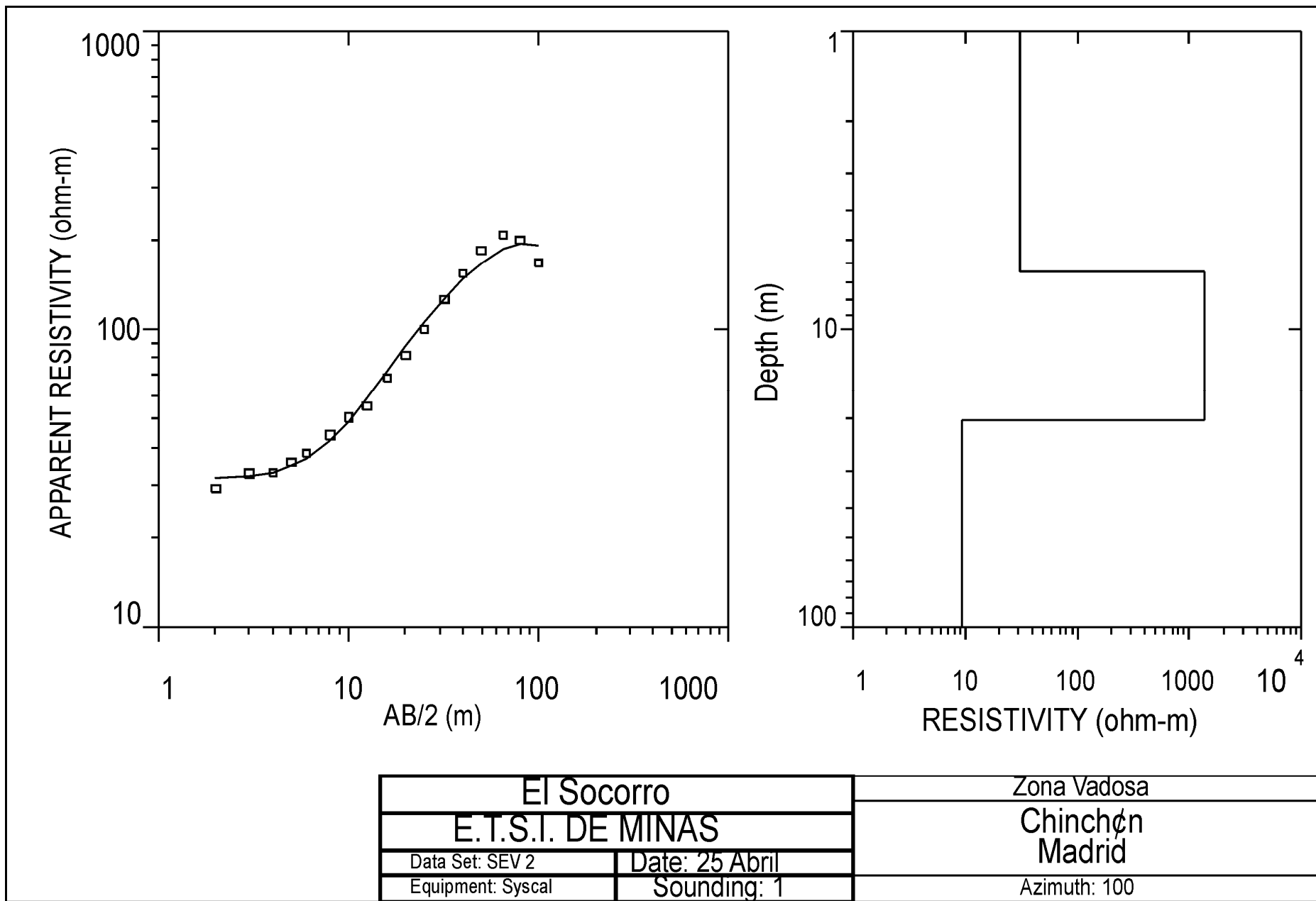


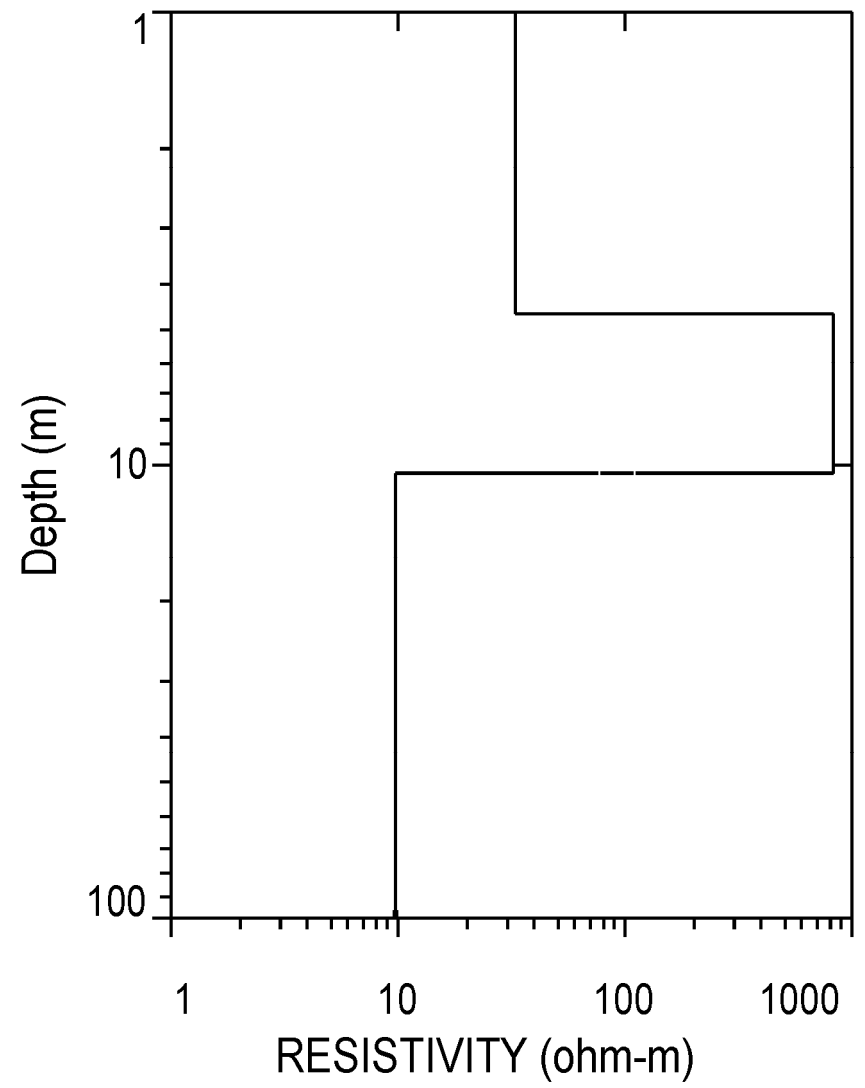
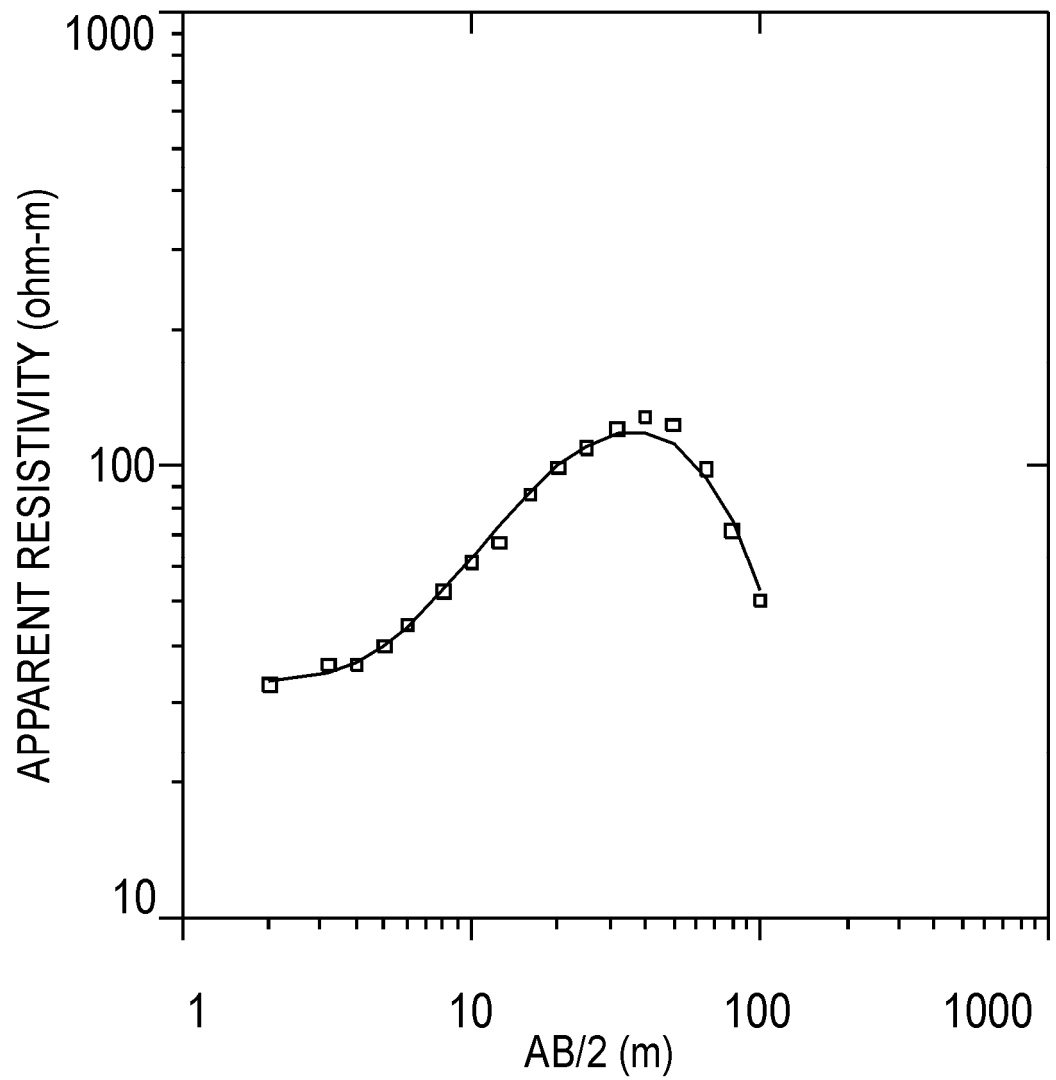
COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS EN LAS PRINCIPALES UNIDADES O ZONAS



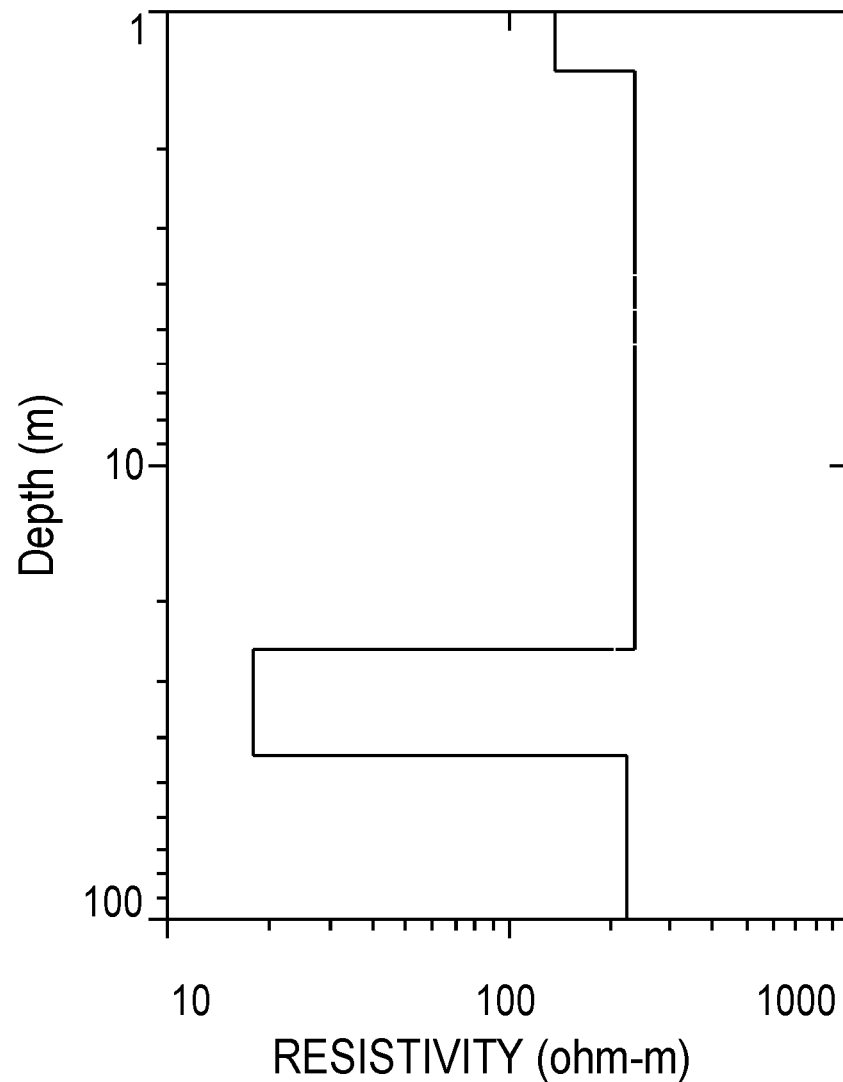
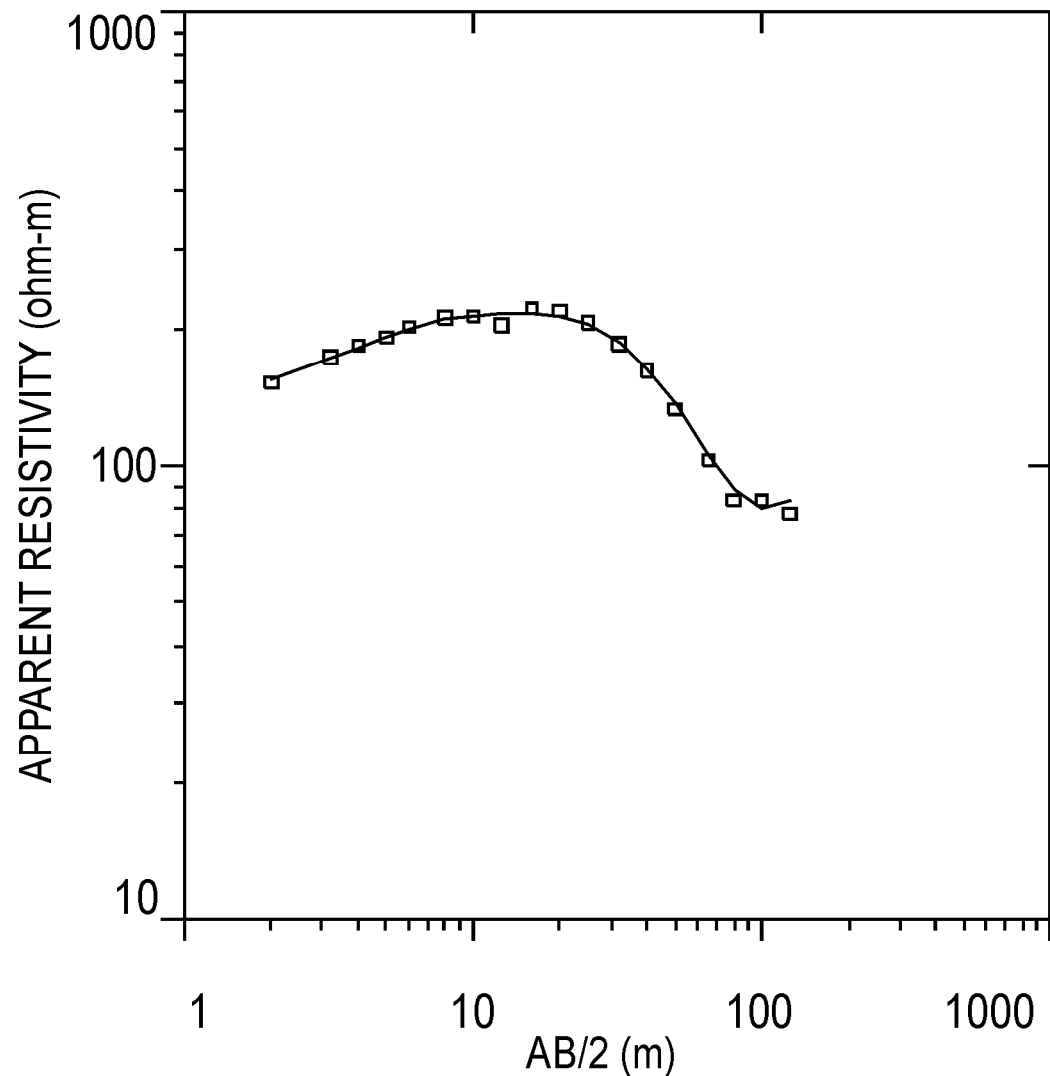
ANEXO X. CURVAS DE RESISTIVIDAD INTERPRETADAS



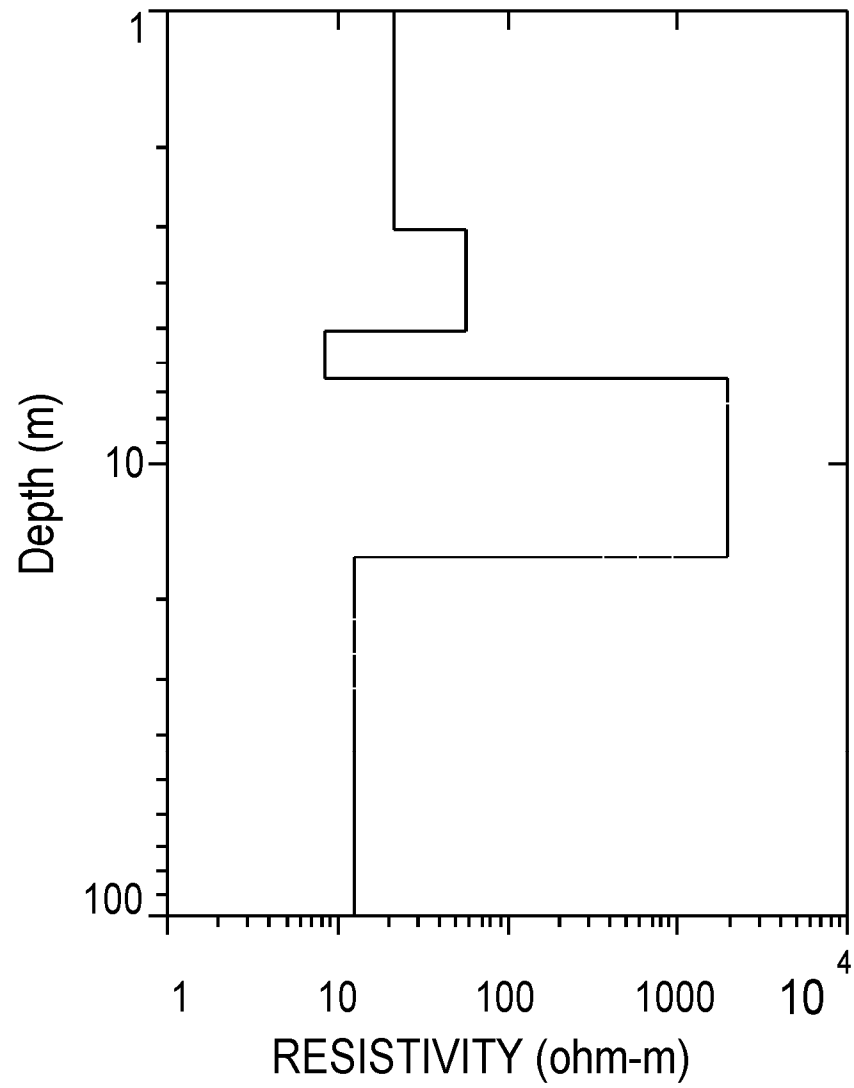
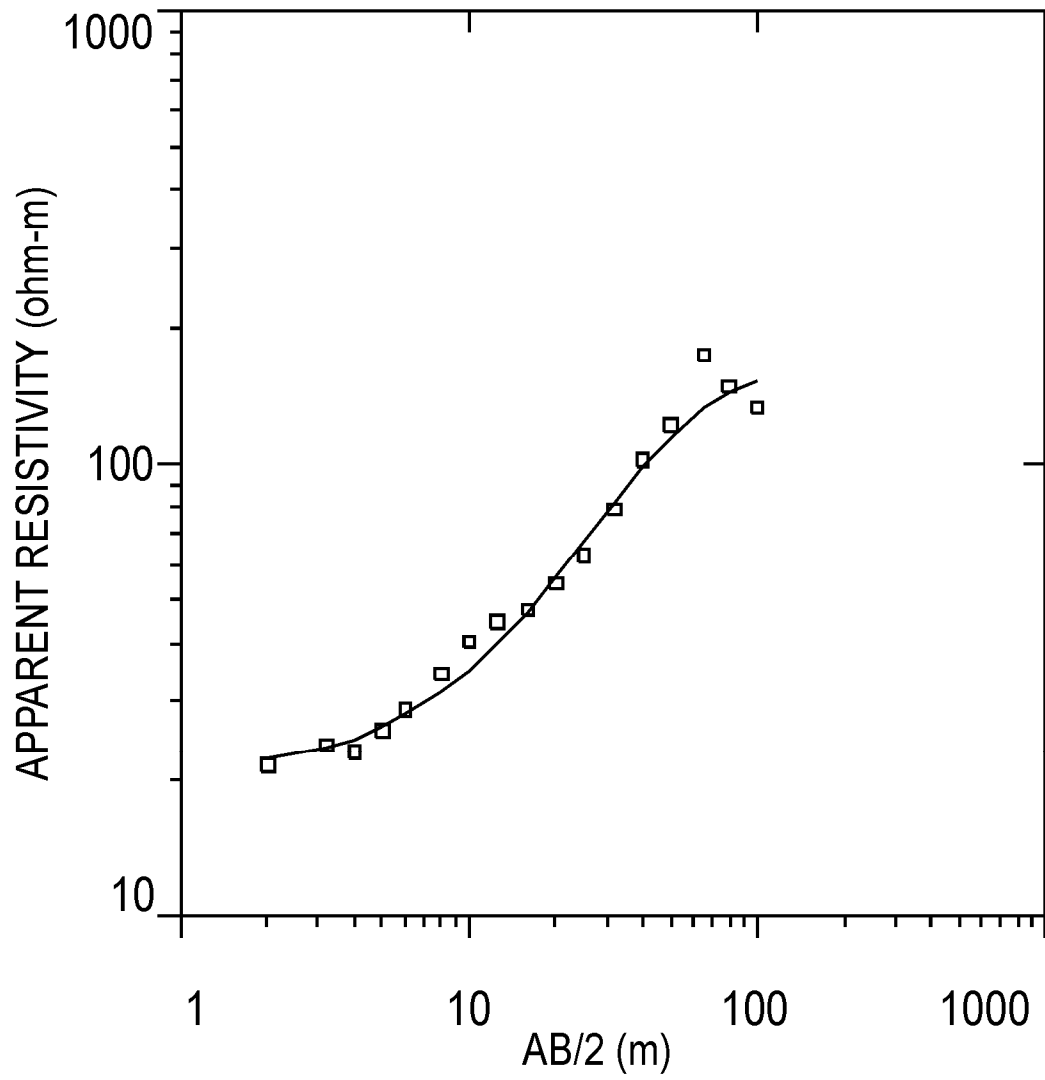




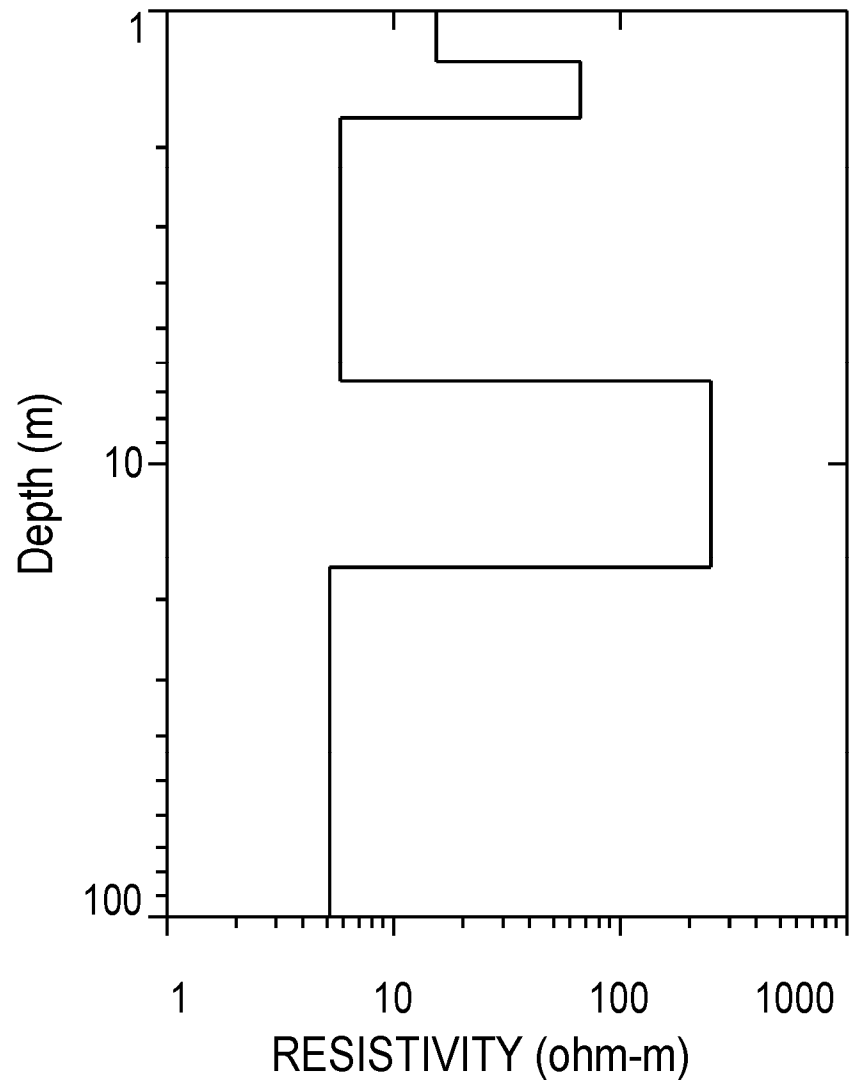
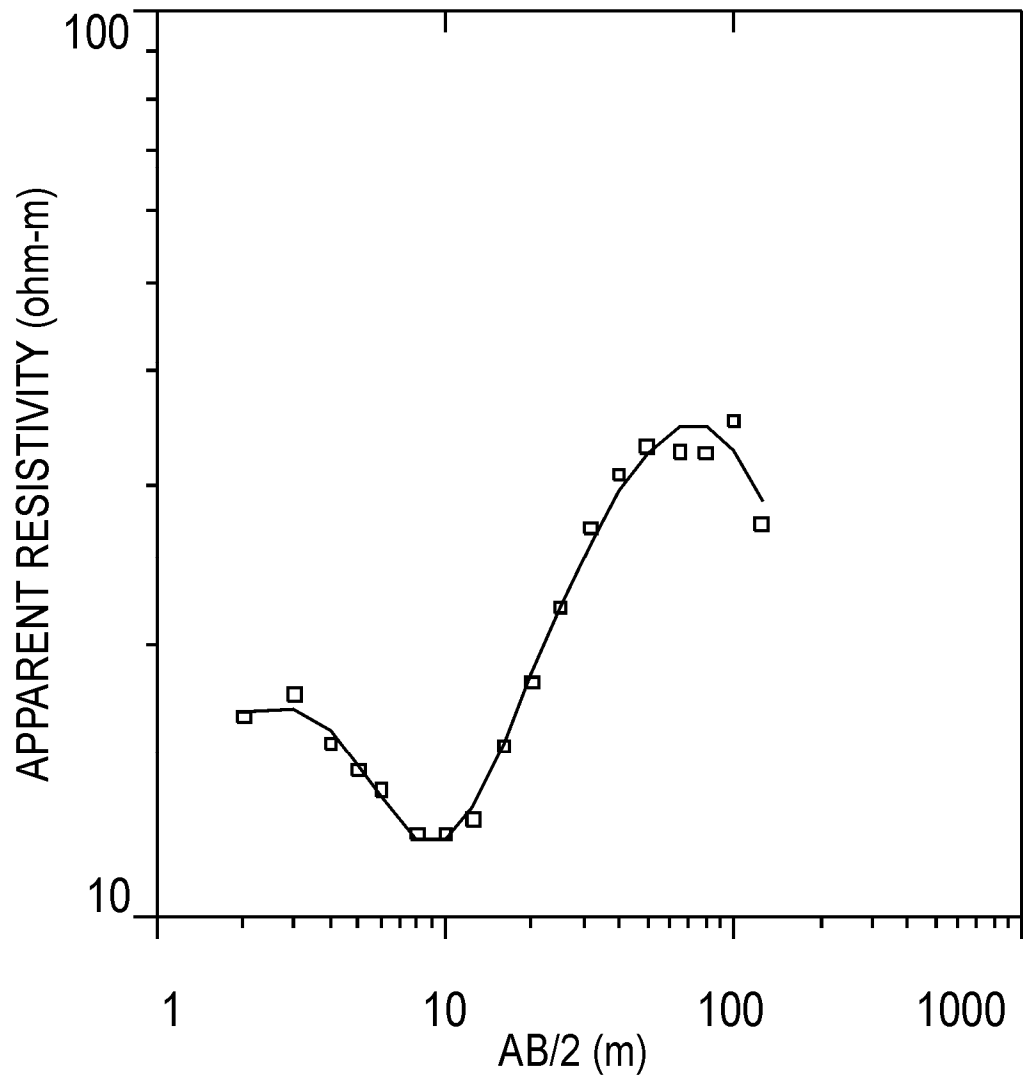
El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón Madrid
Data Set: SEV 3	Date: 25 Abril	
Equipment: Syscal	Sounding: 1	Azimuth: 100



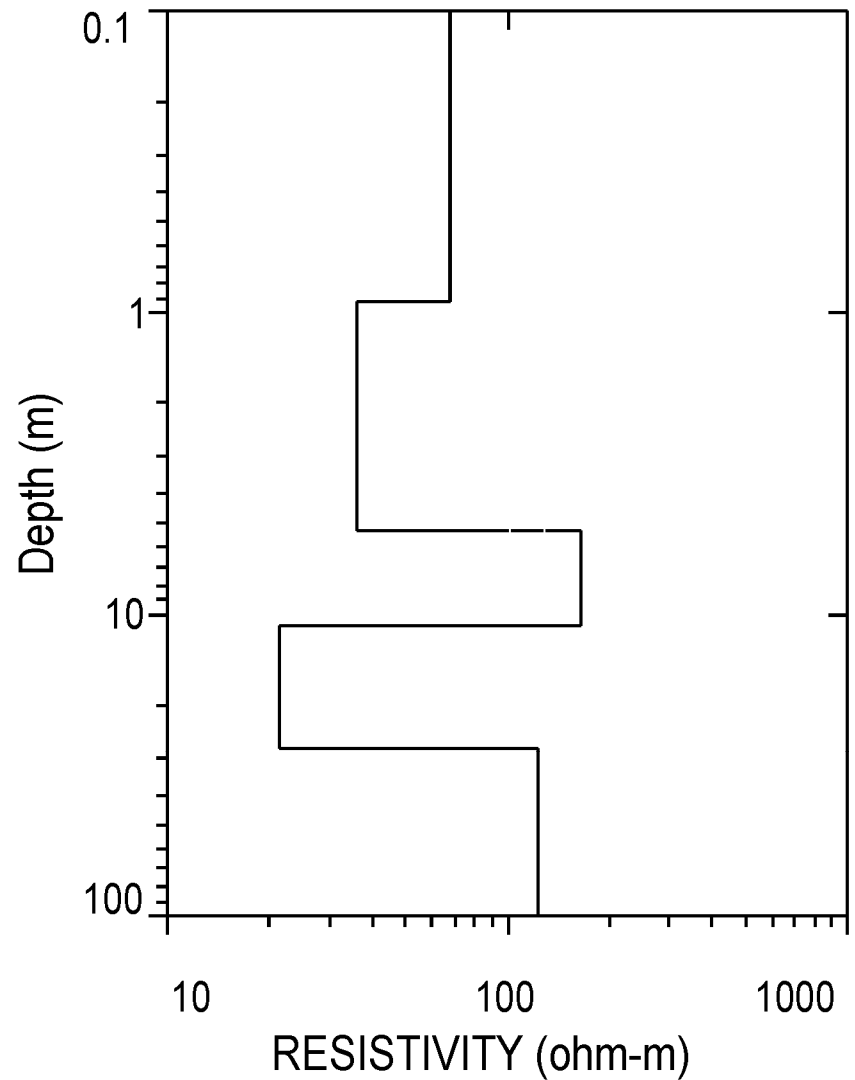
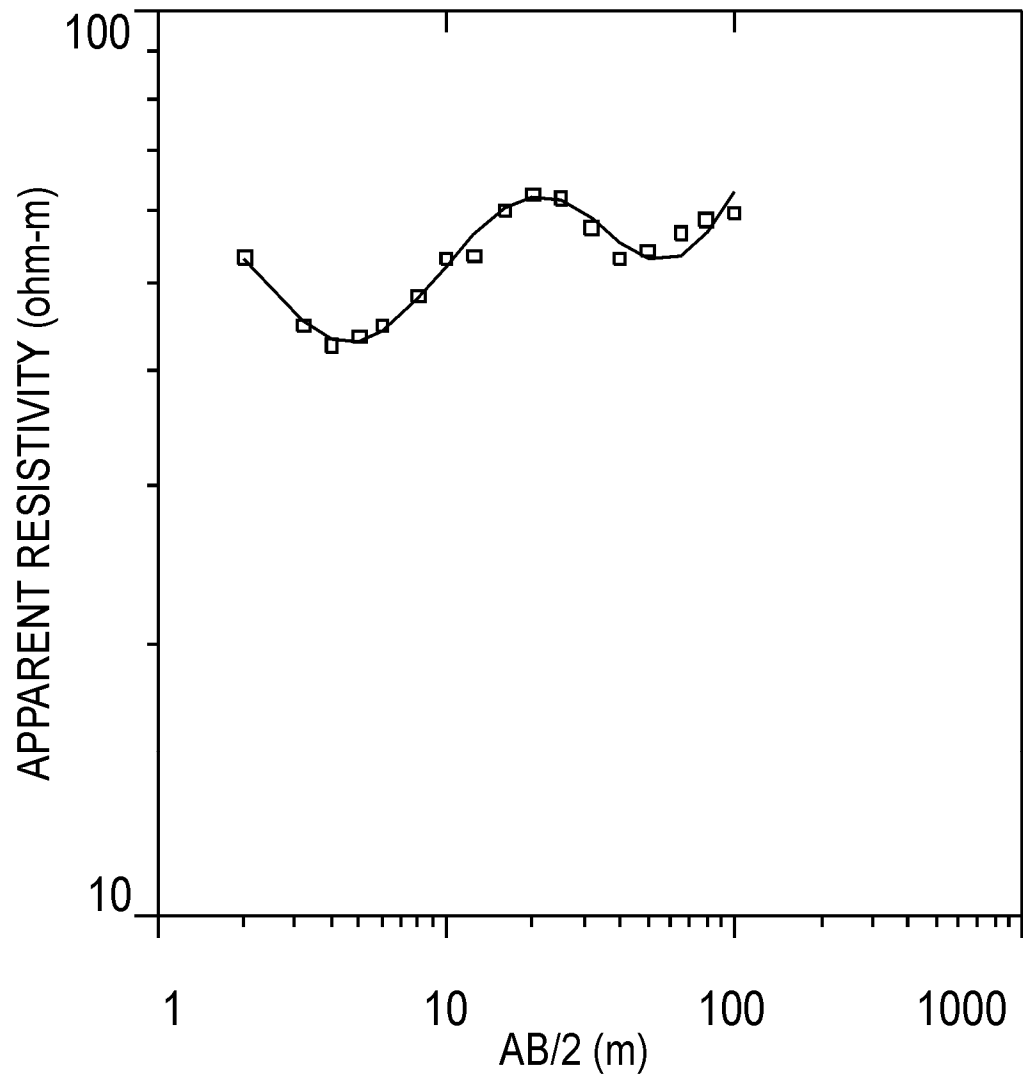
El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón
Data Set: SEV 4	Date: 27 Mayo	Madrid
Equipment: Syscal	Sounding: 1	Azimuth: 100



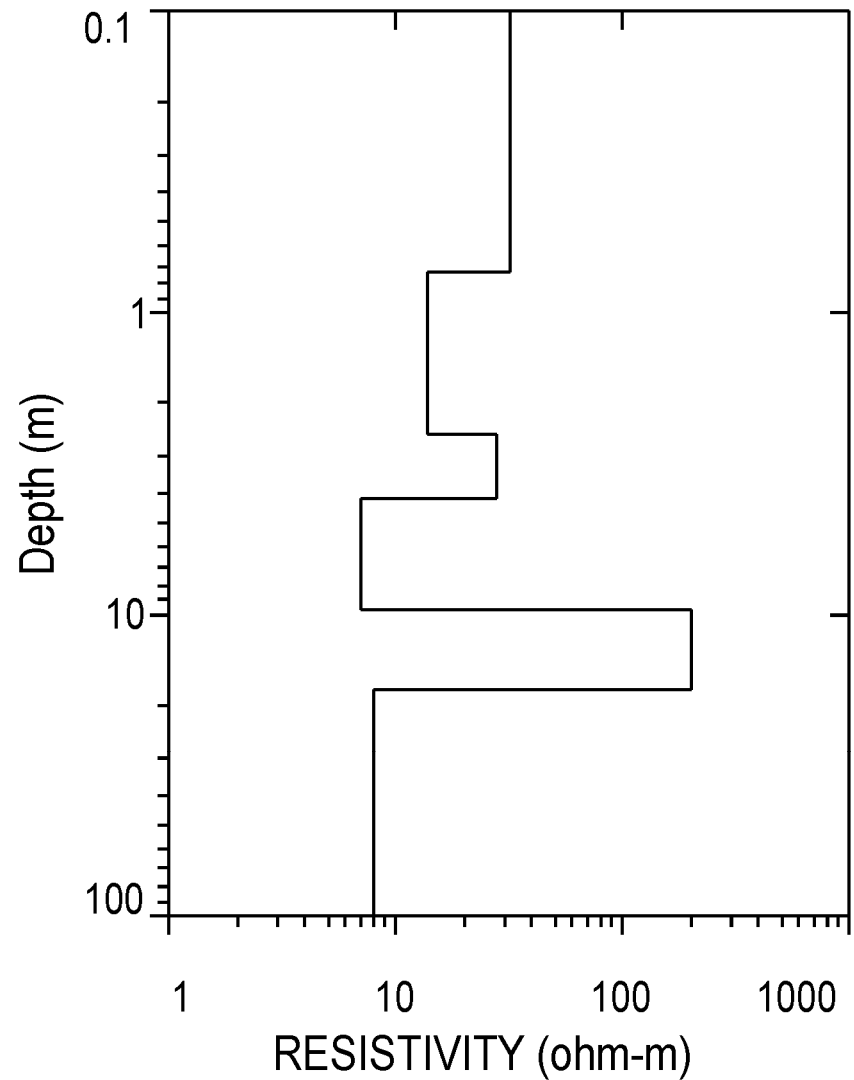
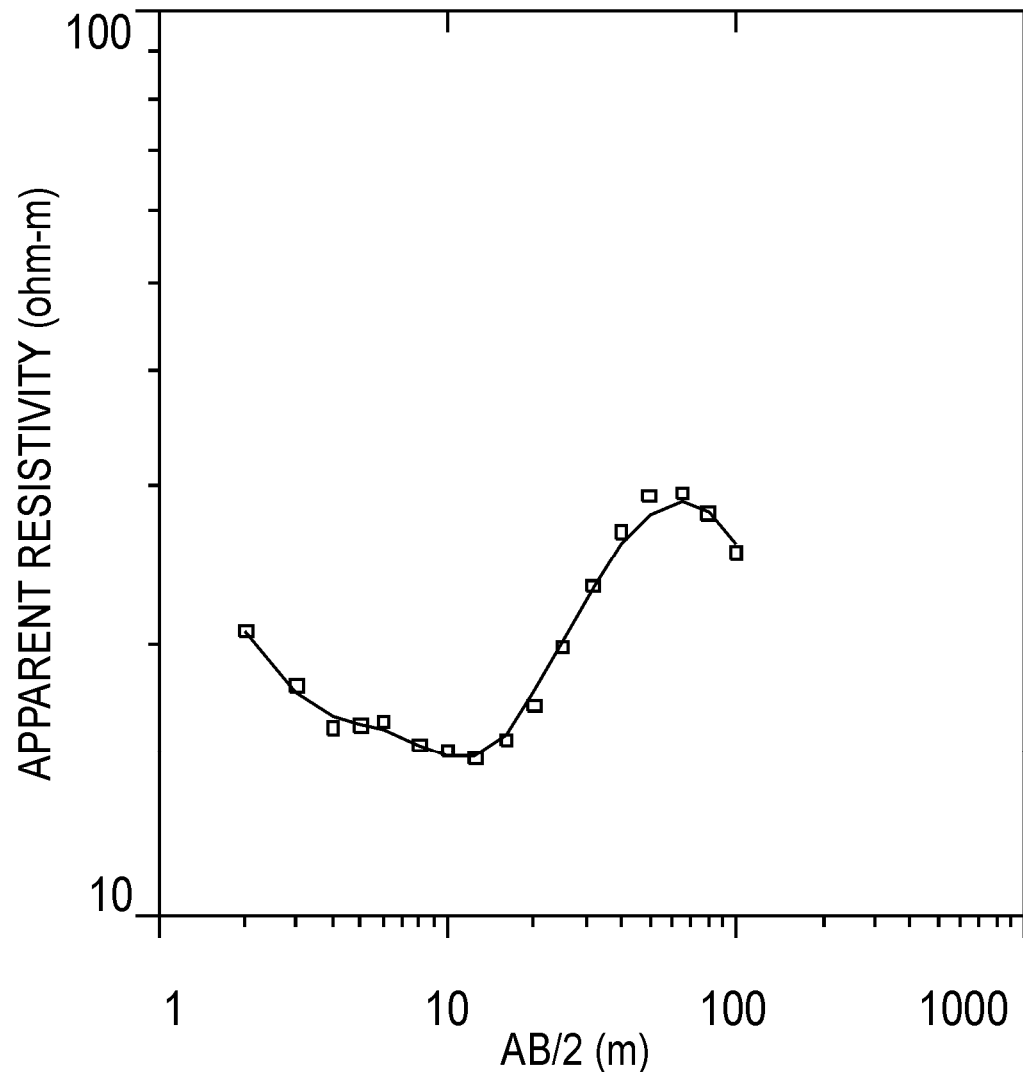
El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón
Data Set: SEV 5	Date: 27 Mayo	Madrid
Equipment: Syscal	Sounding: 1	Azimuth: 100



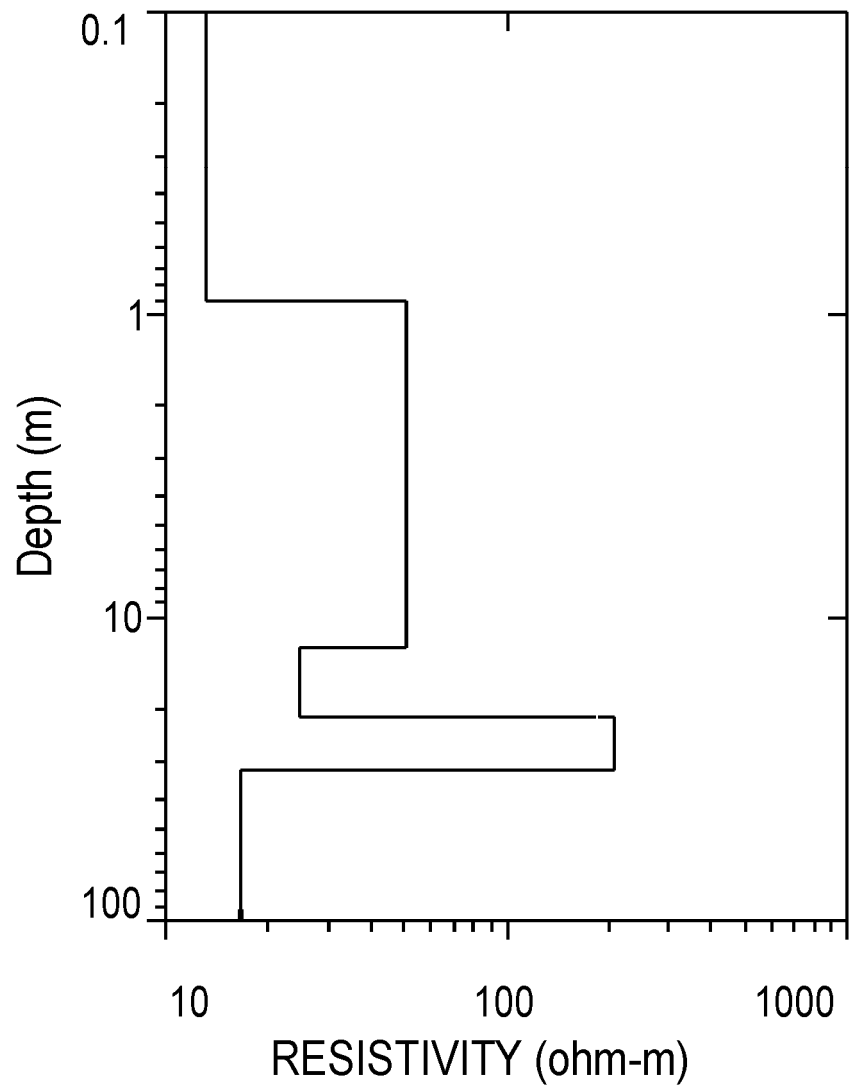
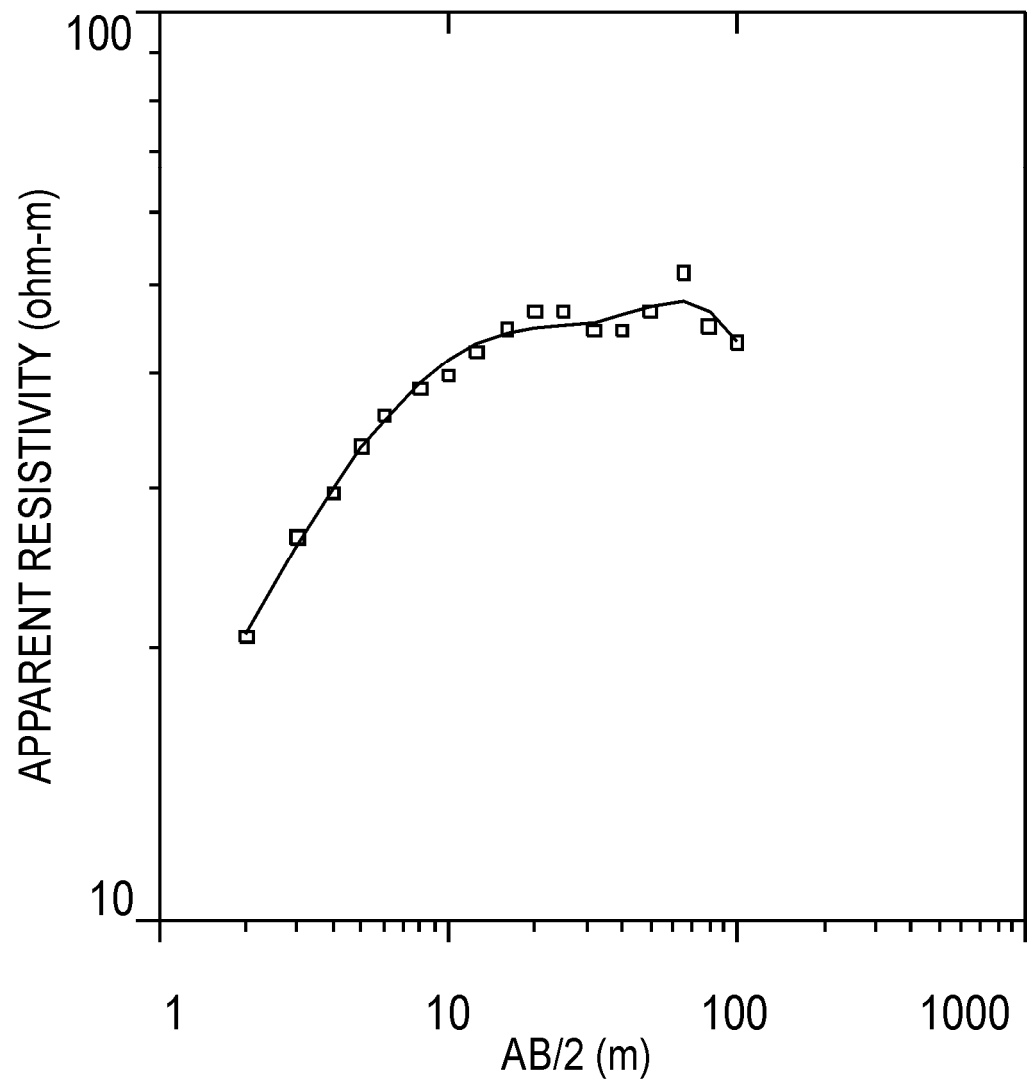
El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón
Data Set: SEV 6	Date: 7 Junio	Madrid
Equipment: Syscal	Sounding: 6	Azimuth: 100



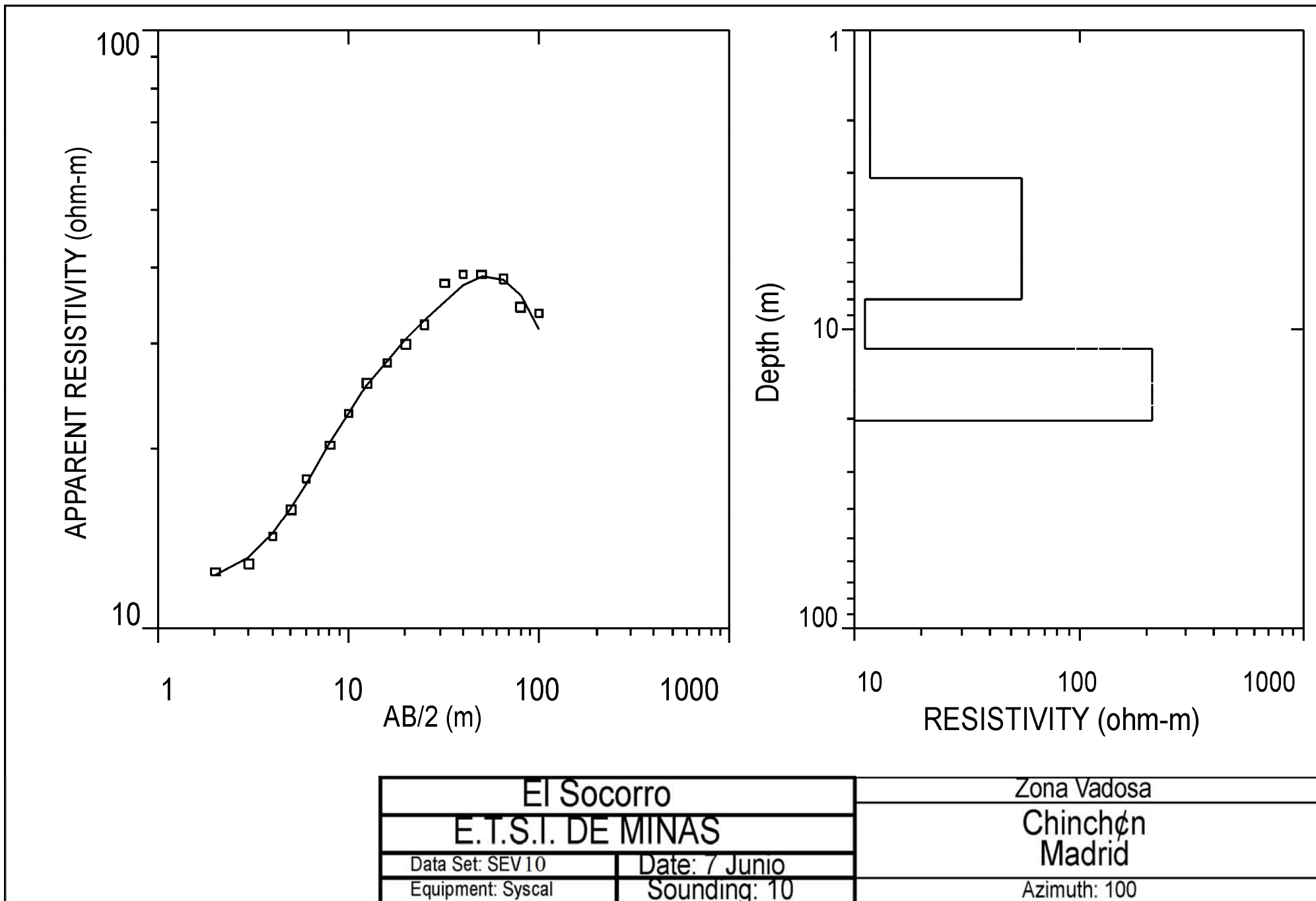
El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón
Data Set: SEV 7	Date: 27 Mayo	Madrid
Equipment: Syscal	Sounding: 1	Azimuth: 100

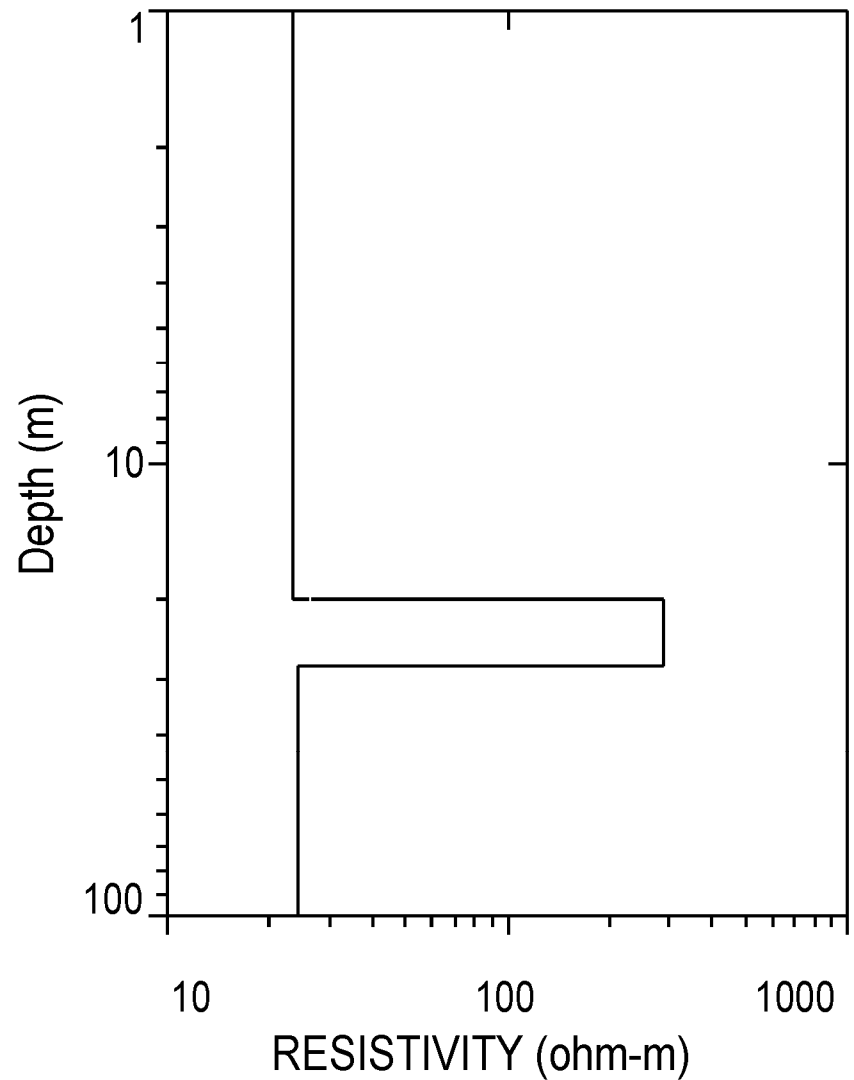
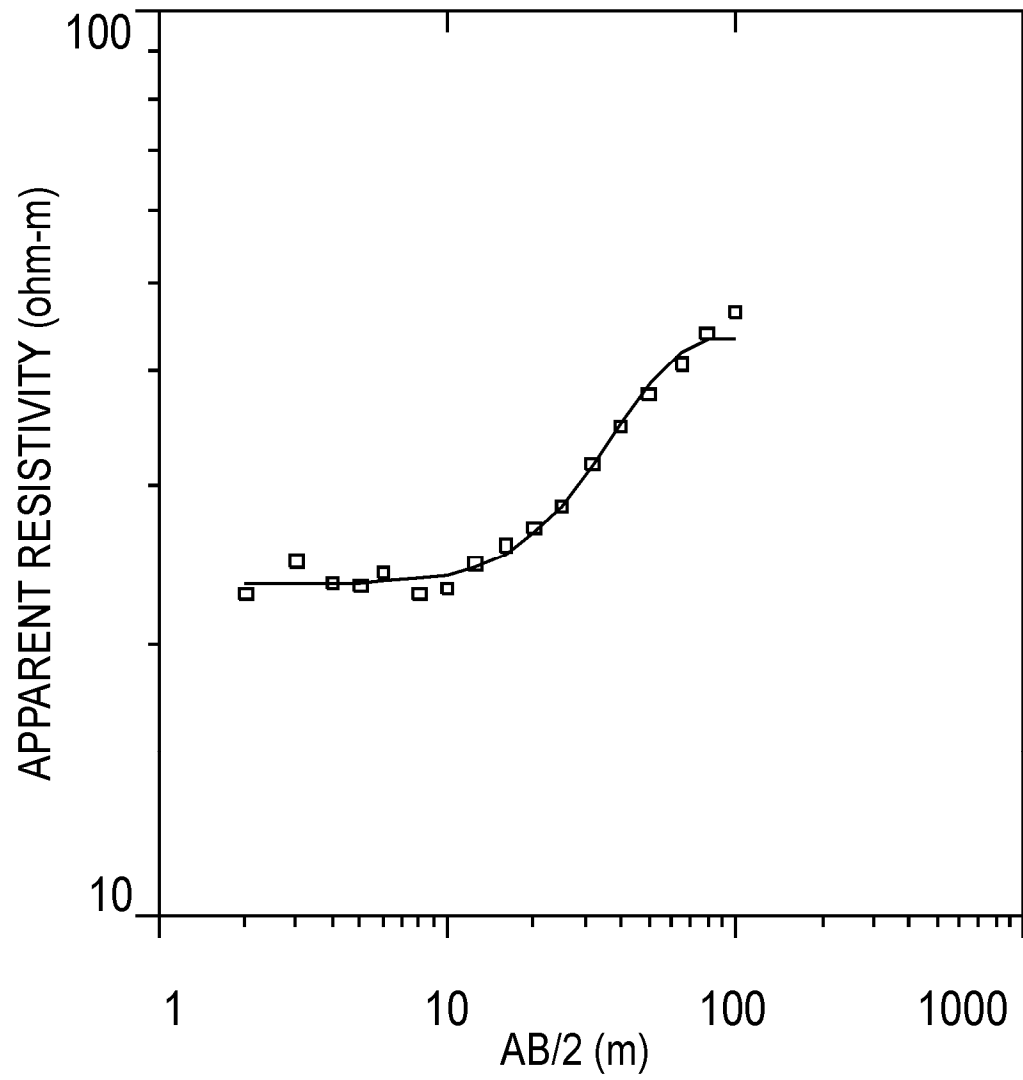


El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón
Data Set: SEV 8	Date: 7 Junio	Madrid
Equipment: Syscal	Sounding: 8	Azimuth: 100

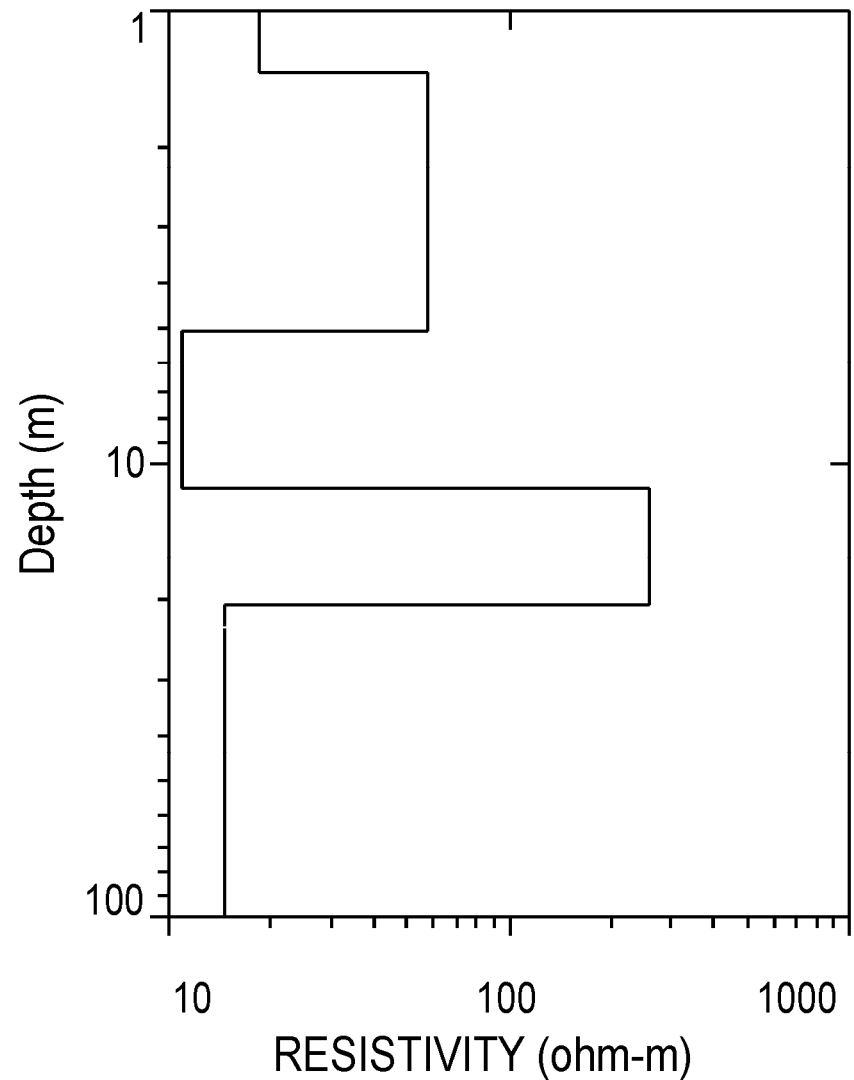
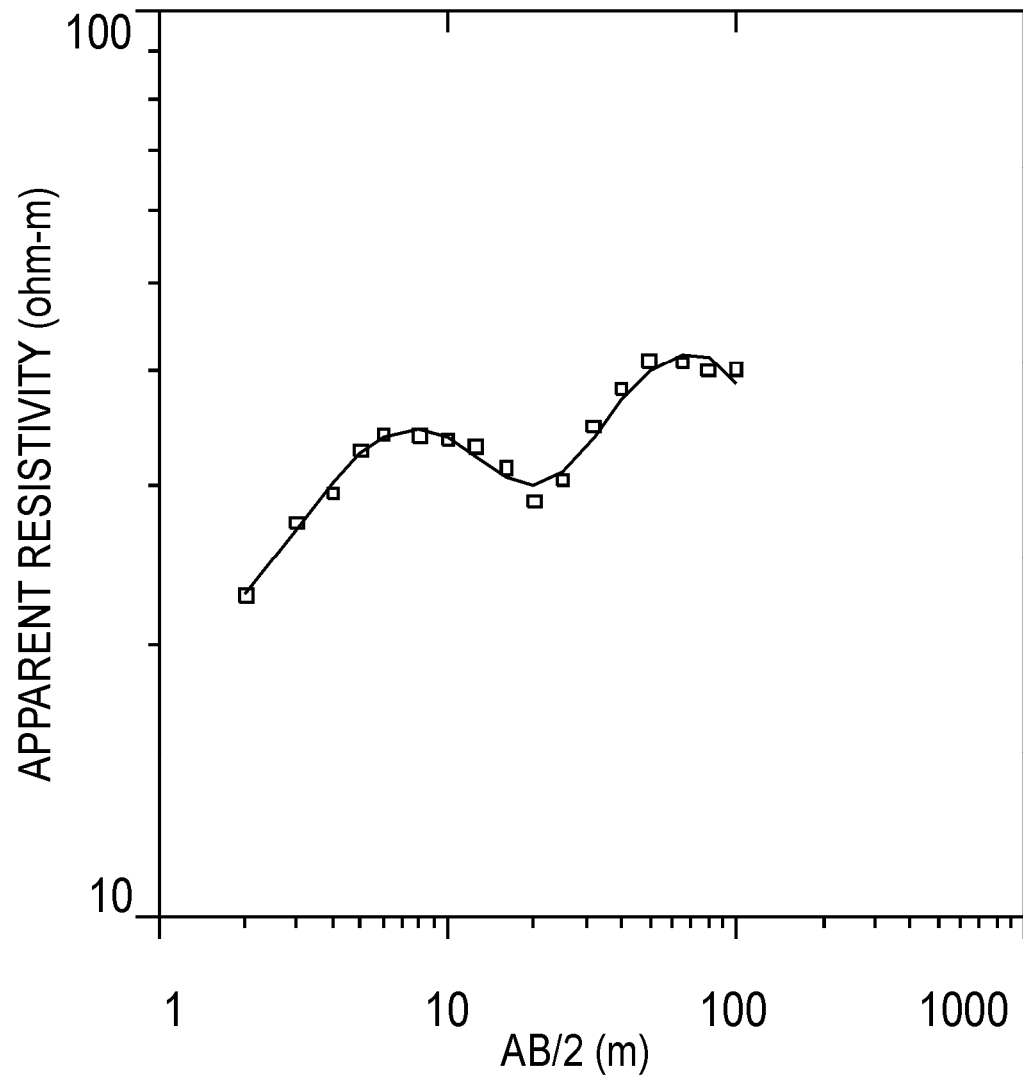


El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón
Data Set: SEV 9	Date: 7 Junio	Madrid
Equipment: Syscal	Sounding: 9	Azimuth: 100

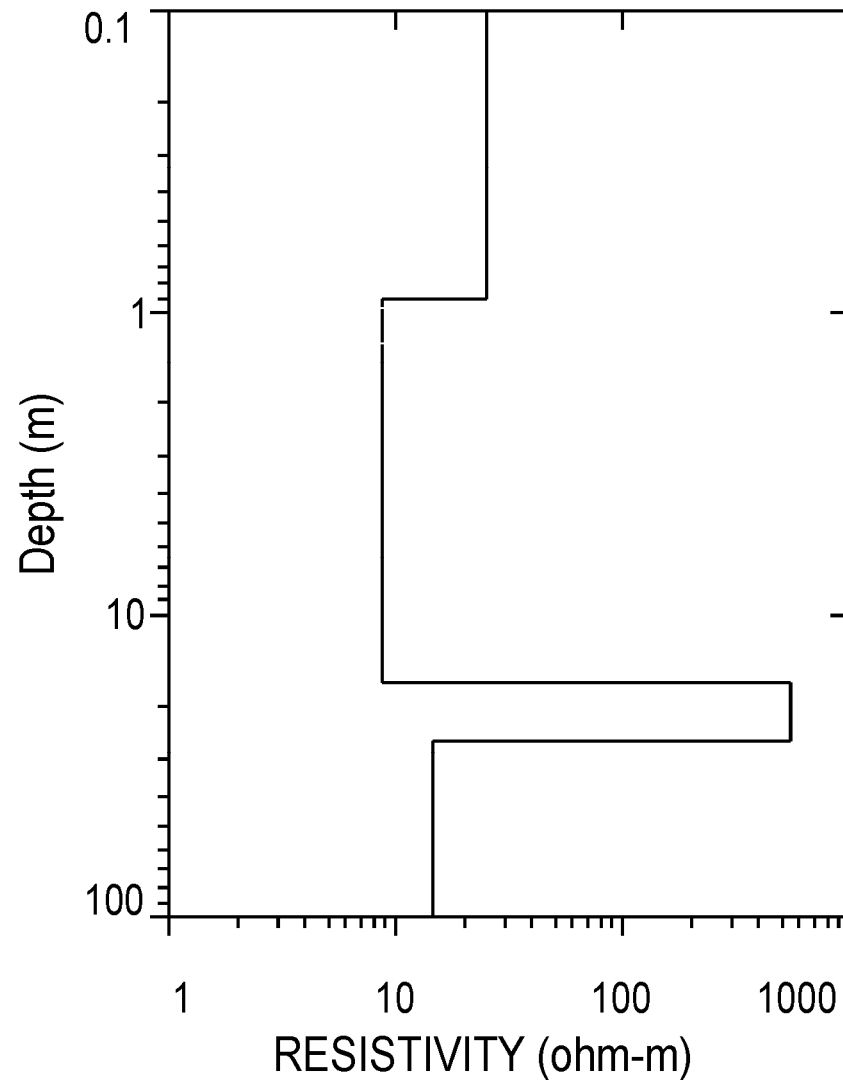
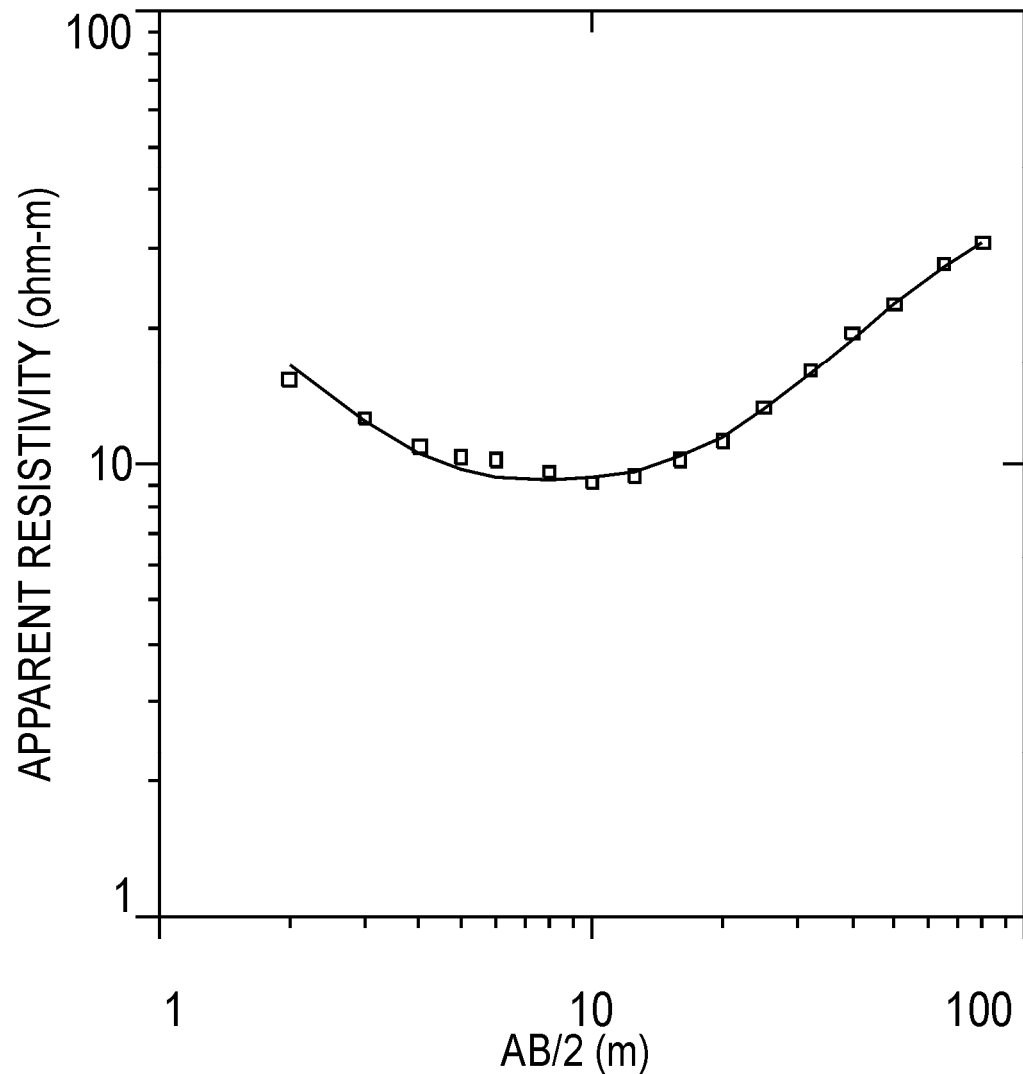




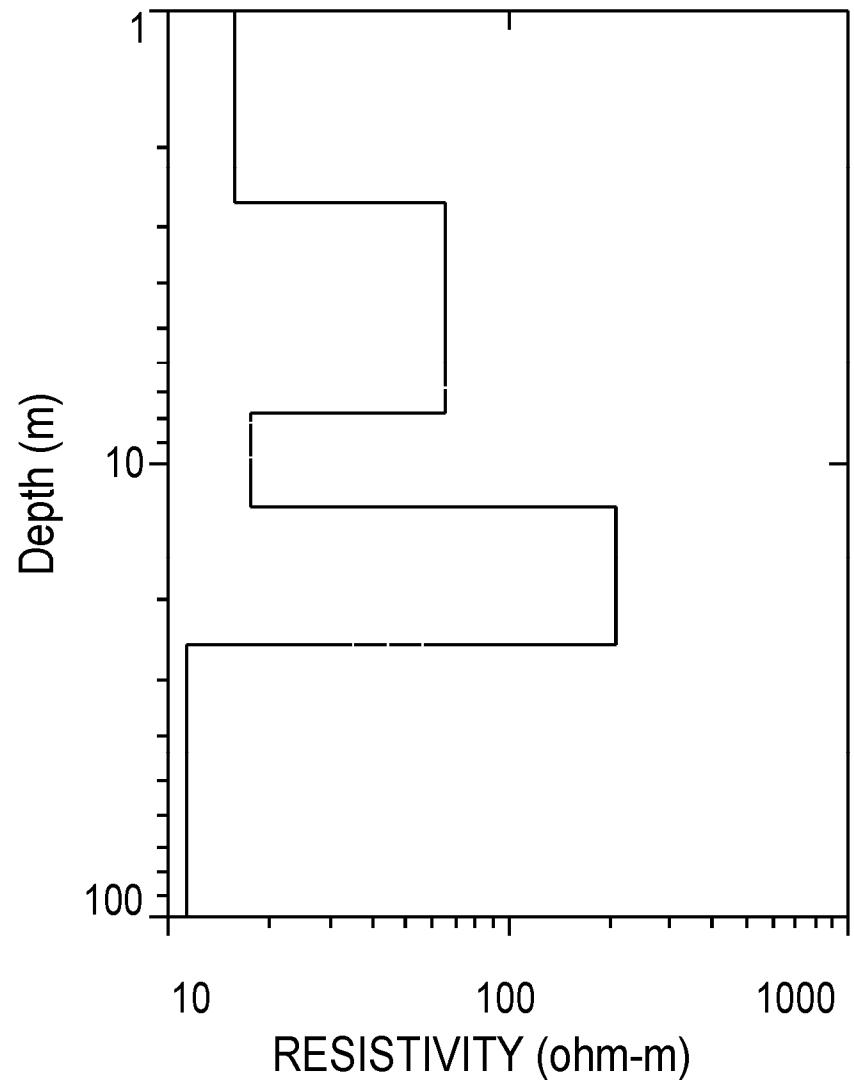
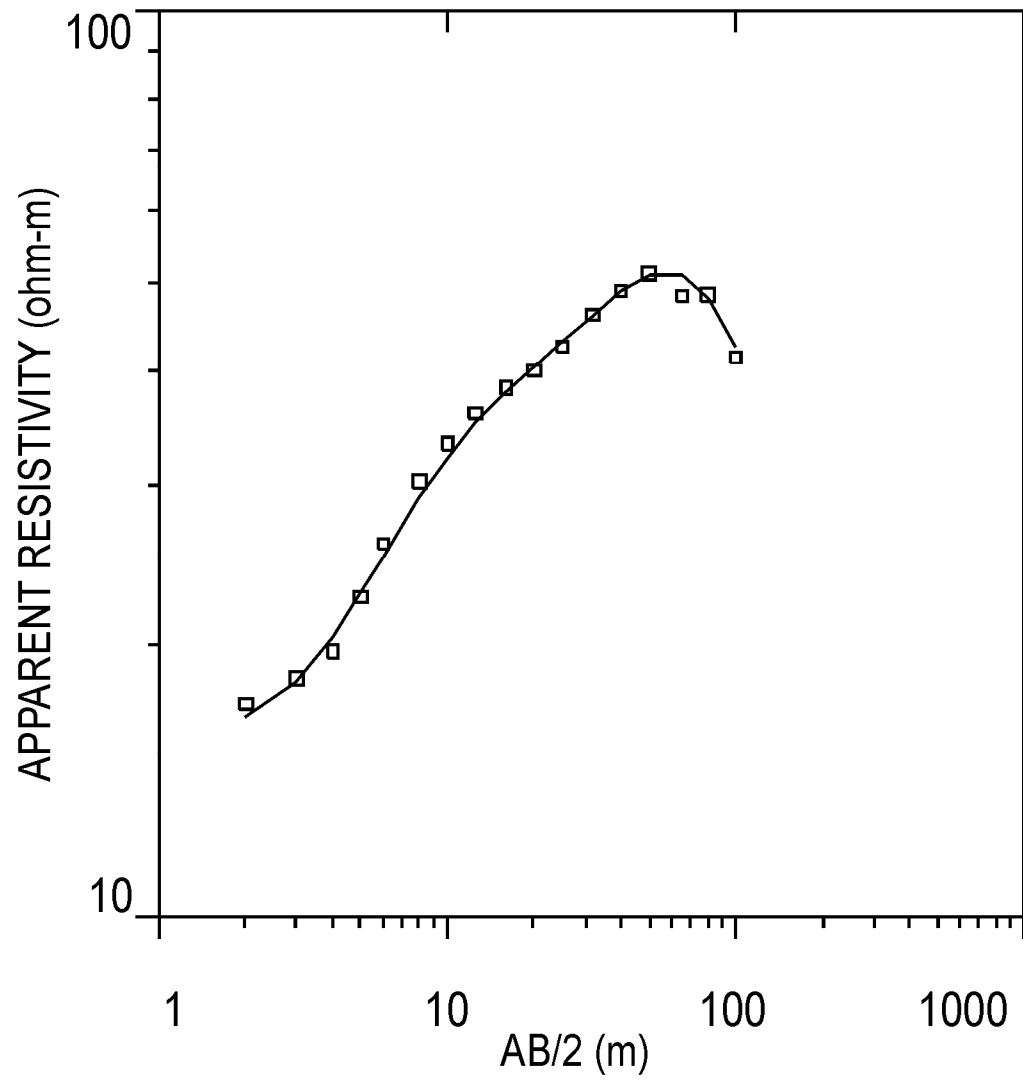
El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón
Data Set: SEV 11	Date: 7 Junio	Madrid
Equipment: Syscal	Sounding: 11	Azimuth: 100



El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón
Data Set: SEV 12	Date: 7 Junio	Madrid
Equipment: Syscal	Sounding: 12	Azimuth: 100



El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón
Data Set: SEV 13	Date: 7 Junio	Madrid
Equipment: Syscal	Sounding: 13	Azimuth: 100



El Socorro		Zona Vadosa
E.T.S.I. DE MINAS		Chinchón
Data Set: SEV 14	Date: 7 Junio	Madrid
Equipment: Syscal	Sounding: 14	Azimuth: 100