

UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA



PROGRAMA DE DOCTORADO: ***Ingeniería Agraria, Alimentaria, Forestal y del Desarrollo Rural Sostenible.***

LÍNEA DE INVESTIGACIÓN: ***Geomática y Recursos Naturales.***

TESIS DOCTORAL

Para optar al título de Doctor por la Universidad de Córdoba

**Caracterización y Estudio del Volumen de Suelo
Húmedo mediante Tomografía Eléctrica.**

***Characterization and Study of Wetted Soil Volume
using Electrical Resistivity Tomography.***

Directores:

*Prof. Dr. Luis Mansilla Plaza
Universidad de Castilla-La Mancha*

*Prof. Dr. Antonio Daza Sánchez
Universidad de Córdoba*

Doctorando:

Manuel López Sánchez

Fecha de depósito: 20 de junio de 2019

TITULO: *CARACTERIZACIÓN Y ESTUDIO DEL VOLUMEN DE SUELO
HUMEDO MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA*

AUTOR: *Manuel López Sánchez*

© Edita: UCOPress. 2019
Campus de Rabanales
Ctra. Nacional IV, Km. 396 A
14071 Córdoba

<https://www.uco.es/ucopress/index.php/es/>
ucopress@uco.es



TÍTULO DE LA TESIS: “CARACTERIZACIÓN Y ESTUDIO DEL VOLUMEN DE SUELO HÚMERO MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA”

DOCTORANDO/A: MANUEL LÓPEZ SÁNCHEZ

INFORME RAZONADO DEL/DE LOS DIRECTOR/ES DE LA TESIS

(se hará mención a la evolución y desarrollo de la tesis, así como a trabajos y publicaciones derivados de la misma).

Dr. D. LUIS MANSILLA PLAZA, Profesor Titular de Universidad del Departamento de Ingeniería Geológica y Minera de la Universidad de Castilla-La Mancha y el **Dr. D. ANTONIO DAZA SÁNCHEZ**, Profesor Titular de Universidad del Departamento de Mecánica de la Universidad de Córdoba.

INFORMAN

Que la Tesis Doctoral titulada **“CARACTERIZACIÓN Y ESTUDIO DEL VOLUMEN DE SUELO HÚMEDO MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA”**, de la que es autor D. Manuel López Sánchez, ha sido realizada bajo nuestra dirección, y cumple todos los requisitos para su publicación y defensa exigidos por la legislación vigente para optar al Título de Doctor por la Universidad de Córdoba

Que para llevar a cabo el trabajo de investigación la metodología empleada entendemos que ha sido la adecuada, pues se ha partido de una buena aproximación a través de una laboriosa y exhaustiva investigación

documental y bibliográfica en revistas científicas, tesis doctorales, trabajos de investigación, etc. sobre el tema principal de desarrollo de la tesis, lo que le ha permitido al doctorando realizar un análisis crítico y acercarse de forma clara a los objetivos a plantear en la elaboración del trabajo de investigación.

Que el trabajo de investigación en laboratorio ha sido muy exhaustivo, permitiendo con ello realizar numerosas simulaciones con modelos teóricos que se han ido adaptando a las diferentes variables que se podían plantear en su aplicación directa en campo, obteniendo con ello un margen más que suficiente para poner en práctica la experimentación del laboratorio, que se ha visto corroborada con los resultados obtenidos.

Que la alta experiencia personal del doctorando en todo lo concerniente a la aplicación de técnicas geofísicas en sus diferentes campos, con participación en numerosos proyectos de investigación, congresos, seminarios y empresas del sector minero y de la construcción, entendemos que le dan un valor añadido a esta Tesis, que se ha visto reflejado en multitud de detalles del trabajo llevado a cabo, presentando un documento de gran valor listo para poder desarrollar de inmediato en una fase a mayor escala.

Como conclusión final de este informe destacaríamos la alta calidad de esta memoria, pues en ella se pone de manifiesto la importancia del método de prospección geofísica denominado "Tomografía Eléctrica" o "Electrical imaging" para su empleo directo en el campo de la agricultura en ámbitos tan importantes como la estimación de las dimensiones, formas y características del volumen de suelo humedecido por microirrigación.

Así mismo, la presente Tesis doctoral ha dado lugar a la publicación de varios artículos publicados en actas de congresos y revistas, destacando un artículo científico publicado en una revista indexada JCR:

López Sánchez, M., Mansilla Plaza, L., Sánchez de la Orden M., Geometric factor and influence of sensors in the establishment of a resistivity moisture relation in soil simple, Journal of Applied Geophysics Review, 145 (2017)

Por todo ello, se autoriza la presentación de la tesis doctoral.

Córdoba, 17 de junio de 2019

Firma del/de los director/es

A handwritten signature in blue ink, consisting of several overlapping loops and a long horizontal stroke extending to the left.

Fdo.: Luis Mansilla Plaza

A handwritten signature in blue ink, featuring a prominent vertical stroke and a horizontal stroke with a small loop at the end.

Fdo.: Antonio Daza Sánchez

Agradecimientos.

En ocasiones se aconseja que en los agradecimientos de un documento académico como el presente deberían evitarse referencias a amistades y familiares. Sin embargo, durante todo el tiempo transcurrido desde que comenzó esta peripecia, he compartido momentos con muchas personas que han colaborado apuntado ideas y soluciones, facilitado documentación e instrumental, ayudado en las traducciones, aconsejado, e incluso los hay que, además, ostentando una paciencia inagotable, escucharon estoicos mis cuitas.

Por ello sería del todo imposible no hacer referencia ellos, ya que, sin su apoyo, ayuda y comprensión este proyecto nunca hubiera podido realizarse.

Además, me atrevo a decir orgulloso, y sinceramente espero que ellos también así lo entiendan, que ante todo me considero, no solo discípulo, sino amigo de los directores de tesis: Dr. Manuel Sánchez de la Orden (jubilado en la actualidad), Dr. Luis Mansilla Plaza y Dr. Antonio Daza Sánchez. Gracias por vuestra confianza.

Al Departamento de Ingeniería Geológica y Minera de la Universidad de Castilla-La Mancha que puso a nuestra disposición amable y desinteresadamente sus equipos de tomografía eléctrica para que pudiéramos seguir aprendiendo y sacar adelante el trabajo. Gracias Luis.

A D. Pedro Carrasco Morillo, geofísico y profesor ya jubilado de la Universidad de Salamanca quien también nos permitió el acceso a instrumentación.

A la doctora Esther Piegari del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad "Federico II" de Nápoles quien amablemente nos facilitó datos de laboratorio de sus trabajos.

Al Dr. José Daniel Martín Ramos del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, que aparcó por un momento sus trabajos en el diseño del software de control del difractor de Rayos X que incorpora el Rover Curiosity para realizar los análisis mineralógicos de las muestras de suelos.

A Ana y Rafa, José Carlos y Pepa, y Amador, enamorados del inglés, las matemáticas y la programación respectivamente. Gracias por vuestra ayuda e inestimables consejos.

A mis compañeros Mari Carmen y Enrique por vuestro apoyo y comprensión inquebrantable.

A mi compañera Inés y a mi familia, a quienes les he robado el tiempo necesario para este proyecto.

A quienes habéis accedido a evaluar esta tesis, por, como dijo en su día J. R. Oppenheimer (1904-1967): *"...tomarse la libertad de plantear cualquier cuestión, de dudar de cualquier afirmación, de corregir errores"*.

A todos los que, de un modo u otro, habéis estado ahí. A todos mi más profundo respeto, afecto y agradecimiento.

Resumen.

El continuo incremento de la necesidad de agua exige realizar un uso más eficiente y racional de este recurso vital. Los sistemas de riego localizado han adquirido desde hace algunas décadas una relevancia significativa, siendo el volumen de suelo humedecido por los emisores un factor clave para su diseño. Según la ESYRCE (2017) es el sistema de riego que más aumenta en España de forma sostenida en los últimos años (un 14,85% entre 2007 y 2016).

La presente tesis doctoral explora las capacidades, bondades y limitaciones del método de prospección geofísica denominado Tomografía Eléctrica o "*Electrical Imaging*" en un ámbito concreto de su aplicación a la agricultura: la estimación de las dimensiones, formas y características del volumen de suelo humedecido por microirrigación.

Esta investigación se centra en la posibilidad de utilizar los resultados de este método tanto para conocer el estado energético del agua en el suelo como para localizar con precisión la posición del frente húmedo.

Para la consecución de los objetivos propuestos se emplearon técnicas de simulación numérica, se realizaron ensayos de laboratorio a escala reducida y sobre muestras de suelos de varios tipos texturales, así como ensayos de campo a escala real.

En el desarrollo de este trabajo de investigación queda patente la importancia del uso de modelos teóricos, no solo en la valoración de los estudios, sino también para obtener estrategias que permiten corregir los efectos adversos que influyen en los resultados. En esta tesis se evalúan algunas de ellas y se plantean metodologías para su eliminación.

Las conclusiones del estudio revelan que es posible localizar con precisión la posición del frente húmedo y obtener una interpretación cuantitativa de ella. Sin embargo, no se ha podido demostrar fehacientemente que la variación de la resistividad con la humedad permita determinar el estado energético del agua en el suelo, lo que de conseguirse abriría interesantes oportunidades a la aplicación del método en agricultura, proporcionando información sobre el agua disponible para las plantas en una sección bidimensional de la zona humedecida en función del tiempo y ampliarlo a la cuantificación del proceso de absorción de agua por las plantas.

Las posibilidades que ofrece el método de tomografía eléctrica son muy amplias, quedando abierto un campo de trabajo muy extenso, bien como complemento a otras técnicas aplicadas en agricultura de precisión, donde la conductividad eléctrica se utiliza principalmente para

identificar la variabilidad superficial de la humedad y/o las propiedades edáficas del terreno, bien en aplicaciones relacionadas con la caracterización del subsuelo, sus patrones de humedad y desecación, y la absorción del agua por parte de las plantas (estructura, textura, direcciones predominantes de flujo, evapotranspiración, etc.), o bien extendiendo a toda la zona humedecida durante el riego la información puntual proporcionada por los sensores de humedad, donde entre otros inconvenientes, la propia instalación de instrumentación puede afectar a los patrones de humectación que se están midiendo (Subbaiah, 2013 y referencias citadas en él).

Palabras Clave: *Agricultura de precisión, Tomografía eléctrica, riego por goteo, bulbo húmedo, zona vadosa.*

Abstract.

The constant increase in water demands needs more efficient and rational use of this vital resource. Localized irrigation systems have acquired importance in the last decades, the soil wetted volume by the emitters is the most important factor to design them. According to the ESYRCE (2017), it is the irrigation system that has grown the most in Spain in a sustained way in recent years (14.85% between 2007 and 2016). This PhD thesis explores capabilities, benefits and limitations of the geophysical prospecting method called Electrical Tomography or "electrical imaging" in a specific field of application to agriculture: estimation of the dimensions, shapes and other features of wetted soil volume by micro irrigation.

The goal of the research is to analyze the possibilities for this methodology both to know the energy status of soil water and to accurately locate the position of a wetting front with time.

In order to achieve these aims, numerical simulation techniques were used, laboratory tests were carried out on a reduced scale and on soil samples of various textural types, as well as real-scale field tests.

In this work, the importance of the use of theoretical models is clear, not only in evaluation of the studies, but also to develop strategies that allow us to correct the adverse effects. In this PhD thesis some of them are evaluated, and we proposed methodologies to suppress them.

The conclusions of the study reveal that it is possible to accurately locate the position of the wet front and obtain a quantitative interpretation of it. However, it has not been possible to demonstrate convincingly that the variation of the resistivity with humidity allows to determine the energetic status of the water in the soil, which if achieved would open interesting opportunities to the application of the method in agriculture, providing information about the water available for the plants in a two-dimensional section of the wetted area as a function of time and extend it to the quantification of the water absorption process by the plants.

The possibilities offered by the electrical resistivity imaging are very broad, leaving open an extensive field of application: as a complementary technique in precision agriculture, where electrical conductivity is used mainly to determine surface soil moisture variability and edaphic factors; in applications related to the characterization of the subsoil, its humidity and desiccation patterns, and the water absorption by the plants (structure, texture, predominant flow directions, evapotranspiration, etc.); or spreading through to the wet area the information provided by the humidity sensors, where, among other drawbacks, the instrumentation

installation itself may affect the humidification patterns that are being measured (Subbaiah, 2013, and references therein).

Key-words: *Precision farming, Electrical resistivity imaging, Drip irrigation, wet bulb, vadose zone.*

ÍNDICE DE CONTENIDOS.

	<i>Página</i>
<i>Resumen</i>	<i>I</i>
<i>Abstract</i>	<i>III</i>
<i>Índice de contenidos</i>	<i>V</i>
<i>Índice de figuras</i>	<i>IX</i>
<i>Índice de tablas</i>	<i>XIX</i>
<i>Lista de siglas, acrónimos y símbolos</i>	<i>XXI</i>
1. Introducción.	
1.1.- Motivación y justificación	3
1.2.- Antecedentes	9
1.3.- Objetivos	14
1.4.- Metodología.....	16
1.5.- Estructura de la tesis.....	18
2. Generalidades y fundamentos teóricos.	
2.1.- Introducción.....	23
2.2.- Ecuaciones de Maxwell y condiciones de contorno	24
2.3.- Resistividad y conductividad eléctrica de suelos	30
2.3.1.- Factores que influyen en la resistividad eléctrica del suelo	32
2.3.2.- Modelos de conductividad eléctrica.....	37
2.4.- Permitividad.....	43
2.5.- Cargabilidad.....	45
2.6.- El agua en el suelo.....	49
3. Determinación de la relación humeada, resistividad, cargabilidad y permitividad a partir de muestras de suelo.	
3.1.- Introducción.....	59
3.2.- Estudio de datos históricos e implantación de una metodología de cálculo....	62
3.2.1.- Tratamiento de la información y localización de los cambios de pendiente	63
3.2.2.- Consideraciones sobre el resultado de los datos analizados	68

3.3.- Caracterización textural y mineralógica de los suelos estudiados	76
3.4.- Procedimiento adoptado para la medida de la cargabilidad en los ensayos de laboratorio.....	78
3.4.1.- Comprobación de la linealidad entre cargabilidad e intensidad de corriente.....	82
3.4.2.- Efecto de los electrodos de emisión en las medidas de cargabilidad	84
3.5.- Calibración y determinación de los parámetros de funcionamiento del WCR modelo TDR100 de FieldScout	87
3.5.1.- Permitividad en función del periodo	89
3.5.2.- Frecuencia dominante de la señal	93
3.5.3.- Variación de la permitividad con la temperatura en las muestras de texturas AE y VS.....	96
3.6.- Medida de la resistividad y ensayos de laboratorio sobre muestras de suelo.	99
3.6.1.- Sistema de medida adoptado en los ensayos laboratorio.....	102
3.6.2.- Determinación de la constante geométrica de los dispositivos	104
3.6.3.- Influencia de la presencia de sensores en las medidas de resistividad.....	112
3.6.4.- Resultados de las medidas de resistividad, cargabilidad y permitividad dieléctrica.....	117
 4. Ensayos de Tomografía Eléctrica en laboratorio y detección de contornos con precisión sub-pixel en las secciones de resistividad.	
4.1.- Introducción	135
4.2.- Diseño del experimento	141
4.3.- Modelización teórica del experimento y cálculo de las correcciones de la constante geométrica.....	146
4.4. Segmentación de imágenes y detección de contornos con precisión sub-pixel	149
4.4.1. Inversiones múltiples.	151
4.4.2. Mallado regular mediante Kriging.....	153
4.4.3. Magnitud y dirección del gradiente	154
4.4.4. Supresión de valores no-máximos	155
4.4.5. Umbralización por el método de Otsu	155
4.4.6. Algoritmo basado en ajuste de curvas	156

4.4.7. Aplicación de la técnica propuesta sobre figuras geométricas tridimensionales	157
4.5. Evaluación de la técnica propuesta	157
4.6. Aplicación al estudio de modelos teóricos	161
4.7. Aplicación a los ensayos de laboratorio.....	165
5. Ensayos de campo.	
5.1.- Introducción.	169
5.2.- Perfiles sobre terrenos arcillosos.....	170
5.2.1. Estudio de los errores sobre el posicionamiento de los electrodos	170
5.2.2. Análisis de infiltración.....	176
5.2.3. Análisis durante el periodo de desecación	193
5.3. Uso combinado de dispositivos.....	201
6. Conclusiones.	
6.1. Discusión de resultados.	209
6.2. Conclusiones	212
7. Futuras Líneas de Investigación.	
7.1. Futuras líneas de investigación	217
8. Referencias bibliográficas.	
8.1. Referencias bibliográficas	223
Anexo I.	
Dispositivos lineales clásicos comúnmente empleados en tomografía eléctrica.....	255
Anexo II.	
Programa SAS: FitSoft6.sas	259
Anexo III.	
Difractogramas de rayos X	267
Anexo IV.	
Secuencia de medida y coeficientes de corrección calculados para estimar K'	273
Anexo V.	
Parámetros seleccionados en la realización de inversiones múltiples	277

Anexo VI.	
Código Visual Basic para la segmentación sub-píxel de imágenes.....	291
Anexo VII.	
Producción científica derivada de la tesis: Geometric factor and influence of sensors in the establishment of a resistivity-moisture relation in soil samples	309

ÍNDICE DE FIGURAS.

	Página
<i>Figura 1.1. Rango de frecuencia y profundidad de investigación de diferentes métodos electromagnéticos. Método magnetotelúrico (MT), polarización inducida (IP), método electromagnético en dominio de tiempo (TEM), métodos electromagnéticos de fuente controlada (CSEM), radio Magnetotelúrico (RMT), Very Early Time Electromagnetic (VETEM), Ground Penetrating Radar (GPR), Time Domain Reflectometry (TDR). Modificado de Pellerin y Wannamaker (2005).....</i>	5
<i>Figura 1.2. Esquema del diseño de la investigación con alusión a los puntos fundamentales de su desarrollo.....</i>	17
<i>Figura 2.1 Conductor longitudinal de sección uniforme sometido a la acción de un campo eléctrico \vec{E}.....</i>	27
<i>Figura 2.2. Deducción de las condiciones de contorno para a) la componente normal y b) tangencial del campo eléctrico (Lorrain y Corson, 1994).....</i>	29
<i>Figura 2.3.-Representación esquemática de la composición volumétrica de un suelo ideal (Hillel 2003).</i>	32
<i>Figura 2.4. Doble capa eléctrica en la interfase entre la matriz rocosa y un poro de agua. Modificado de Glover y Jackson (2010).....</i>	35
<i>Figura 2.5. Imagen de microscopio electrónico de barrido (SEM) de una muestra de arenisca mostrando cristales de montmorillonita y de cuarzo (parte superior derecha) donde se observa la diferencia de área superficial entre ambos minerales. Tamaño de la imagen: 67 μm. Imagen tomada de http://webmineral.com/data/Montmorillonite.shtml (último acceso:29/03/2018).....</i>	36
<i>Figura 2.6. Tendencia de la resistividad en formaciones minerales no conductoras saturadas calculada para una conducción superficial $\Theta=1'4 \cdot 10^{-9}$ S. φ= porosidad, S_s= Superficie específica de los minerales. Modificado de Attia et ál, 2008</i>	37
<i>Figura 2.7. a) Relación entre el factor de formación con la porosidad (primera ley de Archie) y b) del índice de resistividad con la saturación (segunda ley de Archie). Modificado de Schön, J. H. (2015).</i>	39
<i>Figura 2.8. a) Posibles caminos que contribuyen a la medición de conductividad eléctrica en el modelo de Rhoades et ál. Se considera que la fase gaseosa (aire) no influye al actuar como un aislante. b) Modelo simplificado formado por los tres elementos conductores en paralelo (a, b, y c). Modificado de Rhoades et ál, 1989</i>	41

<i>Fig. 2.9. Relación entre la resistividad eléctrica y el contenido volumétrico de agua medidos por diferentes autores (a) en escala lineal y (b) semilogarítmica. Las texturas del suelo están indicadas por los diferentes colores (arcilla: amarillo, limo: rojo, arena: negro. Modificado de Calamita et al., 2012.....</i>	42
<i>Figura 2.10. Principales tipos de polarización para materiales simples (modificado de Santamarina et al. 2001).....</i>	44
<i>Figura. 2.11. Origen del fenómeno de polarización inducida en interior de poros al aplicar una corriente en el terreno (izquierda) y tras su posterior cese (derecha). a) Polarización de electrodo originada en el contacto mineral-electrolito por la acumulación de carga en ambos lados de un grano eléctricamente conductor. b) Polarización de la membrana debida a una barrera de iones formada sobre la superficie de los granos minerales en el estrechamiento de un poro, (c) Polarización de la membrana debido a la acumulación de cargas alrededor de minerales de arcilla y fibrosos. Modificado de Dentith y Mudge (2014).....</i>	48
<i>Figura 2.12. Distribución y desplazamiento del agua en la zona vadosa con indicación de algunos valores típicos de potencial. Modificado de Heinse y Link, 2013.....</i>	52
<i>Figura 2.13. Curva característica suelo-agua (SWCC) o de retención de humedad con indicación de las zonas y puntos singulares. Modificado de Fredlund et ál, 2011.....</i>	53
<i>Figura 2.14. Ajuste de un conjunto de datos a los modelos de Van Genuchten y de Brooks y Corey. Modificado de Tuller y Or, (2005).....</i>	54
<i>Figura 2.15. Relación entre el agua disponible para las plantas, capacidad de campo, punto de marchitez permanente y agua no disponible para los diferentes tipos texturales de suelo. Modificado de Zotarelli, et al. (2010).....</i>	55
<i>Figura 3.1. Curvas características de humedad para diferentes tipos de suelo y líneas definiendo los límites entre diferentes estados energéticos del agua. Modificado de Voronin (1990).</i>	60
<i>Figura 3.2. a) Relación empírica entre resistividad y humedad ajustable a una función exponencial. b) Linealización de esta relación mediante la transformación de W en ln(W). Modificado de Pozdnyakov et al. (2006).....</i>	61
<i>Figura 3.3. Esquema del perfil de suelo ensayado por de Vita et al. Modificado de De Vita et al. (2012).....</i>	62
<i>Figura 3.4. Curvas resistividad humedad para los horizontes B y Bb (E. Piegari, comunicación personal).</i>	63
<i>Figura 3.5. Regresión lineal definida por intervalos para un determinado conjunto de datos.....</i>	65
<i>Figura 3.6. SWCC típicas para distribución de poros bimodales y unimodales. Modificado de Blonquist, et al., 2006).</i>	69

<i>Figura 3.7. Curvas de retención succión-humedad para los horizontes B, Bb y Bbbasal (E. Piegari, comunicación personal) con indicación de los límites entre diferentes estados energéticos del agua en el suelo según Voronin</i>	70
<i>Figura 3.8. Resultado del análisis de las curvas ρ_a-Ln(w) para el horizonte B.....</i>	72
<i>Figura 3.9. Resultado del análisis de las curvas ρ_a-Ln(w) para el horizonte Bb.....</i>	73
<i>Figura 3.10. Resultado del análisis de las curvas ρ_a-Ln(w) para el horizonte Bbbasal....</i>	75
<i>Figura 3.11. Clasificación textural de suelos utilizados en el estudio.....</i>	77
<i>Figura 3.12.- Difractograma de reflexión de rayos-X de polvo para la muestra de suelo AE.</i>	78
<i>Figura 3.13.- Medida de la polarizabilidad aparente sobre la curva de descarga.....</i>	79
<i>Figura 3.14. Muestreo de la curva de descarga utilizando tres medidas y cuatro ventanas en cada una de ellas. M_DLY es el tiempo de retaso desde el corte de la corriente hasta comienzo del muestro medido en milisegundos y V_DLY el tiempo de retraso utilizado para medir VMN desde el momento en el que se comienza a inyectar la corriente.....</i>	81
<i>Figura 3.15.- Curvas de descarga obtenidas según el procedimiento descrito en el texto para diferentes valores de humedad gravimétrica (muestra VS5C11)</i>	82
<i>Figura 3.16. Variación de la cargabilidad con la intensidad de corriente debida a la pérdida de humedad de la muestra</i>	83
<i>Figura 3.17. Esquema del dispositivo empleado para comprobar la influencia de los electrodos de emisión de Sn.</i>	85
<i>Figura 3.18. a) Comparación de medidas de resistividad obtenidas con dos tipos de electrodos de emisión y b) diferencias porcentuales relativas entre ambas medidas.....</i>	87
<i>Figura 3.19. Comparación de medidas de cargabilidad obtenidas con dos tipos de electrodos de emisión y b) diferencias porcentuales relativas entre ambas medidas.</i>	88
<i>Figura 3.20. Medida del periodo con el TDR100 de Fieldscuot utilizando varillas de 20 cm en ácido acético glacial en una campana extractora de gases.....</i>	91
<i>Figura 3.21. Resultado de los ensayos realizados en diferentes sustancias para obtener los parámetros de la ecuación 3.24.....</i>	92
<i>Figura 3.22. Comparación de la permitividad medida con el WCR TDR100 en soluciones de distinta concentración salina y la calculada con las expresiones de Stogryn (1971 y 1975).</i>	96

<i>Figura 3.23. a) Periodo en función de la temperatura medido con el WRC TDR100 en una muestra de textura "AE" para siete contenidos de humedad diferentes. b) Variaciones de las relaciones lineales entre periodo y temperatura para la misma muestra en función de la humedad</i>	98
<i>Figura 3.24. Esquema simplificado del dispositivo de medidas de resistividad sobre muestras cilíndricas.....</i>	100
<i>Figura 3.25. Dispositivo circular de medidas de resistividad sobre muestras cilíndricas (Auerswald et al., 2001)</i>	101
<i>Figura 3.26. a), b), c) y d) Dispositivos circulares empleados en este estudio indicando el montaje de los diferentes sensores. e) Esquema en planta de la disposición de los electrodos de emisión y recepción.</i>	102
<i>Figura 3.27. a) Detalle de los electrodos de emisión y recepción utilizados para los ensayos sobre muestras cilíndricas convencionales. b) Dispositivo montado sobre una celda cilíndrica de 3 cm. de diámetro.....</i>	103
<i>Figura 3.28. Relación experimental entre la resistividad y la permitividad aparente en las medidas realizadas en laboratorio para la determinación de K</i>	107
<i>Figura 3.29. Ajuste por mínimos cuadrados de las medidas realizadas en laboratorio en soluciones salinas sobre cilindros contenedores de 5 centímetros de diámetro exterior.</i>	108
<i>Figura 3.30. Gráficos Krouwer-Monti (mountain plot) de las diferencias porcentuales de los valores de resistividad calculados con dos constantes diferentes para el contenedor de (a) 3 y (b) 5 centímetros de diámetro exterior respectivamente.</i>	110
<i>Figura 3.31- Secuencia seguida para el cálculo en la determinación de la constante geométrica K en los ensayos de laboratorio</i>	113
<i>Figura 3.32. Gráficos de sensibilidad calculados para la celda conteniendo el sensor de matriz granular Watermark 200SS.</i>	115
<i>Figura 3.33. Aportación en Ω a la resistencia total medida de la muestra de los elementos ajenos a ella frente a su resistividad para: a) los sensores Watermark, b) MPS-2, c) TDR100 con varillas de 12 cm de longitud y d) TDR100 con varillas de 3'8 cm de longitud.</i>	116
<i>Figura 3.34.- Sensibilidad de la cargabilidad a los diferentes factores que le influyen. Modificado de Park et al., (2017).....</i>	117
<i>Figura 3.35. a) Forma característica de las curvas cargabilidad-humedad en arenas. b) Cargabilidad frente a contenido en agua para dos muestras de arena natural (línea continua) y eliminado la fracción inferior a 74 μm (línea discontinua). Modificado de Illiceto et al. (1982).</i>	118

<i>Figura 3.36. Variación de a) la cargabilidad y b) la resistividad con el contenido volumétrico de agua en una muestra de arena humedecida solamente con agua (círculos en blanco) y humedecidas con agua contaminada de queroseno (círculos negros). Modificado de Titov, et al. (2004)</i>	119
<i>Figura 3.37. Muestra PAR. Resistividad-cargabilidad frente a Ln(W) en una muestra de arena utilizada para construcción, tamizada entre 125 y 250 μm sin eliminación de finos.</i>	121
<i>Figura 3.38. Muestra MMS. Resistividad-cargabilidad frente a Ln(W) en una muestra de textura arenosa, tamizada 600 μm sin eliminación de finos.</i>	121
<i>Figura 3.39. Muestra VS5C11. Resistividad-cargabilidad frente a Ln(W) en una muestra de textura Textura franco-arenosa</i>	122
<i>Figura 3.40. Muestra VS15C12. Resistividad-cargabilidad frente a Ln(W) en una muestra de textura franco-arenosa (los datos de cargabilidad se han suavizado para mejorar su representabilidad</i>	122
<i>Figura 3.41. Muestra PSGR. Resistividad-cargabilidad frente a Ln(W) en una muestra de textura. arcillosa-arenosa</i>	122
<i>Figura 3.42. Muestra PSPQ. Resistividad-cargabilidad frente a Ln(W) en una muestra de textura arcillosa-arenosa</i>	123
<i>Figura 3.43. Muestra NAE1. Resistividad-cargabilidad frente a Ln(W) en una muestra de textura arcillosa.....</i>	123
<i>Figura 3.44 Muestra NAE2CUSN. Resistividad-cargabilidad frente a Ln(W) en una muestra de textura arcillosa</i>	123
<i>Figura 3.45. Curvas de retención succión-humedad medidas con el sensor Watermark 200SS en las muestras PAR200SS11 y AE200SS11 con indicación de los puntos críticos calculados.....</i>	124
<i>Figura 3.46. Muestra PAR200SS11. Resistividad-cargabilidad frente a Ln(W) en una muestra de textura arenosa (arena: 88'5%; limo: 10%; arcillas: 1'5%) con indicación de los puntos críticos calculados</i>	125
<i>Figura 3.47. Muestra AE200SS11. Resistividad frente a Ln(W) en una muestra de textura arcillosa con indicación de los puntos críticos calculados.....</i>	125
<i>Figura 3.48. Curvas de retención succión-humedad medidas con el sensor MPS2 en las muestras VSMP2 y AEMPS2 con indicación de los puntos críticos calculados</i>	126
<i>Figura 3.49. Muestra VSMP2. Resistividad frente a Ln(W) en una muestra de textura arenosa con indicación de los puntos críticos calculados.....</i>	127
<i>Figura 3.50. Muestra AEMPS2. Resistividad frente a Ln(W) en una muestra de textura arenosa con indicación de los puntos críticos calculados.....</i>	127

<i>Figura 3.51. Muestra VSTDR2011. Resistividad y cargabilidad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arenosa.....</i>	129
<i>Figura 3.52. Muestra AETDR2011. Resistividad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arcillosa.</i>	129
<i>Figura 3.53. Relaciones de las componentes real e imaginaria de la permitividad frente a la humedad gravimétrica para las muestras: a) VSTDR100 y b) AETDR100.....</i>	131
<i>Figura 4.1. Perfil idealizado de humedecimiento del suelo durante el proceso de infiltración. Modificado de Hillel, 2003</i>	136
<i>Figura 4.2.- Forma y tamaño del bulbo húmedo en función del caudal Q (l/h) del emisor y el tiempo de riego para dos tipos de suelos (Bresler, 1977). Las curvas indican la posición del frente húmedo cuando se han aportado 4, 8 y 16 litros respectivamente. Modificado de Amorós Castañer, 2000.....</i>	137
<i>Figura 4.3. Esquema de las zonas humedecidas en función de la textura y estructura del suelo. a) Suelo de grano fino (arcilloso); b) suelo franco; c) suelo de grano grueso; d) suelo estratificado con una capa subyacente impermeable</i>	138
<i>Figura 4.4. Esquema de ampliación de la técnica MICS. Modificado de Audebert et al. (2014).....</i>	140
<i>Figura 4.5. a) Esquema de la instrumentación de la jardinera utilizada en los ensayos de laboratorio. b) Dimensiones de la jardinera.....</i>	141
<i>Figura 4.6. Interpretación de los perfiles realizados en la jardinera seca con los dispositivos a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger y c) Dipolo-Dipolo.</i>	144
<i>Figura 4.7. Interpretación de los perfiles realizados en laboratorio tras regar durante 15 minutos (equivalente a añadir 1 litro de agua) a) dispositivo Wenner realizado 44 minutos después de finalizar el riego, b) Wenner-Schlumberger realizado 57 minutos tras finalizar el riego y c) dispositivo Dipolo-Dipolo realizado 5 minutos después de finalizar el riego.</i>	145
<i>Figura 4.8. Tubérculo de “Mirabilis jalapa” retirado durante la preparación del ensayo de aproximadamente el mismo tamaño del que permaneció entre las raíces del olivo.....</i>	146
<i>Figura 4.9. Relación entre la constante geométrica y la resistencia del medio para los electrodos de emisión $A=1$, $B=22$ y de recepción $M=8$, $N=15$ (nivel de investigación $n=7$).</i>	147
<i>Figura 4.10. Resistividades calculadas para modelos isótropos y homogéneos de 50, 500 y 5000 Ωm utilizando el valor convencional de la constante geométrica para un dispositivo Wenner y los estimados en función de la resistencia.....</i>	148

<i>Figura 4.11. Comparación de los resultados teóricos obtenidos con electrodos tridimensionales y puntuales en un medio homogéneo e isótropo de 2300 Ωm de resistividad con un dispositivo Wenner.....</i>	<i>149</i>
<i>Figura 4.12. Resultado de la inversión de los perfiles realizados una vez corregidos.....</i>	<i>150</i>
<i>Figura 4.13. Bloques diagramas del procedimiento genérico empleado en la localización de límites y contornos en imágenes a) según Premaratne et al. (2010), y b) del método propuesto en este estudio indicando los algoritmos utilizados.....</i>	<i>151</i>
<i>Figura 4.14. Distribución del modelo de bloques y puntos de atribución en Res2dINV.....</i>	<i>152</i>
<i>Figura 4.15. Ejemplos de aplicación de la metodología propuesta sobre figuras geométricas tridimensionales. En la columna central se muestran los resultados sobre un esquema de isovalores de cada figura. Las líneas rojas en la columna de la derecha indican la posición del contacto de los modelos sobre el valor de fondo.....</i>	<i>158</i>
<i>Figura 4.16. Resultado de las inversiones múltiples de los perfiles realizados.</i>	<i>160</i>
<i>Figura 4.17. Modelo teórico realizado con Comsol Multiphysics simulando las condiciones de medida durante el proceso de infiltración. El modelo incluye el bulo húmedo y el tubérculo de “Mirabilis jalapa”</i>	<i>162</i>
<i>Figura 4.18. Resultado de las inversiones múltiples aplicadas al modelo estudiado.....</i>	<i>163</i>
<i>Figura 4.19. Estimación del error de cálculo.</i>	<i>164</i>
<i>Figura 4.20. Resultado del cálculo y la estimación de los errores para el modelo estudiado (ver figura 4.18).....</i>	<i>164</i>
<i>Figura 4.21. Resultado del cálculo y estimación de los errores para el modelo simplificado.</i>	<i>165</i>
<i>Figura 4.22. Resultado de las inversiones múltiples aplicadas al perfil P2</i>	<i>165</i>
<i>Figura 4.23. Resultado del cálculo del perfil P2 tras añadir aproximadamente 0.5 litros de agua. ($\Delta t = 5$ minutos).....</i>	<i>166</i>
<i>Figura 5.1. a) Dispositivo y equipo de medida. b) Detalle del emisor situado fuera del perfil para controlar las condiciones de temperatura y humedad del ensayo.....</i>	<i>169</i>
<i>Figura 5.2. a) Dispositivo y equipo de medida en el olivar utilizado en los ensayos. b) Detalle mostrando el gotero junto a la posición de un electrodo nº 11.....</i>	<i>170</i>
<i>Figura 5.3. a) Errores máximos que pueden alcanzarse en la estimación de la posición más alta de los puntos utilizados para modelizar el terreno y b) de los puntos donde se colocaron los electrodos.....</i>	<i>172</i>

<i>Figura 5.4. Histograma de los errores cometidos en el cálculo de la constante geométrica (K) al considerar la posición real de los electrodos</i>	173
<i>Figura 5.5. a) Mallado con indicación de su calidad en el modelo tridimensional creado para estudiar la influencia de la posición de los electrodos en los resultados de la inversión. b) Vista en planta del detalle de la posición de los electrodos sobre el terreno</i>	174
<i>Figura 5.6. a) Resultado de la inversión del modelo teórico con la constante geométrica K dada por la expresión 5.1 sin tener en cuenta la posición real de los electrodos y b) calculada con las distancias medidas con GPS.....</i>	175
<i>Figura 5.7. Inversión de los perfiles realizados sobre terrenos arcillosos mostrando el resultado para las resistividades aparentes calculadas con los valores de K modificados según su posición real</i>	177
<i>Figura 5.8. Inversión de los perfiles realizados sobre terrenos arcillosos para las resistividades aparentes calculadas con los valores de k convencionales</i>	178
<i>Figura 5.9. Variación porcentual de la resistividad de los diferentes modelos calculados con las dos constantes geométricas.....</i>	179
<i>Figura 5.10. Resultado de la inversión del ensayo de transmisibilidad en arcillas antes de comenzar el riego a), b) a los 5 min., c) 10 min., d) 15 min., e) 20 min. y f) a los 25 min. desde el comienzo del riego</i>	180
<i>Figura 5.10. (continuación). Resultado de la inversión del ensayo de transmisibilidad en arcillas g) a los 30 min., h) 40 min., i) 50 min., j) 60 min., k) 70 min., l) 80 min. y m) 90 min. desde el comienzo del riego</i>	181
<i>Figura 5.11. Estimación de la posición del frente húmedo a los 5 min. a), 10 min. b), 15min c) 20 min. d) 25 min. y a los 30 min. e) desde el comienzo del riego.....</i>	185
<i>Figura 5.11. (continuación). Estimación de la posición del frente húmedo a los 40 min. g), 50 min. h), 60 min. i), 70 min. j), 80 min. k) y 90 min. l) desde el comienzo del riego.</i>	186
<i>Figura 5.12. Ajuste a una ecuación potencial de la variación de las profundidades estimadas con el tiempo. a) Conjunto completo de datos observados y b) datos seleccionados para el cálculo.</i>	188
<i>Figura 5.13. Relación entre la velocidad de avance del frente húmedo y el tiempo para el emisor nº 2.</i>	189
<i>Figura 5.14. Curvas de la velocidad de infiltración e infiltración acumulada calculadas para el emisor nº 2</i>	191
<i>Figura 5.15. Interpretación de los perfiles realizados durante el análisis del proceso de pérdida de humedad. a) Perfil P0 realizado antes del proceso de riego, b) P1 comenzado</i>	

a los 45 minutos de comenzar el riego, y c) P2, d) P3, e) P4 y f) P5, realizados a las 24, 71.5, 120 y 192 horas respectivamente	194
Figura 5.16. Ejemplo de dispositivo para registrar datos de polarización inducida utilizando electrodos metálicos de emisión e impolarizables de recepción. A la derecha se muestra un detalle de un electrodo impolarizable de fabricación casera	195
Figura 5.17. Cambios porcentuales de la resistividad con respecto al perfil P0 (antes de comenzar el riego) obtenidos a partir de los datos de las secciones mostradas en la figura 5.14, corregidos de temperatura, utilizando la opción time-lapse de Res2DInv.....	196
Figura 5.18. Evolución de la temperatura del suelo seco (azul) y húmedo (rojo) medida durante la realización de los perfiles a) P0 y P1, b) P2, c) P3, d) P4 y e) P5	199
Figura 5.19. Variación de la resistividad con el neperiano de la humedad volumétrica para la zona humedecida por el emisor 2.....	201
Figura 5.20. Variación de la resistividad con el neperiano de la humedad volumétrica para la zona humedecida por el emisor 1.....	202
Figura 5.21. Resolución como una función del número de combinaciones de medidas según Stummer et al. (2004). Modificado de Nyquist et al. (2007).	203
Figura 5.22. Resultados de la inversión de las medidas realizadas con un dispositivo a) Schlumberger, b) Wenner, c) Dipolo-Dipolo y d) combinado las medidas en un único conjunto de datos.....	205

ÍNDICE DE TABLAS.

	<i>Página</i>
<i>Tabla 2.1.- Influencia de los principales factores sobre la conductividad de suelos y rocas. Modificado de Glover (2015).....</i>	34
<i>Tabla 3.1. Parámetros estimados del modelo de Van Genuchten para los niveles B, Bb y Bb_{basal}. (De Vita et al., 2012).....</i>	68
<i>Tabla 3.2.- Valores de los puntos de intersección calculados entre las funciones de Voronin y las ecuaciones de Van Genuchten.....</i>	71
<i>Tabla 3.3.- Clasificación USDA de los suelos según su textura.....</i>	77
<i>Tabla 3.4. Duración en milisegundos de las ventanas utilizadas para determinar la cargabilidad global.....</i>	80
<i>Tabla 3.5. Comprobación de la relación entre intensidad-cargabilidad para la muestra PQ2 (tensión requerida en las medidas 50 mV). RAB = Resistencia de contacto de los electrodos AB. ΔV (mV). I (mA). M= Valor medio de la cargabilidad global en mV/V (0/00). M1, M2, M3, M4=Valores promedio de cargabilidad parcial en las ventanas 120, 220, 420 y 820 milseg. Tiempo de retraso antes de comenzar a registrar la primera ventana 160 milseg.....</i>	84
<i>Tabla 3.6. Valores calculados de S, a1 y a2 para las distintas sondas empleadas.....</i>	93
<i>Tabla 3.7. Valores calculados y medidos de la constante geométrica para los ensayos en laboratorio.....</i>	112
<i>Tabla 3.8. Relación de muestras ensayadas. Parámetros medidos: Resistividad (R), Cargabilidad (C), Potencial mátrico (P), Permitividad (Pd). Textura de la muestra PAR200SS11: Arena 88'5%, Limo, 10%, Arcillas 1'5%.....</i>	120
<i>Tabla 4.1. Coeficientes de los filtros de convolución de Sobel.....</i>	154
<i>Tabla 4.2. Parámetros físicos y dimensiones del modelo empleado en la simulación teórica (figura 4.15).....</i>	163
<i>Tabla 5.1.- Comparación de la profundidad del frente húmedo (Z_{25}) calculado bajo el emisor 2 y los Z_{bh} determinados por las expresiones propuestas por Cruz-Bautista et al. (2015).....</i>	184
<i>Tabla 5.2. Datos obtenidos en el punto de observación próximo al perfil y resumen de las medidas realizadas y de los valores calculados para la corrección de temperatura.....</i>	200

Lista de siglas, acrónimos y símbolos.

Siglas y acrónimos

AIC	Criterio de Información de Akaike (<i>Akaike Information Criterion</i>)
BIC	Criterio de información bayesiano (<i>Bayesian Information Criterion</i>)
CSEM	<i>Controlled Source Electromagnetic</i>
ESYRCE	Encuesta sobre Superficies y Rendimientos de Cultivos en España
GPR	Radar – Georradar- Radar de Penetración Terrestre (<i>Ground Penetrating Radar</i>)
MEF	Método de Elementos Finitos
MLE	Método de máxima verisimilitud (<i>Maximun Likelihood Estimation</i>)
MN	Cargabilidad Normalizada
MT	Método Magentotelúrico (<i>Magnetotelluric method</i>)
PI	Polarización Inducida (<i>Induced Polarization</i>)
RMT	Método Radio Magnetotelúrico (<i>Radio-Magnetotelluric Method</i>)
RMSE	Raíz cuadrada del error cuadrático medio (Root-Mean-Square Error)
SEV	Sondeo Eléctrico Vertical
SWCC	Curva de retención de humedad (<i>Soil Water Characteristic Curve</i>)
TEM	Método Electromagnético en Dominio de Tiempo (<i>Transient Electromagnetic Method</i>)
TDR	Reflectómetro en Dominio de Tiempo (<i>Time Domain Reflectometer</i>)
VETEM	<i>Very Early Time Electronmagnetic</i>
VLF	<i>Very low frequency</i>
WCR	Reflectómetro de Contenido de Agua (<i>Water Content Reflectometer</i>)

Símbolos

<i>Símbolo</i>		<i>Unidades SI</i>	<i>Abreviatura</i>
\vec{E}	<i>Campo eléctrico</i>	<i>Voltio/metro</i>	<i>V/m</i>
F	<i>Infiltración acumulada</i>	<i>metro</i>	<i>m</i>
I	<i>Intensidad</i>	<i>Amperio</i>	<i>A</i>
I _b	<i>Infiltración básica</i>	<i>metro/segundo</i>	<i>m/s</i>
\vec{j}	<i>Densidad de corriente</i>	<i>Amperio/m²</i>	<i>A/m²</i>
K	<i>Constante geométrica del dispositivo</i>	<i>metro</i>	<i>m</i>
K _{fs}	<i>Conductividad hidráulica saturada</i>	<i>Metro/segundo</i>	<i>m/s</i>

pF	<i>Logaritmo en base 10 de una columna de agua en centímetros</i>		
R^2	<i>Coefficiente de determinación de la regresión</i>	-	-
V	<i>Potencial eléctrico</i>	<i>Voltio</i>	<i>V</i>
W	<i>Humedad gravimétrica ($gr \cdot gr^{-1}$)</i>	<i>Adimensional</i>	-
Θ	<i>Humedad volumétrica ($m \cdot m^{-3}$)</i>	<i>Adimensional</i>	-
ΔV	<i>Diferencia de potencial</i>	<i>Voltio</i>	<i>V</i>
ϵ_0	<i>Permitividad en el vacío</i>	<i>Faradio/metro</i>	<i>F/m</i>
ϵ_a	<i>Permitividad aparente</i>	<i>Faradio/metro</i>	<i>F/m</i>
ϵ_r	<i>Permitividad relativa</i>	<i>Adimensional</i>	-
ϵ_r'	<i>Parte real de la permitividad relativa</i>	<i>Adimensional</i>	-
ϵ_r''	<i>Parte imaginaria de la permitividad relativa</i>	<i>Adimensional</i>	-
φ_m	<i>Potencial mátrico del suelo o succión</i>	<i>Pascal (N/m^2)</i>	<i>Pa</i>
ρ_a	<i>Resistividad aparente</i>	<i>Ohmio·metro</i>	$\Omega \cdot m$
σ_a	<i>Conductividad aparente</i>	<i>Siemens/metro</i>	$S \cdot m^{-1}; \Omega^{-1} \cdot m^{-1}$
σ_e	<i>Conductividad efectiva</i>	<i>Siemens/metro</i>	$S \cdot m^{-1}; \Omega^{-1} \cdot m^{-1}$
σ^2	<i>Varianza</i>	-	-
χ_e	<i>Susceptibilidad eléctrica</i>	<i>Adimensional</i>	-
ω	<i>Frecuencia angular</i>	<i>Radian/segundo</i>	<i>rad/s</i>

1.- Introducción.

1.1.- Motivación y justificación.

El sector agrícola se distingue como el principal consumidor de agua a nivel mundial. Se considera que es el responsable de entre el 80% y el 90% de su consumo global. Al mismo tiempo se estima que este sector realiza un uso muy poco eficiente (i. e., relación entre agua aplicada y rendimiento de los cultivos) de ésta, con pérdidas superiores al 50% (Hamdy *et al.*, 2003).

Si bien es cierto que las pérdidas por los riegos ineficientes finalmente retornan a los cursos superficiales o subterráneos, esta agua se incorpora a la red con una evidente disminución de su calidad a causa de la presencia de plaguicidas, fertilizantes y sales presentes en los suelos y, por tanto, una utilización del agua más eficaz redundaría de forma positiva tanto en beneficio del resto de los sectores (permitiendo disponer de mayor cantidad) como evidentemente de la naturaleza.

El consumo de agua con fines agrícolas constituye por tanto un volumen muy importante del total de agua disponible, así, por ejemplo, en la cuenca del río Po, frente al 16% que se utiliza para consumo humano, al 20% en actividades industriales, y al 18% en la producción de energía eléctrica, un 46% se utiliza para irrigación en agricultura (Bittelli, 2010).

En la cuenca del río Guadalquivir, el consumo de agua con fines agrícolas es seis veces superior al urbano, alcanzando alrededor del 80% del agua disponible, con una superficie de cultivo dedicada al regadío que representa aproximadamente el 25,5% del total, algo superior al 21% de la media estatal (Montesinos *et al.*, 2011).

En esta cuenca, durante el periodo comprendido entre 1989 y 1999, se produjo un incremento equivalente casi al 44% de la superficie de riego localizado de toda España, siendo la que más creció en el conjunto de la nación (Martín-Ortega, 2009). A su vez, el mayor aumento en el uso del agua en este periodo fue debido al incremento de la superficie regada dedicada a olivar, haciendo que este sea el cultivo más importante de la cuenca del Guadalquivir al ocupar un 42 por ciento de la superficie regada (Gutiérrez Martín *et al.*, 2008).

La utilización de técnicas de irrigación apropiadas es una de las estrategias a aplicar en la búsqueda de un uso eficiente del agua en la agricultura. Los sistemas de microirrigación o sistemas de riego localizado de alta frecuencia, presentan una eficiencia teórica del 90%, frente al 70% de los sistemas por aspersión y al 60% del sistema de riego superficial (Moya, 2009). A pesar de ello,

todavía pueden producirse importantes pérdidas por percolación con la consecuente reducción de su eficacia.

Para realizar una correcta programación del riego se requieren tres ítems (Stirzaker y Hutchinson, 2005): el contenido mínimo de agua en el suelo necesario para que la planta no sufra un stress hídrico inaceptable, la cantidad de agua que el suelo retiene después de que el drenaje prácticamente ha cesado y la profundidad de suelo que es necesario humedecer.

Zur (1996) afirma que la geometría y volumen de suelo humedecido bajo un emisor debería ser un objetivo en el proceso de diseño del riego más que un resultado final. Un conocimiento preciso del volumen de suelo humedecido en el proceso de irrigación permitiría aplicar una cantidad de agua suficiente para humedecer la mayor parte de la zona abarcada por la raíz de la planta evitando pérdidas por percolación, así como que los nutrientes sean lixiviados por debajo de la zona de la raíz. Para este autor, el paso final del diseño debería ser la combinación óptima de descarga y espaciamiento de los emisores para el entorno local de cada zona, caracterizada por las propiedades hidráulicas del suelo.

Reynolds (2011) incluye entre los campos de aplicación de la prospección geofísica o geofísica aplicada, la “agro-geofísica”, entendida como la aplicación de la geofísica a la agricultura y a la ciencia del suelo. Esta nueva sub-disciplina de muy reciente aparición estaría interesada en el estudio, entre otros temas, de la capacidad de retención del agua en el suelo o del efecto de los cultivos sobre su contenido en humedad.

Entre las técnicas de prospección geofísica, los métodos geoelectrónicos han tenido, y continúan gozando en la actualidad de una amplia aplicación en los estudios del agua en la zona no saturada (p. ej.: Rhoades *et al.*, 1976; Daily *et al.*, 1992; Daniels *et al.*, 2005; Brunet *et al.*, 2010; Revil *et al.*, 2012), principalmente porque la humedad es la responsable primordial de la circulación de la corriente en suelos y rocas, de tal forma que al modificarse su contenido también se modifica en gran medida la respuesta que proporcionan estos.

Los métodos eléctricos en prospección geofísica cuentan con una gran variedad de técnicas que abarcan un rango de frecuencias de medida muy amplio (figura 1.1), las cuales, en términos generales y siempre que no haya presencia de metales, estudian en alguna medida diferentes respuestas del agua presente en el terreno cuando este está sometido a la aplicación de un campo

electromagnético. Así, entre los métodos de corriente continua y el GPR (*Ground Penetrating Radar*), que llega a trabajar en frecuencias superiores a 1GHz, se encuentran métodos como el de polarización inducida, una gran variedad de métodos electromagnéticos, y el TDR (*Time Domain Reflectometry*).

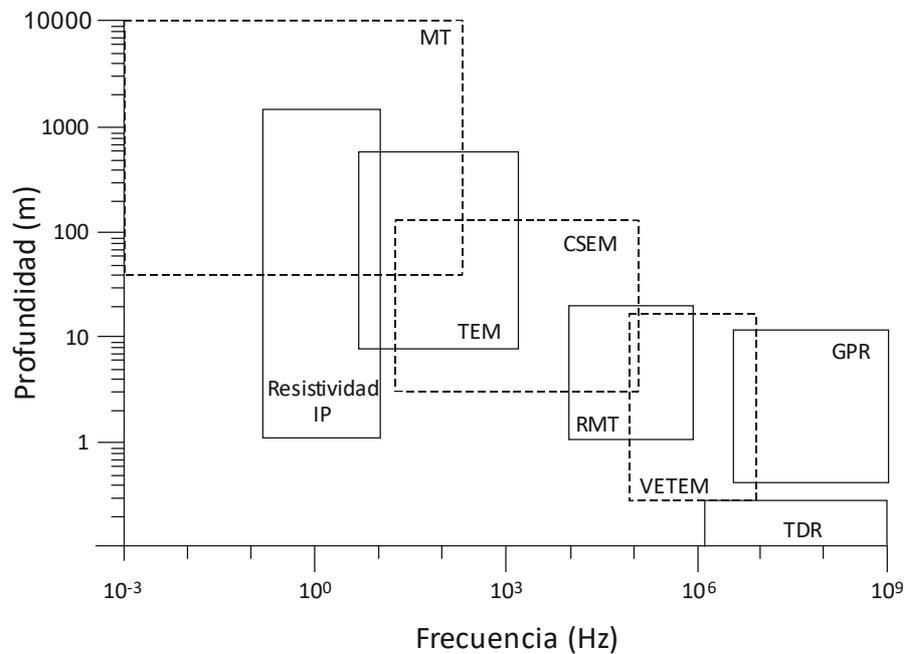


Figura 1.1. Rango de frecuencia y profundidad de investigación de diferentes métodos electromagnéticos. Método magnetoteléxico (MT), polarización inducida (IP), método electromagnético en dominio de tiempo (TEM), métodos electromagnéticos de fuente controlada (CSEM), radio Magnetoteléxico (RMT), Very Early Time Electromagnetic (VETEM), Ground Penetrating Radar (GPR), Time Domain Reflectometry (TDR). Modificado de Pellerin y Wannamaker (2005).

Dentro de los métodos de corriente continua, la aparición del método de tomografía eléctrica ha traído consigo una importante mejora, tanto en la resolución espacial, como en la información cuantitativa obtenida: correcciones de la influencia de la topografía en la resistividad, mayor rapidez y precisión en la obtención de medidas y posibilidad de medir conjuntamente otros parámetros como polarización inducida en dominio de tiempo (cargabilidad), etc.

A pesar de que la instrumentación utilizada en estos estudios permite determinar la cargabilidad al mismo tiempo que la resistividad, esta información no se aprovecha completamente en la actualidad en estudios medioambientales (Auken *et al.*, 2006). Las principales causas residen en la necesidad de utilizar electrodos impolarizables y en los problemas asociados con el uso de cables multielectrodo. Sin embargo, algunos autores afirman que, realizando un cuidadoso diseño de la investigación pueden emplearse electrodos metálicos y cables multielectrodos para la toma

de datos de polarización inducida sin obtener diferencias significativas con el método tradicional de trabajo (Dahlin *et al.*, 2002).

El método de tomografía eléctrica ha demostrado ser especialmente versátil, llegando a aplicarse a estudios centrados en cuestiones tan sutiles como la absorción de agua por las raíces de las plantas (Petersen y al Hagrey 2009; Werban *et al.*, 2008), la distribución del sistema de raíces de los árboles (Amato *et al.* 2008), o el desarrollo de grietas durante el proceso de humedecimiento-secado del suelo (Samouëlian *et al.*, 2003).

Generalmente, cuando el interés se concentra en procesos dinámicos, los trabajos de tomografía eléctrica se ejecutan comparando secuencias de medidas realizadas en el mismo lugar en diferentes momentos (*time-lapse tomography*) y analizando las modificaciones de resistividad asociadas (Baker y Moore, 1998; Jayawickreme *et al.*, 2010).

El contenido en agua del suelo se puede estudiar desde dos puntos de vista diferentes. Bien tomando en consideración el porcentaje en masa o volumen de agua presente, o bien estudiando su estado energético.

Habitualmente, en los estudios de prospección geoelectrica, se realizan calibraciones específicas del contenido gravimétrico o volumétrico de agua con la resistividad, principalmente con el propósito de obtener a partir de estas el valor de humedad. Estas correlaciones presentan el problema de que son locales y su validez no puede generalizarse para otros emplazamientos.

Michot, *et al.* (2007) afirman que, *“en el ámbito científico, queda aún por realizar un gran esfuerzo en los aspectos relativos al estudio de la correlación entre resistividad eléctrica y contenido de agua en suelos no saturados, así como en las relaciones entre ésta y el potencial hídrico del suelo con relación a su micro y macroporosidad”*.

Existe una analogía evidente entre la resistividad y el potencial mátrico, como lo demuestran las relaciones utilizadas por los sensores Watermark (Shock *et al.*, 1998; Thomson y Armstrong, 1987), o entre este y la permitividad (sensores TDR o MPS2). No obstante, la gran cantidad de factores que influyen en el valor final de resistividad para un determinado medio, y que estos sensores intentan simplificar al máximo en su manufactura, dificultan significativamente la utilización de la resistividad en el estudio del estado energético del agua en el suelo. Pretender manejar

demasiados parámetros, de los que en muchas ocasiones se desconoce su valor, dificulta la aplicación de relaciones petrofísicas entre las medidas eléctricas e hidrogeológicas, las cuales con frecuencia son demasiado complejas para emplearlas en la práctica.

Las aplicaciones de este enfoque pueden ser mucho más amplias que las tradicionales de los estudios de contenido de agua en el suelo. Además de la importancia que puede tener en agronomía, otros campos como en hidrogeología los estudios de la dinámica del agua y contaminantes en la zona no saturada, la cuantificación de recargas de acuíferos, e infiltración de recargas artificiales en balsas; en ingeniería medioambiental los estudios sobre el efecto de incendios o contaminantes en suelos y erosión de pendientes y en geotecnia la determinación de expansibilidad del terreno, estimación de la superficie específicas de partículas, infiltración en pavimentos de carreteras y presas, o estabilidad de taludes.

Pozdyakova y Pozdyakov plantearon las bases que podrían acercarnos a la utilización de la resistividad, como se determina en los estudios de prospección geofísica, para identificar los cambios del estado energético del agua en el suelo.

Frente a los estudios de la evolución de la humedad en la zona no saturada o vadosa, el otro gran objeto de investigación lo constituye el establecimiento de relaciones empíricas de pedo-transferencia que relacionan los parámetros geofísicos con el contenido o cambio de humedad del suelo (Al Hagrey *et al.*, 2004; Werban *et al.*, 2008).

En ambos enfoques aparecen serias dificultades cuando se pretende determinar, a partir de los estudios de tomografía eléctrica, las zonas que presentan un determinado contenido de humedad o su evolución. Por un lado, la tomografía representa pobremente la estructura real del subsuelo y tiende a sobreestimar la resolución espacial y a subestimar las magnitudes físicas del objetivo de estudio (Day-Lewis *et al.*, 2005), mientras que por otro, dado el elevado número de factores que influyen en el desplazamiento de los iones en el suelo, y por tanto en la resistividad eléctrica (naturaleza de las partículas, densidad y textura del suelo, compactación, temperatura, etc.), impiden que la resistividad pueda ser aplicada directamente en la determinación del contenido de humedad en el suelo, requiriéndose al menos de calibraciones para cada zona específica.

Las curvas empíricas obtenidas en laboratorio que relacionan la resistividad con el contenido de humedad podrían utilizarse para intentar transformar los resultados de la tomografía a valores

cuantitativos de contenido de humedad en el suelo. Sin embargo, cuando el interés se centra en zonas de valores altos de humedad, pueden ser poco resolutivas, ya que grandes variaciones de contenido de agua en el suelo están asociadas a pequeños cambios de resistividad, los cuales pueden estar incluso dentro del rango de error de las medidas, considerado tradicionalmente del 5%.

Pozdnyakov *et al.* (2006), proponen una interpretación de las curvas resistividad-humedad basada en los conceptos desarrollados por Voronin (1990), según este autor, el cambio termodinámico del sistema suelo-agua pasa por unos puntos críticos relacionados con las fuerzas que actúan entre ambas fases. La naturaleza y la magnitud de las fuerzas que contribuyen al potencial mátrico cambian bruscamente en ciertos valores de humedad, diferenciando los rangos de agua gravitacional, capilar, pelicular y adsorbida.

McQueen y Miller (1974) señalan que la curva característica de humedad del suelo podría representarse en una gráfica semilogarítmica por tres segmentos rectos caracterizados que definirían los regímenes de agua gravitacional, capilar, pelicular-adsorbida y fuertemente adsorbida. Estos segmentos quedan definidos por un cambio de pendiente en los puntos de transición.

Pozdnyakov *et al.* (*op. cit.*), basándose en el concepto de Varonin, relacionan los puntos críticos con la movilidad de los iones en solución y por consiguiente la resistividad con las fuerzas que retienen el agua en el suelo. De este modo las curvas de humedad-resistividad darían información, no sólo del contenido de agua en el suelo, sino que, además lo darían de su estado y desde un punto de vista agronómico, de la posibilidad de las plantas para aprovecharla.

Parece evidente que, si se puede relacionar las fuerzas que retienen el agua en el suelo con la resistividad, otros parámetros eléctricos como cargabilidad o permitividad deberían, de algún modo responder de forma similar, mostrando algún tipo de cambio brusco cuando cambian las fuerzas principales que actúan sobre el agua presente en el suelo.

Titov *et al.* (2004), encontraron en ensayos realizados en arenas clasificadas, contaminadas con keroseno, puntos donde se producían cambios en el comportamiento de la resistividad y la cargabilidad para los mismos valores de humedad. El mencionado estudio proporciona resultados similares a los del trabajo de Timo Saarenketo (Saarenketo, 1998), donde se presentan curvas de

permitividad-humedad y conductividad-humedad, marcando diferencias en los rangos de agua gravitacional, capilar y adsorbida.

Otros autores (Miyamoto *et al.*, 2003) en el estudio de la relación entre el contenido volumétrico de agua y la permitividad en andisoles se refieren a la existencia de un contenido crítico de agua donde se produce un cambio en las pendientes de las curvas. Previamente se habían definido comportamientos similares para este tipo de relaciones en suelos (Stuchly, 1970), distinguiendo dos zonas en las curvas permitividad-humedad, la primera en la que predomina el agua adsorbida y la segunda con predominio de agua libre.

En esta investigación se analizará la posibilidad de utilizar la cargabilidad en el estudio de contenido de humedad en suelos tal como la miden los instrumentos de tomografía eléctrica, y de validar, en suelos de diferentes texturas, las relaciones de resistividad humedad de Pozdnyakov, utilizando como parámetros de contraste la cargabilidad y la permitividad.

La localización de los puntos de cambio de pendiente se analiza estadísticamente y, aunque serán necesarios trabajos adicionales, los primeros resultados muestran que la cargabilidad puede aportar información en los tramos de la curva humedad resistividad donde la resistividad puede ser menos resolutive en la predicción del contenido en humedad.

También se estudian las posibilidades que plantean el método directo para analizar la evolución espacial del frente húmedo en regadío localizado, intentado explorar las oportunidades de un conocimiento lo más preciso posible del estado energético del agua dentro de él, y su variación temporal. Esta información se podría aprovechar para un diseño racional del riego localizado.

1.2.- Antecedentes.

Las primeras referencias a las técnicas de prospección geoeléctrica datan de 1720 y 1746 con el descubrimiento de que el suelo puede conducir la corriente eléctrica y los primeros listados de los valores de conductividad de los diferentes tipos de rocas (Van Nostrand y Cook, 1966). En 1830, el geólogo, inventor y naturalista inglés Robert Were Fox (1789-1877) descubrió, utilizando una instrumentación muy primitiva, la existencia de corrientes eléctricas naturales asociadas a los yacimientos de sulfuros en las minas de cobre de Cornwall, y señaló: *"...where there was little or no ore, there was little or no action. Hence it seems likely that electro-magnetism may become useful to the practical miner in determining with some degree of probability at least, the relative*

quantity of ore in veins, and the direction in which it most abounds" (Fox, 1830). Por otro lado, la utilización de las variaciones de resistencia eléctrica para estudiar los cambios de humedad en el suelo con fines agrícolas fue descrita por primera vez en 1897 (Whitney *et al.*, 1897). Sin embargo, hasta mediados del siglo XX no se obtuvieron los primeros éxitos en su aplicación con el desarrollo de los denominados bloques de resistencia eléctrica (Johnson, 1962).

En 1913 Conrad Schlumberger (1878-1936), profesor de Física de la Escuela de Minas de París, descubre el yacimiento de sulfuros de Bor (Serbia) mediante el método de potencial espontáneo (Orellana, 1982). Spies (1996), señala esta misma fecha y lugar como el momento en que C. Schlumberger ensaya el método que se daría a conocer como puesta a masa (*mise-à-la-masse*). A pesar de que Schlumberger corregía los potenciales de electrodo y espontáneos midiéndolos y restándolos al valor obtenido mientras fluía la corriente, sugirió que podrían corregirse simplemente tomando la media entre dos medidas realizadas con dos polaridades diferentes, de forma similar a como lo realizan en la actualidad los equipos de tomografía eléctrica.

También en esta fecha, 1913, se realizan los primeros ensayos de los métodos electromagnéticos (Orellana, 1982).

En 1915, Frank Wenner, propone el uso de dispositivos tetraelectrónicos simétricos lineales. Sobre estas mismas fechas (1921), Conrard Schlumberger y su hermano Marcel, idean el uso de un dispositivo similar en el que la diferencia de potencial se mide en corriente continua entre dos electrodos impolarizables muy próximos entre sí (Bud y Warner, 1998). Un año más tarde los hermanos Schlumberger introducen el concepto de resistividad aparente (Zhdanov, 2010), que junto al empleo de los dispositivos tetraelectrónicos serían la base del posterior desarrollo de los métodos de corriente continua.

Estos dispositivos de medida, que pasaron a denominarse como sus creadores, se aplicaron en dos metodologías denominadas Sondeos Eléctricos Verticales (SEV), donde se obtiene la variación de la resistividad con la profundidad a medida que se incrementaba la separación entre los electrodos de emisión, y Calicatas Eléctricas, en las que se determina la variación de la resistividad a profundidad aproximadamente constante a lo largo de un perfil.

Los métodos de prospección geofísica comenzaron a aplicarse en la investigación de yacimientos minerales e hidrocarburos. Ambos campos han sido tradicionalmente los motores de la investigación y el desarrollo de métodos, instrumentación, etc.

En los últimos tiempos se ha producido un importante incremento de actividad en lo que se denominó *The Environmental and Engineering Geophysics* (EEG). En 1992 se fundó la "*Environmental and Engineering Geophysics Society*" (EEGS) tras el cambio de denominación de la *Society for Engineering and Mineral Exploration Geophysicists*, organización enfocada a la geofísica minera que decidió dicha transformación al evidenciar que la mayoría de sus miembros estaban reorientando su interés hacia aplicaciones que hasta ese momento eran consideradas en cierto modo secundarias. El incremento de interés en estas aplicaciones puede quedar evidenciado por el hecho de que de los 107 miembros que la EEGS tenía en 1992 se pasó a casi 700 en un periodo de tiempo relativamente corto.

La EEG presenta ciertas características especiales inherentes a sus objetivos. Una de ellas es enfocar sus estudios a zonas muy superficiales, lo que conlleva la necesidad de aplicaciones de alta resolución y una gran densidad de medida.

Los primeros intentos en reducir el tiempo necesario en la adquisición de datos, algo fundamental para que una alta densidad de medida sea efectiva, los realizó la casa Bison, comercializando un dispositivo multielectrónico para la ejecución de SEV. Posteriormente, en 1994, *Advanced Geosciences Inc.* (AGI) lanzó al mercado el sistema de adquisición de datos automático *Swing/Swift*, reduciendo el tiempo necesario para realizar una medida aproximadamente a 15 segundos (Hoover y Leberfinger, 1999).

Actualmente los equipos pueden contar con varios canales de medida, usualmente ocho o diez, con lo que al tiempo que se introduce corriente por los dos electrodos de emisión se mide en tantos pares de electrodos como canales tiene el equipo, reduciéndose aún más el tiempo de adquisición de datos. Todo esto ha tenido un gran impacto en cuanto al volumen de información manejado, de modo que de los veinte datos de los que podía constar como media un SEV, se ha pasado a manejar centenares de ellos, a veces incluso repetidos, con lo que se obtiene también un control sobre la calidad de las medidas.

Las técnicas de interpretación tradicionales consistían en comparar los datos de campo con ábacos patrón, para el caso de los sondeos eléctricos verticales, y en identificar puntos característicos en las curvas de calicatas eléctricas.

Con la difusión de los ordenadores personales aparecieron programas que en realidad no modificaron mucho el proceso de interpretación. El operador realizaba la interpretación manual y el programa se limitaba a ajustar los datos del modelo teórico proporcionado por dicha interpretación inicial a los datos obtenidos en campo mediante un proceso iterativo. Esto constituye en realidad sólo un proceso de refinamiento de los resultados obtenidos por métodos tradicionales y no una interpretación automática.

A este respecto, Ernesto Orellana aboga en su momento por la opinión generalizada entre los geofísicos de que la interpretación no es una ciencia sino un arte, afirmando: *“la interpretación de los SEV (y en general de todos los métodos de prospección geofísica) no puede reducirse nunca a labor puramente mecánica, realizable por aplicación automática de ciertas recetas o fórmulas matemáticas, sino que requiere la aportación de un ser inteligente. Síguese de aquí, que la labor interpretativa no puede confiarse a un ordenador electrónico, ya que la inteligencia de éstos no es superior a la de las barrenas de acero usadas como electrodos”* (Orellana, 1984).

La gran cantidad de información proporcionada por los nuevos sistemas automáticos de medida no sería útil sin un sistema de manipulación, procesamiento e interpretación.

La combinación de instrumentación de medida y nuevas técnicas de tratamiento de datos y de modelización produjo una reactivación de los métodos resistivos tradicionales, apareciendo lo que actualmente conocemos como tomografía eléctrica o *electrical imaging*.

Aunque la tomografía eléctrica es considerada por algunos autores una combinación de las técnicas tradicionales de sondeos y calicatas eléctricas que permite obtener imágenes del subsuelo en 2D o 3D, en realidad se trata de una potente técnica de alta resolución.

En los últimos tiempos, la “agricultura de precisión” está haciendo uso de los métodos tradicionales de prospección geofísica, más concretamente de la prospección geoeléctrica, para intentar evaluar con mayor precisión la densidad óptima de siembra, estimar el uso fertilizante y

otras entradas necesarias, evaluar la compactación por uso de maquinaria agrícola, y en definitiva predecir con más exactitud la producción de los cultivos.

La aplicación de las medidas de resistividad (o su inversa la conductividad) a la agricultura comenzaron con los estudios de salinidad del suelo (Corwin y Lesh, 2005). Sin embargo, dada la gran cantidad de propiedades del suelo que influyen en su valor (humedad, contenido y mineralogía de la arcilla presente, materia orgánica, temperatura, compactación, contaminación por fertilizantes o pesticidas), que estas variaciones pueden ser tanto espaciales como temporales, y que para una zona concreta la magnitud y la variación espacial de la resistividad está controlada sólo por uno o dos de estas propiedades (Jonson *et al.*, 2005), quedó rápidamente patente que podrían aplicarse provechosamente en con otros fines. De este modo, Allred *et al.* (2008) incluyen, además de la evaluación de la salinidad del suelo, entre las potenciales aplicaciones de los métodos geofísicos que responden a las variaciones de resistividad del terreno (métodos eléctricos, electromagnéticos y GPR) la cartografía de tipos de drenaje, determinación de la profundidad hasta niveles arcillosos, estimación de los coeficientes de partición de herbicidas en suelos, determinación de contenidos de agua en suelos y delimitación de los cambios espaciales en las propiedades del suelo, entre otros.

En 2007, Michot *et al.*, apuntan como solución prometedora al inconveniente que supone la necesidad del desarrollo de una instrumentación apropiada para el levantamiento cartográfico de resistividades, a intervalos regulares de tiempo, en el estudio de la evolución de la humedad en riego, la realización de un número reducido de perfiles de tomografía eléctrica (2D ó 3D).

En 1999, Gispert y García proponen una nueva técnica para representar el bulbo húmedo. En ella se van introduciendo unos electrodos en perpendicular a la superficie del terreno, los cuales están conectados a un multímetro. La zona de transición del suelo seco a húmedo se localiza por un cambio brusco en los valores leídos de resistencia eléctrica a medida que penetra el electrodo en el suelo. Repitiendo el proceso en varios puntos se obtiene el contorno del frente húmedo (Gispert y García, 1999).

Posteriormente, Gispert en 2003 y 2005 vuelve a tratar sobre la aplicación de la medida de la resistencia eléctrica en estudios de micro-irrigación en cultivos de olivo y manzano respectivamente. En el segundo de estos artículos (Gispert, 2005) el autor hace referencia al

empleo de lo que denomina un dispositivo “Wenner modificado”, aunque no queda explicado con claridad el funcionamiento y diseño de este dispositivo.

Actualmente los principales métodos geofísicos aplicados a estudios con fines agrícolas son el GPR, los métodos electromagnéticos inductivos y los resistivos (Allred *et al.*, 2008).

1.3.- Objetivos.

El presente estudio tiene como objetivo principal valorar la aplicación de la tomografía eléctrica al estudio de suelos en los que se aplican riegos localizados de alta frecuencia.

Como en cualquier investigación encaminada a valorar la aplicabilidad de un método geofísico a un determinado ámbito, este sería un trabajo agotador e irrealizable por su extensión, al ser un proceso que implicaría décadas de trabajo entre grupos interdisciplinarios y que como en cualquier investigación estará continuamente sometido a revisión y a la asimilación de nuevos avances técnicos y científicos.

Es necesario por tanto centrar el estudio en algunos aspectos destacados con el fin de limitar su ámbito, dejando de lado aspectos que, si bien pueden considerarse muy importantes e incluso básico o fundamentales, no podrán ser tomados en consideración simplemente por la necesidad de centrar la investigación dentro de unos límites reales y aceptables para que hagan viable su realización.

De forma resumida, esta Tesis Doctoral pretende dar respuesta a las siguientes cuestiones:

- 1) ¿Puede ser la resistividad un indicador del estado energético del agua en el suelo, y por tanto de la capacidad de las plantas para absorber el agua?
- 2) ¿Los perfiles de tomografía eléctrica pueden proporcionar una representación fiable y precisa de la zona humedecida en un riego localizado?
- 3) ¿Qué factores influyen en las imágenes de resistividad en zonas muy someras?
- 4) ¿Sería posible eliminar, o al menos identificar con claridad las falsas anomalías (*artifacts*) asociados a los procesos de inversión para separarlas del objetivo de estudio?

La hipótesis de partida se fundamenta en el hecho demostrado de que la humedad aportada por los sistemas de microirrigación se traducirán en una modificación de la distribución de la resistividad eléctrica del suelo, en la suposición de que la zona humedecida (bulbo húmedo), y su evolución en el tiempo, puede ser localizada y representada con suficiente precisión mediante esta técnica geofísica. Así mismo, partimos de la base desarrollada por algunos investigadores de que la relación humedad-resistividad puede proporcionar información sobre el estado energético del agua en el suelo, y que por tanto es posible, además de controlar la evolución temporal del volumen de suelo húmedo mediante la repetición del ensayo, determinar las propiedades hidráulicas del suelo en cuestión, y estimar la posibilidad de aprovechamiento del agua por parte de las plantas.

En la actualidad, la tomografía eléctrica es una de las técnicas de prospección geofísica que más atención reciben en todos los campos de investigación. A pesar de ello presenta algunas limitaciones que dificultan su aplicación, entre las que se encuentra, como se ha mencionado previamente, el hecho de representar pobremente la estructura real del subsuelo y la tendencia a sobreestimar la resolución espacial y a subestimar las magnitudes físicas del objetivo de estudio (Day-Lewis et al., 2005). A estas restricciones se puede añadir, por un lado, las consecuencias inherentes de la dificultad de elegir un adecuado conjunto de parámetros de inversión en el software de interpretación y por otro, que en la tomografía 2D no se tiene en cuenta los cambios de resistividad en dirección perpendicular al perfil y por tanto, las secciones obtenidas en la interpretación deben ser más válidas cuanto más homogéneo es el medio investigado en esta dirección.

Oldenburg y Li (1999) señalan que al analizar los resultados de una tomografía eléctrica surgen cuestiones como: “1) *¿Qué características del modelo reproducen las realmente existentes en el subsuelo?*, 2) *¿Qué seguridad podemos tener de la existencia de esos rasgos?*, 3) *¿Qué nivel de detalle puede obtenerse razonablemente?*, 4) *¿Existen anomalías en profundidad que podrían dar lugar a interpretaciones incorrectas?*”.

De confirmarse las hipótesis de partida, la tomografía eléctrica sería una herramienta de gran utilidad que nos permitiría un diseño más racional de los sistemas de irrigación para una zona concreta.

1.4.- Metodología.

Para la consecución de los objetivos indicados en el apartado anterior se han combinado trabajos de laboratorio y de campo (figura 1.2).

Los primeros pueden dividirse en dos grupos:

- 1) Ensayos sobre muestras de suelos, en los que se estudia la resistividad, cargabilidad, permitividad y potencial mátrico de las muestras a medida que se modifica la humedad.
- 2) Ensayos sobre modelos reducidos, donde se realizan perfiles de tomografía eléctrica sobre una jardinera en periodos de riego-desección en condiciones controladas.

El estudio de muestras de suelo pretende validar la hipótesis de que la resistividad puede ser un indicador del estado energético del agua en el suelo, dando respuesta a la primera cuestión formulada en el apartado anterior. Para ello se realizaron medidas sobre varios tipos de celdas con suelos de diferentes texturas, algunas de las cuales se instrumentaron con sensores de humedad para obtener valores de permitividad y potencial mátrico.

Para obtener los valores de resistividad fue necesario diseñar una metodología que, por un lado, nos asegurara que la influencia que ejercían dichos sensores sobre las medidas era despreciable, mientras que, por otro, nos proporcionase una constante geométrica para cada una de las celdas utilizadas. Para determinar el factor geométrico de las celdas se realizaron ensayos de laboratorio en soluciones salinas con un rango de resistividad amplio y se modelizaron las celdas utilizando una modelización numérica mediante el método de elementos finitos. El análisis estadístico de ambos resultados, tomando como referencia los valores reales de resistividad en las soluciones salinas y los modelos nos permitió adoptar una constante geométrica para cada celda.

En los ensayos de laboratorio sobre modelos reducidos se obtuvieron secciones de resistividad aparente con técnicas tradicionales de medida durante los periodos de riego y desecación. Al mismo tiempo, los resultados se modelizaron para compararlos con las medidas reales y analizar los artificios que complican las secciones.

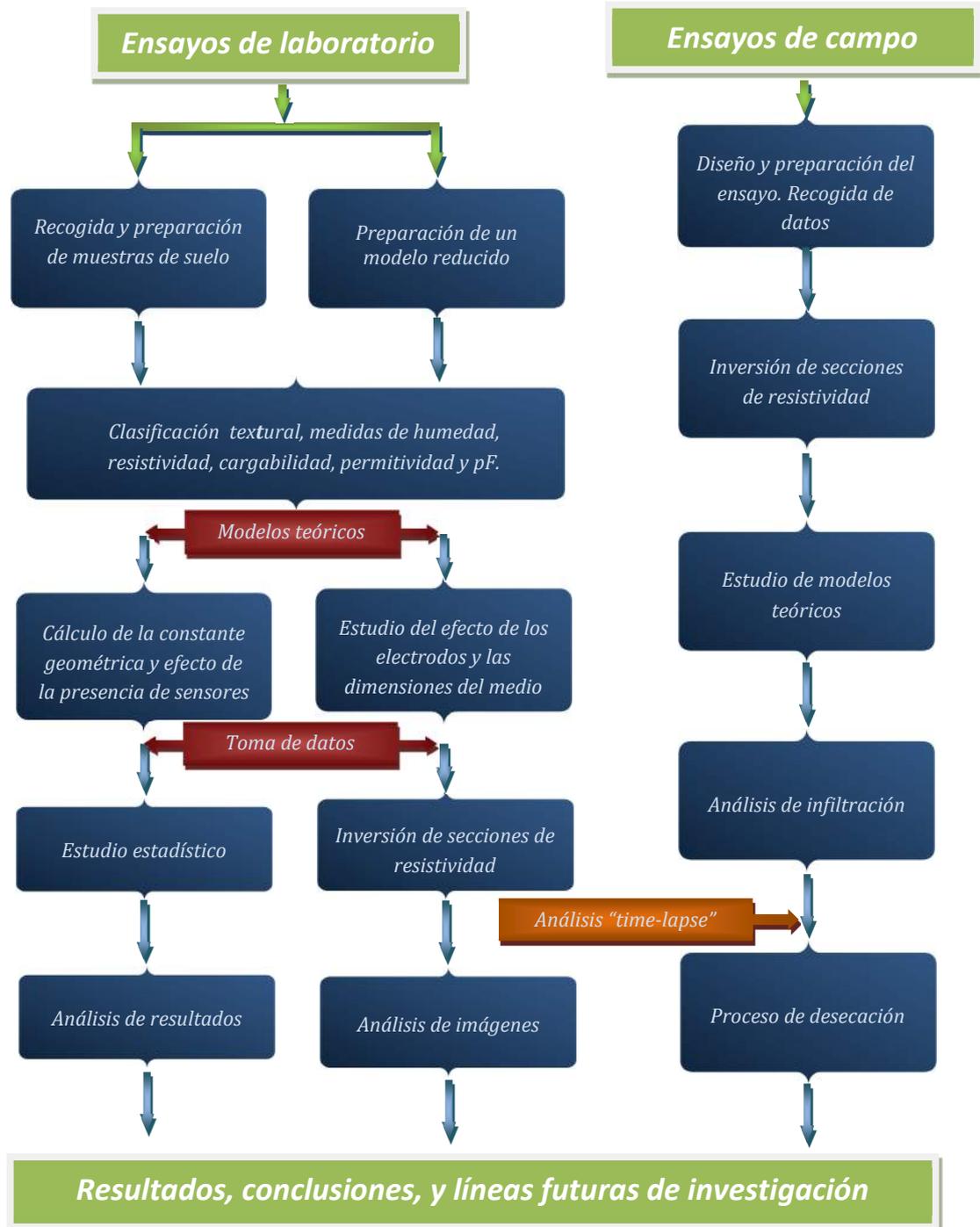


Figura 1.2. Esquema del diseño de la investigación con alusión a los puntos fundamentales de su desarrollo.

En esta fase del estudio se pretende dar respuestas a las cuestiones 2, 3, y 4 formuladas en el apartado anterior.

Para analizar la posibilidad de obtener una delimitación clara de la posición del frente húmedo se desarrolló un método de trabajo que pretendía minimizar las falsas anomalías incluidas en la interpretación. Las secciones de resistividad obtenidas son tratadas entonces como una imagen para detectar el contorno del contacto neto entre suelo seco y húmedo con una precisión subpixel.

En último lugar se aplicaron a escala real, en ensayos de campo, intentado comprobar la aplicabilidad de las técnicas desarrolladas en los trabajos de laboratorio y obteniendo información sobre los resultados de estos trabajos sobre terrenos heterogéneos y en condiciones no libres de restricciones, pero alejadas de los límites de control impuestos en los ensayos de laboratorio.

1.5.- Estructura de la tesis.

La tesis está organizada en siete capítulos y seis apéndices que se describen a continuación. Los capítulos están ordenados siguiendo el desarrollo de la investigación, de forma similar a como se muestra en la figura 1.2. Partiendo del estado actual del conocimiento mediante la recopilación y estudio de las fuentes bibliográficas disponibles, se analizan los conceptos que sirven de base para la hipótesis de partida, el planteamiento del problema, la toma de decisiones y las conclusiones alcanzadas.

En este primer capítulo se realiza una concisa descripción del contexto, antecedentes, objetivos, se describe brevemente la metodología aplicada y la estructura de esta tesis.

El segundo capítulo revisa los aspectos fundamentales que constituyen el estado del conocimiento del problema tratado en la tesis, compendiando los aspectos teóricos generales del problema y revisando los parámetros objeto de análisis.

El capítulo tres se centra en el estudio de muestras de suelo, analizando las medidas de resistividad, cargabilidad y permitividad dieléctrica, lo que es en sí una de las dos aportaciones principales y núcleos de la presente tesis. En él se describen la técnica propuestas para la toma de

datos y tratamiento de la información, junto con los procedimientos, calibraciones y ensayos realizados en laboratorio sobre los tipos de suelos seleccionados.

El capítulo cuatro aborda el segundo de los conceptos que sirven de fundamento de la propuesta: la posibilidad de tratamiento de resultados como una imagen para obtener una posición precisa del frente húmedo. En él se incluye, además de una detallada exposición de la metodología de trabajo planteada, el análisis de los resultados del proceso de inversión de tomografía eléctrica, la aparición de artefactos¹ y la influencia de las heterogeneidades superficiales resistivas y conductas en el conjunto de la sección de resistividad verdadera.

Para la consecución de los objetivos propuestos, al igual que en el anterior capítulo, se combinan los ensayos en laboratorio con su simulación por el método de elementos finitos.

El capítulo cinco presenta la aplicación de las metodologías propuestas en ensayos a escala real. A este respecto, se estudia la aplicación de modelos teóricos como estructura metodológica en el contexto de esta técnica. Se plantea la verificación de la propuesta de la tesis a través del estudio de casos prácticos escogidos de forma estratégica, con el objetivo de analizar su aplicabilidad allí donde, a diferencia de los ensayos de laboratorio, se trabaja bajo condiciones no controladas.

En el capítulo seis se resume su aportación respecto a los desarrollos precedentes de dicha metodología. Se ofrece una perspectiva general del resultado de la tesis y se sintetizan las conclusiones principales, resumiendo la aportación al conocimiento

El capítulo siete contiene una serie de recomendaciones y posibles caminos abiertos para futuras investigaciones.

Finalmente se incluyen siete apéndices donde se esquematizan los dispositivos lineales utilizados con mayor frecuencia en tomografía eléctrica, se presentan los resultados del análisis de rayos X, tanto de suelos empleados en laboratorio, como de los terrenos donde se realizaron los ensayos de campo, el algoritmo empleado para localizar los puntos más probables donde se produce un cambio de pendiente entre dos rectas y la publicación científica que hasta el momento se han derivado de esta tesis, entre otros.

¹ En este texto se utiliza el término “Artefacto” en el sentido de la cuarta acepción que proporciona el diccionario de la lengua española de la Real Academia de la Lengua para esta palabra: *En un estudio o en un experimento, factor que perturba la correcta interpretación del resultado.*

2.- Generalidades y fundamentos teóricos.

2.1. Introducción.

A la dificultad que ofrece un medio al paso de la corriente eléctrica medida en ohmios [Ω], se le denomina resistencia (R) y a su inversa, esto es, a la capacidad de un material para permitir que los portadores de cargas fluyan a su través, conductancia (G), cuya unidad de medida en el SI es el siemens (S).

La resistencia de un medio es un parámetro que depende tanto de las propiedades intrínsecas inherentes a la sustancia que lo constituye, como a su forma y tamaño, de modo que, si se dobla la sección transversal al flujo de la corriente, la resistencia se reduce a la mitad, mientras que si se dobla la distancia de los puntos entre los que se observa, se duplica.

Para describir el comportamiento de un medio al paso de la corriente eléctrica sin la influencia de estas características circunstanciales se utiliza la resistividad (ρ), cuya unidad de medida es el ohmio metro [Ωm], o su inversa la conductividad [Sm^{-1}].

La corriente eléctrica puede transmitirse a través del suelo o las rocas según tres formas de conducción: electrolítica, electrónica y dieléctrica. La primera de ellas tiene lugar cuando el agua presente en los poros de suelos y rocas contiene alguna sal en solución, los iones constituyentes se separan y pueden moverse libre e independientemente bajo la acción de un campo eléctrico. Esta modalidad de conductividad depende del tipo de ion, la concentración iónica, su movilidad etc. La conductividad electrónica es la que tiene lugar cuando los materiales poseen electrones libres que pueden moverse entre la red cristalina, como en los metales. Este tipo de conductividad está influenciada, entre otras causas por el contenido de impurezas y la presencia de defectos y dislocaciones en la red cristalina. Por último, la conductividad dieléctrica tiene lugar en materiales muy poco conductores (o aislantes) bajo la acción de un campo eléctrico variable, haciendo que los electrones se desplacen ligeramente de su núcleo.

Desde un punto de vista práctico, los suelos y la mayoría de las rocas presentan una conductividad electrolítica, con muy poca contribución de los granos minerales constituyentes a su valor final. Sin embargo, es necesario hacer dos importantes salvedades a esta generalidad: por un lado, aquellos casos en los que están presentes granos minerales que presentan una buena conductividad electrónica (metales y más comúnmente grafito), y por otro, la influencia de la presencia de minerales arcillosos, cuyo efecto final no solo se debe al grado en que la estructura de los minerales de arcilla puede retener y mineralizar el agua, sino también, al hecho

de que estos tiene una capa superficial eléctricamente activa combinada con una enorme área superficial por unidad de peso.

En general, en prospección eléctrica, la conductividad dieléctrica se considera despreciable a excepción de las medidas en “polarización inducida espectral” y “resistividad compleja”.

La resistividad es sensible a factores ambientales tales como la temperatura o la presión además de los propios del medio. Abarca un rango muy extenso para los materiales que aparecen en la naturaleza, de modo que estos pueden clasificarse en: conductores cuando tienen una resistividad inferior a $10^{-5} \Omega\text{m}$, aislantes cuando presentan una resistividad superior a 10^8 y semiconductores cuando manifiestan un valor intermedio (Zhdanov y Keller, 1994). Así mismo puede variar ampliamente para un mismo material, como puede comprobarse en la literatura especializada, donde con frecuencia se incluyen tablas de las que se deduce la imposibilidad de distinguir entre diferentes materiales atendiendo exclusivamente a su valor absoluto de resistividad.

Desde un punto de vista operativo, la resistividad puede medirse inyectando una corriente en el terreno mediante un par de electrodos y midiendo la diferencia de potencial generada entre otros dos o sin necesidad de mantener un contacto directo con el medio, como en el caso de los métodos electromagnéticos inductivos, y tanto en uno como en otro caso se pueden realizar a muy diferentes escalas, desde tan pequeñas como en el caso de algunas técnicas de testificación geofísica (microlog, laterolog, etc.), hasta escala regional y estudios de ámbito cortical como en el método magnetoteléurico (p. ej.: Pous y Marcuello, 2003; Korja, 2007).

En conclusión, la resistividad es un parámetro extremadamente variable, influenciado por múltiples factores tanto estáticos como dinámicos, de modo que, si se consigue aislar aquellos que nos interesan en cada momento, proporcionará información valiosa del medio y/o de los fenómenos que en él tienen lugar.

2.2. Ecuaciones de Maxwell y condiciones de contorno.

Dentro de las técnicas de exploración eléctrica pueden considerarse tres grandes grupos (Zhdanov, 1994):

- *Métodos eléctricos en corriente continua*, que agrupan aquellos que estudian campos electromagnéticos constantes en el tiempo y que han sido generados

artificialmente con este fin. En este grupo se incluyen entre otros el sondeo eléctrico vertical (SEV), las calicatas eléctricas, el método de puesta a masa, la tomografía eléctrica, y en ocasiones el método de polarización inducida (PI en dominio de tiempos). Aunque no es estrictamente cierto que en los dos últimos métodos mencionados se utilicen corrientes constantes en el tiempo, se puede suponer que la variación del campo es lo suficientemente lenta como para que las medidas obtenidas tiendan, o sean las mismas, que las proporcionadas por un campo constante.

- *Los métodos electromagnéticos*, que agrupan todos aquellos métodos que estudian campos electromagnéticos variables en el tiempo generados artificialmente, como el sondeo electromagnético en dominio de tiempos (SEDT), el método VLF y el GPR (*Ground Penetrating Radar*).
- *Los métodos de campo natural*, que se caracterizan porque estudian campos electromagnéticos existentes en la naturaleza en lugar de campos generados por una fuente controlada, y que pueden hacer uso tanto de campos variables (p. ej. método magnetotelúrico) como de campos constantes (método del potencial espontáneo).

La teoría en la que se fundamentan tanto los métodos eléctricos en corriente continua como los métodos electromagnéticos o de campos variables, se ha desarrollado a partir de las leyes que rigen el comportamiento de los campos electromagnéticos en un medio conductor. Las propiedades eléctricas del medio en el que se pretende estudiar el comportamiento de dichos campos se describen por los siguientes parámetros:

ϵ = permitividad, o constante dieléctrica ($\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0}$)

μ = permeabilidad magnética.

σ = conductividad eléctrica, o su recíproca, resistividad ($\rho=1/\sigma$).

Estos parámetros son constantes escalares cuando nos encontramos en un medio isótropo y homogéneo, mientras que en los medios anisótropos son tensores de segundo orden.

Las ecuaciones de Maxwell son una expresión matemática de las leyes que describen cuantitativamente la variación espacial y temporal de los campos electromagnéticos. En su forma diferencial en dominio de tiempo vienen dadas por las ecuaciones 2.1 a 2.4 (p. ej.: Lorrain y Corson, 1994; Telford et al., 1996).

$$\text{Ley de Ampère-Maxwell} \quad \nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad [2.1]$$

$$\text{Ley de Faraday de la Inducción} \quad \nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad [2.2]$$

$$\text{Ley de Gauss para el campo eléctrico} \quad \nabla \cdot \vec{D} = q \quad [2.3]$$

$$\text{Ley de Gauss para el campo magnético} \quad \nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad [2.4]$$

Donde los parámetros que intervienen y sus respectivas unidades en el SI son:

		<u>Unidades en el SI</u>
\vec{E}	Intensidad del campo eléctrico	Voltios/m
\vec{H}	Intensidad del campo magnético	Amperios/m
\vec{D}	Desplazamiento del campo eléctrico	Culombios/m ²
\vec{B}	Flujo del campo magnético	Weber/m ² =tesla
\vec{J}	Densidad de corriente	Amperios/m ²
q	Densidad de carga eléctrica	Culombios/m ³

Estas cuatro ecuaciones fundamentales muestran la relación existente entre $\vec{H}, \vec{D}, \vec{B}$ y \vec{E} , mientras que otras expresiones asociadas a ellas, denominadas *ecuaciones constitutivas*, describen el comportamiento del medio bajo la acción del campo considerado. En el caso ideal de un medio homogéneo e isótropo, sin pérdidas ni dependencia de la frecuencia, estas relaciones son lineales y se escriben como:

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad [2.5]$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad [2.6]$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad [2.7]$$

La ecuación 2.7 es la ley de Ohm, establecida en 1827 por el físico y matemático alemán Georg Simon Ohm en su obra "*Die galvanische Kette, mathematisch bearbeitet*" (*Trabajos matemáticos sobre los circuitos eléctricos*). Ohm descubrió que la diferencia de potencial ΔV [V] aplicada entre dos puntos de un conductor de sección uniforme es directamente proporcional a la intensidad de corriente I [A] por ella producida. La expresión que relaciona ambas variables puede escribirse, como frecuentemente se utiliza en tecnología eléctrica, de la siguiente manera:

$$\Delta V = RI \quad [2.8]$$

donde R es una constante de proporcionalidad denominada resistencia, cuya unidad de medida, en honor de su descubridor, se denomina ohmio (Ω).

Esta es la denominada ley de Ohm de forma finita (macroscópica), en la que sin tener en consideración las variaciones de temperatura, la resistencia sólo depende de la naturaleza y las dimensiones del conductor.

En el caso de un cable conductor de una determinada sustancia (figura 2.1), la resistencia R es directamente proporcional a la longitud (l) del conductor, e inversamente proporcional a su sección transversal S, es decir, la resistencia R se puede determinar por la expresión:

$$R = \rho \left(\frac{l}{S} \right) \quad [2.9]$$

Donde de nuevo aparece un coeficiente de proporcionalidad (ρ) denominado resistividad.

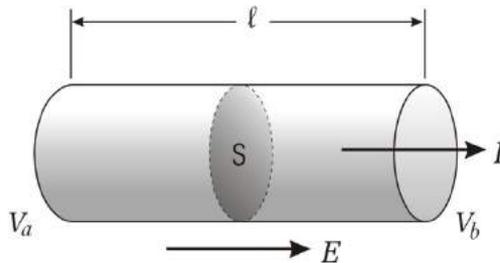


Figura 2.1. Conductor longitudinal de sección uniforme sometido a la acción de un campo eléctrico \vec{E} .

En el caso particular en el que un cilindro conductor se sitúa en un campo eléctrico \vec{E} uniforme dirigido según su eje (figura 2.1), integrando la ecuación 2.7 para el volumen completo del conductor tendríamos:

$$\iiint J dv = \iiint \sigma E dv \quad [2.10]$$

donde J y E son los módulos de los vectores densidad de corriente y campo eléctrico respectivamente. Suponiendo que tanto E como J son constantes dentro del conductor, la ecuación 2.10 podrá reescribirse como:

$$JSl = \sigma ESl \quad [2.11]$$

Y dado que $J = I/S$ y el producto de E por l es la caída de potencial a lo largo del conductor, la ecuación 2.11 quedaría:

$$Il = \sigma \Delta VS \quad [2.12]$$

Sustituyendo la expresión 2.12 en la 2.9 obtenemos la ley de Ohm como ha sido formulada en 2.8.

Cuando nos referimos a métodos eléctricos en corriente continua podemos suponer que los campos son estacionarios, y, por tanto, las derivadas parciales de las ecuaciones de Maxwell con respecto al tiempo son cero, lo cual sería válido también para las corrientes de baja frecuencia utilizadas para evitar la polarización de los electrodos. De este modo, la rotacional del campo eléctrico (ecuación 2.2) es igual a cero, lo que implica según el teorema de Stokes que \vec{E} es conservativo, y como tal, proviene del gradiente de un potencial escalar.

$$\vec{E} = -\nabla U \quad [2.13]$$

En todos los puntos del medio, a excepción de los electrodos, se debe cumplir la *ecuación de continuidad* $\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{j} = 0$. Esta ecuación, que puede derivarse de las ecuaciones de Maxwell, junto con la ley de Ohm es la base teórica para los métodos de prospección geoelectrica en corriente continua, y puesto que en corriente continua las variaciones con el tiempo son cero, se reduce a la forma:

$$\nabla \cdot \vec{j} = 0 \quad [2.14]$$

Combinado la ecuación 2.14 con la ley de Ohm en forma diferencial para medios isótropos (ecuación 2.7) tenemos:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \vec{j} &= \nabla \cdot (\sigma \vec{E}) = \sigma \nabla \cdot \vec{E} + \vec{E} \cdot \nabla \sigma = \\ &= -\sigma \nabla \cdot \nabla U + \vec{E} \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla^2 U + \vec{E} \cdot \nabla \sigma = 0 \end{aligned} \quad [2.15]$$

Puesto que partimos de que el medio en consideración tiene una conductividad constante, $\vec{\nabla} \sigma$ debe ser igual a cero, y la laplaciana del potencial (U) también debe ser cero como vemos en la expresión 2.15. La expresión $\nabla^2 U = 0$ se denomina la ecuación de Laplace.

Las formas diferenciales de las ecuaciones de Maxwell no son válidas en aquellas regiones donde ϵ , μ y σ cambian de forma abrupta. Estas expresiones relacionan los campos y sus fuentes en un punto, pero sin tener en cuenta lo que ocurre en una región próxima, y no pueden describir lo que sucede en la superficie de separación entre dos medios. Para obtener información sobre el comportamiento global de los campos en una región concreta es necesario recurrir a las formas integrales de las ecuaciones de Maxwell, en concreto a las de Gauss y de Faraday (2.16 y 2.17):

$$\oint \vec{D} \cdot d\vec{S} = \int_V q_v dV \quad [2.16]$$

$$\oint \vec{E} \cdot d\vec{l} = - \int_S \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \cdot d\vec{S} \quad [2.17]$$

Las condiciones de contorno de la componente normal de \vec{E} pueden obtenerse de la expresión 2.16. Tomando un cilindro que atraviesa la superficie de separación entre dos medios de

diferentes propiedades (figura 2.2.a), en la que hacemos que su altura tienda a cero para así poder considerar que el flujo a través de esta superficie lateral es nulo y que todo el flujo eléctrico sale y entra atravesando las bases "S" del cilindro. Siendo \vec{n} un vector unitario normal a la superficie de separación entre ambos medios, dirigido hacia el medio 1, tenemos:

$$\oint_S \vec{D} \cdot d\vec{S} = \oint_S \vec{D}_1 \cdot \vec{n} dS + \oint_S \vec{D}_2 \cdot (-\vec{n}) dS = \oint_S (\vec{D}_1 - \vec{D}_2) \cdot \vec{n} dS$$

La carga libre total (Q) dentro del volumen considerado será el conjunto de la densidad de carga volumétrica más la densidad de carga superficial contenida en el cilindro:

$$Q = \int_V q_v dV + \int_S q_s dS$$

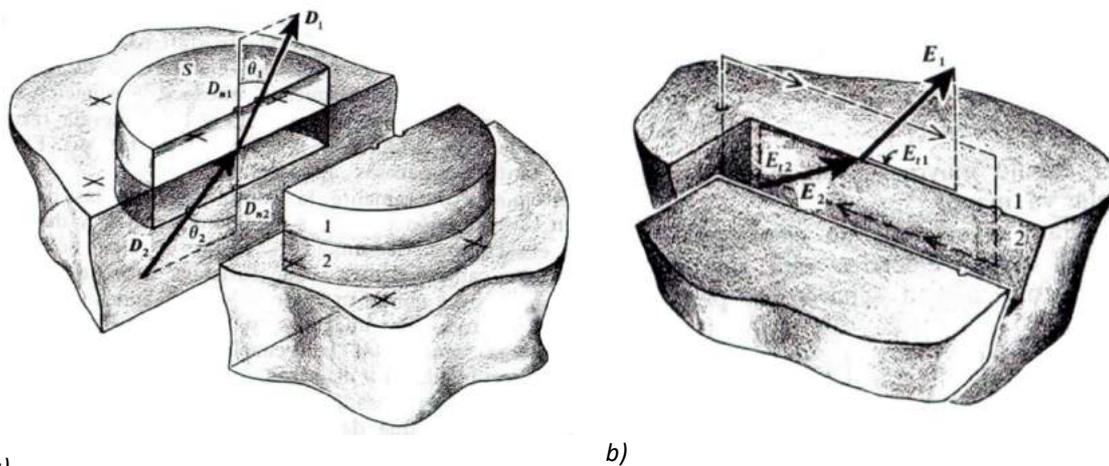
Puesto que la altura del cilindro tiende a cero, el volumen también tiende a cero, y sólo la densidad de carga superficial (q_s) debe ser tomada en consideración.

Deducimos, por tanto, que las componentes normales D_{n1} y D_{n2} del vector desplazamiento eléctrico en la interfase de dos medios pueden escribirse como:

$$D_{n1} - D_{n2} = q_s$$

Si no hubiera intensidad de carga libre en la interfase de los medios ($q_s = 0$), tendríamos que $D_{n1} = D_{n2}$, lo que en términos del campo eléctrico se expresa como:

$$\varepsilon_1 E_{n1} = \varepsilon_2 E_{n2}$$



a)

b)

Figura 2.2. Deducción de las condiciones de contorno para a) la componente normal y b) tangencial del campo eléctrico (Lorrain y Corson, 1994).

Para obtener la componente tangencial del campo eléctrico \vec{E} , aplicamos la ley de Faraday [2.17] a un pequeño bucle rectangular perpendicular a la interfase, y contenido en el plano formado por \vec{E}_1 y \vec{E}_2 (figura 2.2b). Tomando en consideración el caso límite en el que los lados perpendiculares a la superficie de separación de los medios tienden a cero, la superficie sobre la que se calcula la variación del flujo del campo magnético también tiende a cero, y los términos de circulación sobre estos lados pueden ser despreciados, con lo que podemos escribir que:

$$\oint \vec{E} \cdot d\vec{l} = \int_{\Delta l} \vec{E}_1 \cdot d\vec{l} + \int_{\Delta l} \vec{E}_2 \cdot d\vec{l} = 0$$

Para cualquier longitud Δl de los lados del bucle paralelos a la superficie de separación de los medios se debe cumplir la expresión anterior, y la única solución es:

$$\vec{E}_1 \cdot \Delta l + \vec{E}_2 \cdot (-\Delta l) = 0$$

2.3.- Resistividad y conductividad eléctrica de suelos.

Conceptualmente, la resistividad eléctrica (ρ) y su inversa la conductividad (σ) podrían definirse como la dificultad o la facilidad con la que una corriente eléctrica fluye a través de un medio, de modo que estos parámetros proporcionan en definitiva información sobre la movilidad de los portadores de cargas en un medio determinado cuando están sometidos a la aplicación de un campo eléctrico. Estos portadores de carga son en los metales los electrones libres, mientras que en los fluidos son los iones disueltos en el líquido.

Como consecuencia de los choques entre las cargas eléctricas, y entre éstas y los iones fijos que configuran la red cristalina, las cargas puestas en movimiento bajo la acción de un campo eléctrico pasan rápidamente de un movimiento inicialmente acelerado a un movimiento uniforme, de modo que la velocidad con que se mueven dichas cargas depende, además del campo eléctrico aplicado, de la naturaleza del conductor (número de iones fijos por unidad de volumen, tamaño de éstos, etc.). La colisión de estos portadores de carga con otros electrones, iones y átomos se transforma en calor produciéndose una pérdida de energía. Esto hace referencia a una circulación electrónica, típica de los metales en la que, en presencia de un campo eléctrico, los electrones circulan libremente a los átomos contiguos dentro de la red cristalina.

Esta conducción metálica o electrónica no es el caso más frecuente en la naturaleza porque los minerales que presentan este comportamiento (metales nativos, grafito, etc.) son relativamente poco abundantes.

En realidad, la corriente eléctrica puede circular de tres formas a través de suelos y rocas: dieléctrica, electrónica o electrolítica.

La conducción dieléctrica tiene lugar en materiales muy poco conductores o aislantes como son la mayoría de los minerales de la corteza terrestre. Bajo la influencia de un campo eléctrico variable en el tiempo, los electrones se desplazan ligeramente con respecto al núcleo, originando una polarización dieléctrica y una corriente conocida como de desplazamiento, la cual no es una corriente en sentido estricto, ya que no implica el desplazamiento o movimiento de cargas eléctricas. Para las frecuencias empleadas en los métodos de prospección eléctrica esta conducción es insignificante excepto en los estudios de polarización inducida espectral (SIP), en los que se analiza la dependencia de la resistividad con la frecuencia. La denominada polarización interfacial o de Maxwell-Wagner es la responsable principal de los fenómenos de polarización en el espectro de frecuencias superiores a 1 kHz (Kemna *et al.*, 2012).

Desde el punto de vista eléctrico una roca o suelo se puede considerar como un agregado de minerales, por un lado, y de fluidos y gases que rellenan sus poros por otro. Puesto que la mayoría de los minerales constituyentes de las rocas y los suelos son prácticamente aislantes, las corrientes de desplazamiento de poca importancia en las frecuencias en que trabajamos en corriente continua, y generalmente los valores de resistividad medidos en la naturaleza no son extremadamente altos, se deduce que la conductividad electrolítica es la responsable fundamental de la circulación de la corriente a través del terreno. Ésta tiene lugar por la circulación de moléculas con un exceso o defecto de electrones (iones) generados por la disociación de sales que se encuentran en solución en los fluidos que rellenan los poros del medio.

Cuando una sal se disuelve en agua, los iones pueden moverse libremente en la solución. Bajo la acción de un campo eléctrico externo, los cationes se aceleran en dirección contraria a la del campo eléctrico, mientras que los iones lo hacen en la misma dirección de éste. La velocidad absoluta que adquiere un ion bajo la acción de un campo eléctrico unitario (1 Volt/metro) se define como la movilidad, la cual es una función tanto de la temperatura como de la

concentración de sal en la solución. A medida que aumenta la temperatura disminuye la viscosidad de la solución y por tanto es mayor la libertad de movimiento, lo que implica que las velocidades que pueden adquirir los iones serán mayores para un mismo gradiente eléctrico. Por el contrario, cuanto mayor es la concentración en sal, el movimiento de los iones se verá estorbado en su cercanía por el de los demás, disminuyendo su movilidad. Bajo estas condiciones, podemos considerar a la solución como un conductor electrónico homogéneo que sigue la Ley de Ohm.

2.3.1.- Factores que influyen en la resistividad eléctrica del suelo.

Un suelo está compuesto por cuatro constituyentes principales: materia sólida inorgánica, materia orgánica, aire y agua (figura 2.3).

Los componentes sólidos inorgánicos se dividen a su vez en materiales primarios derivados de la roca madre, y minerales secundarios generados por meteorización química (habitualmente de tamaño más fino que los anteriores). La materia orgánica procede sobre todo de los restos de plantas

parcial o totalmente descompuestas, y en menor cantidad de restos animales. Por último, el agua y el aire ocupan los espacios abiertos que quedan entre la materia sólida.

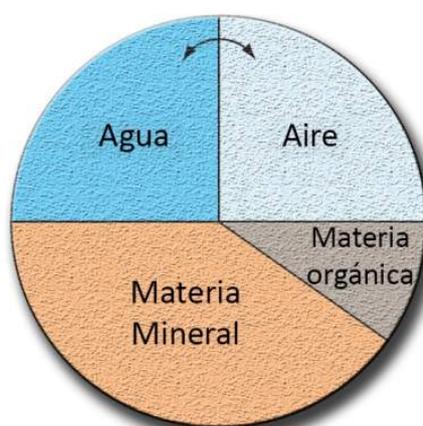


Figura 2.3.-Representación esquemática de la composición volumétrica de un suelo ideal. Modificado de Hillel (2003).

Sin tener en cuenta los elementos más gruesos (< 2mm), la matriz mineral que forma el suelo se clasifica según el tamaño del grano de sus constituyentes con independencia de la composición mineral de cada una de sus fracciones. La fracción de arenas está formada por las partículas de diámetro comprendido entre 2'0 y 0'05 mm. Esta fracción está principalmente formada por cuarzo, que desde el punto de vista eléctrico se comporta como un aislante perfecto y cantidades menores de feldespato y mica. Los granos suelen estar manchados por óxidos de hierro proporcionándole su color característico y tienen poca capacidad de retención de agua. Las partículas de la fracción de limos son las que presentan un tamaño comprendido entre 0'05 y 0'02 mm predominando los mismos minerales que en caso anterior, aunque con un contenido menor en feldespatos y mica. Por último, las partículas con un tamaño inferior a 0'002 mm

forman la fracción denominada arcillas. Esta última, a diferencia de las dos anteriores, tiene una importante contribución a la circulación de la corriente eléctrica en el suelo, presentando una alta capacidad de retención de agua e iones.

Utilizando las proporciones porcentuales de cada uno de los constituyentes minerales del suelo (arenas, limos y arcillas) se realiza la clasificación textural de éste en diferentes tipos. En el capítulo siguiente (figura 3.11 y tabla 3.3) se muestran el diagrama triangular de texturas y una de las clases texturales más ampliamente aplicadas: la del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA).

McNeill (1980), Ward (1990), Friedman (2005) y Johnson *et al.* (2005), entre otros, resumen la interacción entre diferentes factores que influyen en la conductividad de un suelo, tales como su salinidad, contenido en arcillas y materia orgánica, mineralogía, humedad y temperatura. De forma sintetizada, en la tabla 2.1, se muestra la influencia que varios agentes comunes tienen sobre este parámetro.

Puesto que la corriente eléctrica se transmite por el suelo y las rocas principalmente gracias a los electrolitos que contienen sus poros, la porosidad y la humedad tienen una influencia crítica en el valor final de la resistividad de un medio, teniendo siempre presente que para que esta conducción sea efectiva será necesario que los poros estén interconectados entre sí. En general, la resistividad eléctrica disminuye con la interconexión entre poros, pudiendo afirmarse que a medida que se incrementa la porosidad efectiva disminuye la resistividad.

La porosidad (ϕ) del suelo viene dada por el porcentaje de huecos existentes en éste y el volumen total del suelo, y depende de la textura, la estructura y la actividad biológica de éste. Cuanto más gruesos son los elementos de la textura, mayores son los intersticios que quedan entre ellos, salvo si las partículas más finas se sitúan en esos huecos o si se obturan por cementación. No obstante, lo más habitual es que los suelos con elementos gruesos presenten también poros gruesos y los suelos limosos y arcillosos, huecos muy numerosos, pero de pequeño tamaño. La materia orgánica y la actividad biológica contribuyen a aumentar sensiblemente la porosidad de los suelos.

La presencia de minerales arcillosos y materia orgánica en un suelo incrementa sustancialmente su conductividad, lo que resulta más patente cuando los poros están rellenos con agua poco

conductiva que cuando tienen agua con cierta salinidad, ya que en este último caso puede que el agua no tenga mucha capacidad para absorber más electrolitos (McNeill, 1980).

Tabla 2.1.- Influencia de los principales factores sobre la conductividad de suelos y rocas. Modificado de Glover (2015).

Causa	Efecto sobre la conductividad
Aumento de la porosidad	↑
Aumento de la salinidad del fluido que rellena los poros	↑
Aumento de la conductancia superficial (arcillas)	↑
Aumento de la conectividad entre poros y fracturas	↑
Aumento de la tortuosidad	↓
Aumento del exponente de cementación (<i>Ley de Archie</i>)	↓
Aumento de alteración de las arcillas	↑
Cizallamiento y fallas	↑↓
Meteorización	↑
Endurecimiento	↓
Precipitación de carbonatos	↓
Silicificación	↓
Metamorfismo	↑↓
Compactación	↓
Aumento del factor de formación (<i>ley de Archie</i>)	↓
Aumento del exponente de saturación (<i>Segunda Ley de Archie</i>)	↓
Aumento de la temperatura / microfracturación	↑
Aumento de la presión de recubrimiento	↓

Una partícula de arcilla seca, cuya superficie está cargada negativamente absorbe cationes hasta neutralizar su electronegatividad. El exceso de cationes restante, junto con sus aniones asociados, aparecerá en el suelo como precipitados. Al humedecerse la arcilla, estos precipitados entran en solución, y los cationes absorbidos se encuentran sometidos a las fuerzas de atracción electrostática y a la difusión como iones libres que tiende a homogeneizar la solución a través del fluido del poro. Los cationes se distribuyen de forma similar a como lo hacen las moléculas de aire en la atmósfera, donde la tendencia del gas a escapar se contrarresta con la atracción gravitatoria. El resultado es que se origina, sobre la superficie negativamente cargada de la arcilla una doble capa (fig. 2.4) formada por: una delgada y compacta capa fija contigua a la superficie del mineral, que se encuentra rodeada de una capa difusa más gruesa. La concentración de iones en esta última disminuye de forma exponencial con la distancia y al

contrario que la capa fija, puede moverse libremente bajo la influencia de un campo eléctrico. Cuando la solución fluye, en función a la distancia al centro del capilar y a causa de su viscosidad, la velocidad será máxima en el centro y llegará a hacerse cero en las cercanías de la pared. A la superficie ideal donde la velocidad de flujo se anula se le conoce como plano de deslizamiento o cizalla. El potencial en la superficie de deslizamiento, el cual puede coincidir o no con el plano de Helmholtz, y que separa la capa móvil de la fija, se denomina potencial zeta (ζ).

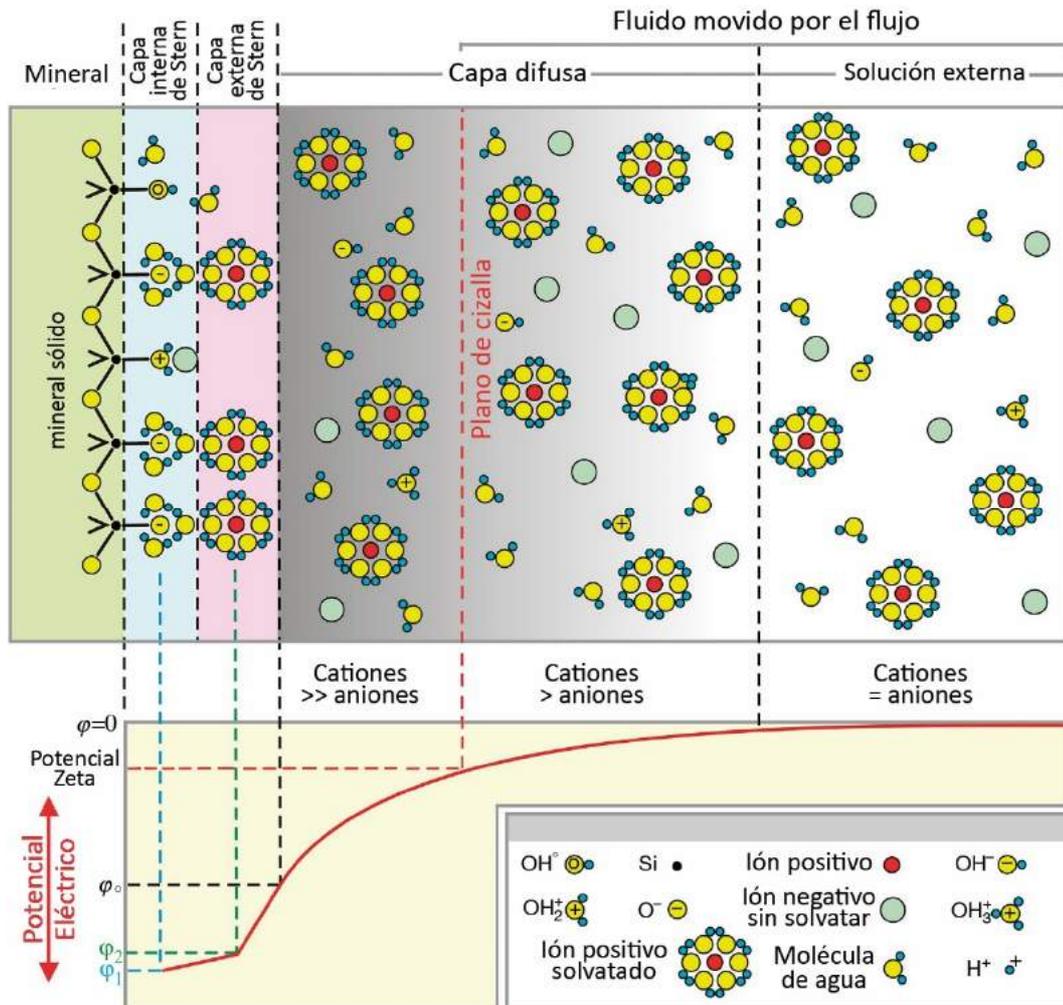


Figura 2.4. Doble capa eléctrica en la interfase entre la matriz rocosa y un poro de agua. Modificado de Glover y Jackson (2010).

La distancia a la que se alcanza una situación de equilibrio define el espesor de la doble capa, más allá de la cual la concentración de la solución permanece constante. Su espesor se encuentra generalmente entre los 5×10^{-5} y los 30×10^{-5} mm (Porta y López-Acevedo, 2008).

La razón del incremento de conductividad con la presencia de arcilla y materia orgánica en el suelo se debe a dos causas que están relacionadas con la doble capa. La Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC), esto es, la capacidad que tiene un suelo para retener y liberar iones

positivos (tales como Ca, Mg, K, Na, NH₄, o H) en función de su contenido en arcillas, hace que, cuando las partículas de arcilla se encuentran inmersas en un líquido, los iones absorbidos por éstas pueden disociarse parcialmente y quedar disponibles para formar parte de la conductividad iónica. Puesto que la CIC de las arcillas puede ser muy grande debido a su gran área superficial, del orden de 100 m²/gr frente a los 0'1 m²/gr en el cuarzo (figura 2.5), muchos iones pueden estar disponibles para participar en la conductividad electrolítica. Además, la superficie de las partículas de arcilla actúa como caminos conductores por los que puede circular la corriente eléctrica que se suman al de los electrolitos a través de los poros intercomunicados, disminuyendo aún más el valor de la resistividad.



Figura 2.5. Imagen de microscopio electrónico de barrido (SEM) de una muestra de arenisca mostrando cristales de montmorillonita y de cuarzo (parte superior derecha) donde se observa la diferencia de área superficial entre ambos minerales. Tamaño de la imagen: 67 µm. Imagen tomada de <http://webmineral.com/data/Montmorillonite.shtml> (último acceso:29/03/2018).

La conducción superficial tiene una contribución importante a la conductividad total del medio cuando los fluidos que rellenan los poros tienen una baja concentración iónica, mientras que esta contribución puede llegar a ser despreciable en el caso de existir una alta concentración iónica (Klein y Santamarina, 2003).

En la figura 2.6 (Attia *et al.*, 2008) se resume el efecto de la porosidad y la conducción superficial en diferentes formaciones saturadas en función de la superficie específica de los minerales que las constituyen. En ella se muestra, como se ha mencionado previamente, que la conducción

superficial es más significativa en suelos de grano fino saturados con fluidos con baja concentración iónica y que la influencia de la conducción superficial en la conductividad total de la formación disminuye a medida que aumenta la conductividad del electrolito, siendo ambas proporcionales a la superficie específica del suelo (Santamarina y Fratta, 2003).

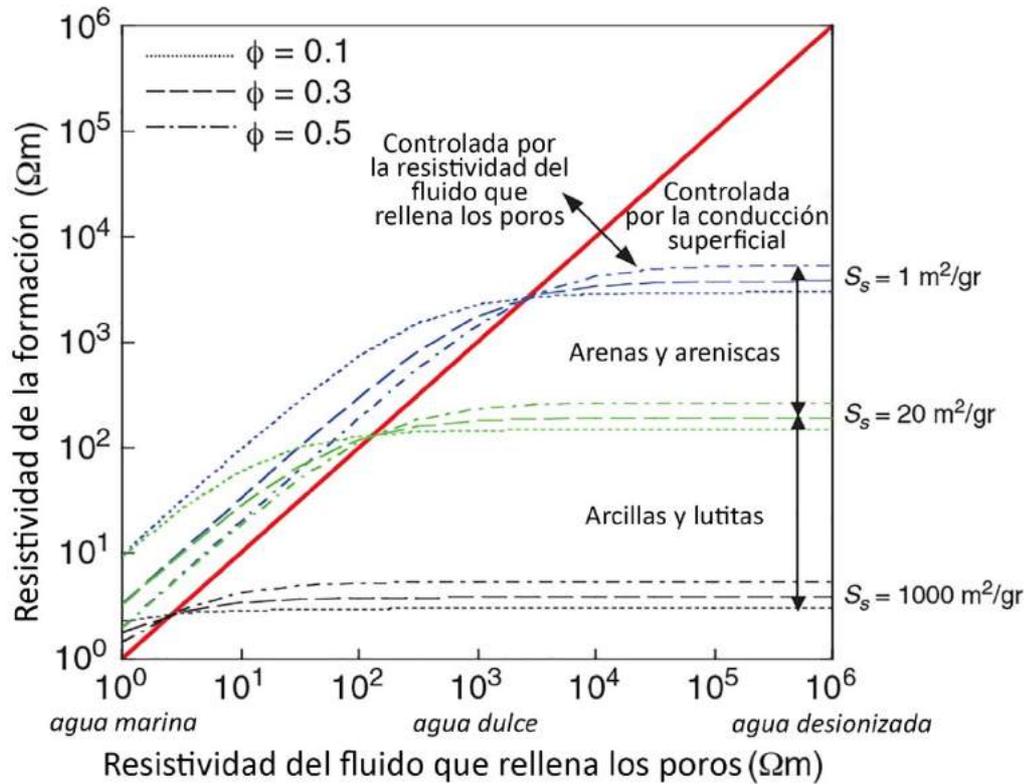


Figura 2.6. Tendencia de la resistividad en formaciones minerales no conductoras saturadas calculada para una conducción superficial $\theta=1'4 \cdot 10^{-9}$ S. ϕ = porosidad, S_s = Superficie específica de los minerales. Modificado de Attia et al., 2008.

2.3.2.- Modelos de conductividad eléctrica.

Una extensa cantidad de estudios científicos han centrado su interés en establecer una relación entre la humedad del suelo y la resistividad. A continuación, se resumen los más importantes.

El modelo de Archie (1942).

Uno de los primeros y más importantes modelos que relacionan humedad y resistividad es la ley de Archie. Este modelo se desarrolló inicialmente para el estudio de la resistividad de formaciones petrolíferas. A finales de 1929 y principios de 1930, Archie llevó a cabo una serie de experimentos para estudiar la relación entre la resistividad de muestras de roca (ρ_0) con la resistividad de los fluidos que contienen (ρ_w). Para ello, utilizó areniscas saturadas al 100% con soluciones acuosas.

Archie observó una relación directa de proporcionalidad entre la resistividad de una roca completamente saturada, y la resistividad del fluido que rellena sus poros (ecuación 2.18). La constante de proporcionalidad F , denominada “factor de formación” (figura 2.7.a), describe el efecto de la matriz de la roca (considerada como un aislante) sobre la resistividad del conjunto, incluyendo la forma de los poros, la conexión entre ellos y la cementación diagenética.

$$\rho_0 = F \rho_w \quad [2.18]$$

En el caso especial de estudiar una muestra que careciese de matriz, es decir, que estuviera formada exclusivamente por una solución, o que presentara una porosidad del 100%, F sería igual a 1, y el efecto neto de incluir una matriz resistiva sería siempre incrementar la resistividad de la muestra. En el caso de rocas reales este valor suele estar comprendido entre 20 y 500, de modo que el factor de formación F combina todos los elementos del material que influyen en el flujo de la corriente como la porosidad y la tortuosidad, pudiendo expresarse como:

$$F = \varphi^{-m} \quad (\text{primera ley de Archie}) \quad [2.19.a]$$

$$F = a \cdot \varphi^{-m} \quad (\text{primera ley de Archie extendida}) \quad [2.19.b]$$

siendo φ la porosidad, “ a ” una constante empírica que refleja la influencia de los granos de mineral en el flujo de la corriente y cuyo valor es igual a la unidad para una matriz perfectamente aislante y que disminuye a medida que estos tienen alguna contribución a la conductividad eléctrica, y el exponente “ m ”, generalmente denominado factor de cementación porque aumenta a medida que disminuye la conectividad de la red de intersticios, un parámetro que depende de la geometría de los poros, la compactación, la composición mineral y las propiedades aislantes de la cementación (Kirsch, 2006). La constante “ a ”, denominado factor de tortuosidad e introducida en la ley de Archie en 1952 por Winsauer et al. (Kennedy y Herrick, 2012), debería tener un valor de $a=1$, considerando algunos autores que la desviación de este valor se debe simplemente a errores sistemáticos en la medida de la porosidad o la resistividad (Glover, 2015). Factores de cementación entre 1.5 y 2.5 son propios de la mayoría de los sedimentos porosos, mientras que valores superiores a 2.5 corresponden generalmente a rocas carbonatadas, donde el espacio entre poros está peor conectado (Cai *et ál.*, 2017). Ejemplos de estos parámetros para diferentes materiales pueden encontrarse entre otros en Worthington (1993) y Schön (2015).

La segunda ley de Archie para la saturación establece una relación directamente proporcional entre la resistividad de una roca parcialmente saturada (ρ_r), la resistividad de la roca completamente saturada con el mismo fluido (ρ_0) y la saturación:

$$\frac{\rho_r}{\rho_0} = S_w^{-n} \quad (\text{segunda ley de Archie}) \quad [2.20]$$

donde S_w es la saturación y n es una constante denominada exponente de saturación (figura 2.7.b). La relación $\frac{\rho_r}{\rho_0}$ se denomina *índice de resistividad* y varía entre la unidad y el infinito, dependiendo del grado de saturación de la roca. Experimentalmente, se ha encontrado que los exponentes de saturación para medios porosos humedecidos con hidrocarburos son sustancialmente más altos ($n \approx 2.5 - 9.5$) que para medios humedecidos simplemente con agua (Sharma *et al.*, 1991).

Esta relación potencial semiempírica es aplicable a suelos de grano medio a grueso saturados o no, pero que no es aplicable en suelo donde el contenido en arcillas es significativo.

La ley de Archie tiene una importante limitación, ya que está restringida a materiales formados por granos de minerales muy resistivos cuyos poros están rellenos de un fluido conductor. Cuando el material que forma los granos tiene una contribución importante a la resistividad del conjunto, o cuando existe una conductividad superficial como en el caso de los materiales arcilloso, la ley de Archie pierde su validez. También en los rangos extremos de porosidad esta ley puede presentar algunas limitaciones (Glover, 2015).

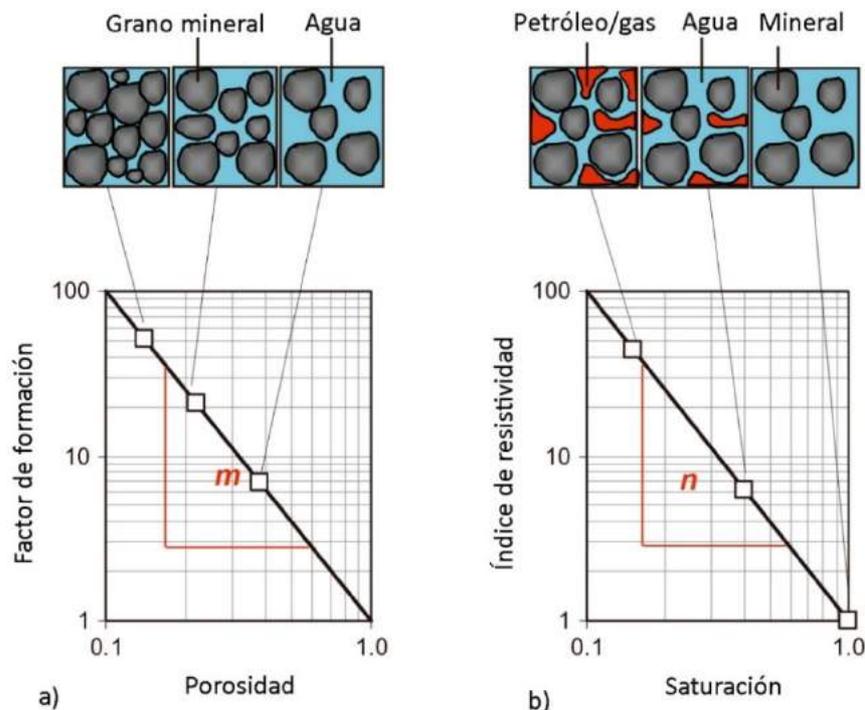


Figura 2.7. a) Relación entre el factor de formación con la porosidad (primera ley de Archie) y b) del índice de resistividad con la saturación (segunda ley de Archie). Modificado de Schön, J. H. (2015).

El Modelo de Sen (1988).

Con un tamaño muy pequeño y una superficie específica muy grande, las arcillas están caracterizadas por una gran densidad de carga negativa en su superficie que se compensa por la concentración de cationes en sus proximidades

Sen *et al.* (1988) propusieron un modelo basado en la capacidad de intercambio catiónico (CIC) aplicable a materiales arcillosos, donde la corriente eléctrica puede fluir tanto a través de la solución que rellena los poros como sobre la superficie de estos minerales.

Del estudio de 140 muestras Sen *et al.* dedujeron la siguiente expresión empírica:

$$\sigma_0 = \frac{1}{F} \left(\sigma_w + \sigma_w \frac{A Q_V}{\sigma_w + C Q_V} \right) + E Q_V \quad [2.21]$$

donde σ_0 es la conductividad del suelo, F el factor de formación, σ_w la conductividad del fluido que rellena los poros del suelo, Q_V la contribución de carga de las arcillas por unidad volumétrica de poro [mol/dm^3], y A, C, y E constantes que dependen de la geometría de la roca y de la movilidad efectiva de los cationes en las proximidades de la superficie.

Q_V puede determinarse por la siguiente expresión (Kirsch, 2006):

$$Q_V = \frac{\rho_{MAT} (1 - \varphi)}{\varphi} CIC \quad [2.22]$$

siendo ρ_{MAT} la densidad de la matriz.

Es interesante observar que en el caso de que $Q_V=0$, como ocurriría en el caso de unas arenas libres de arcillas (ver expresión 2.22), o bien cuando la constante $A=0$, la cual es directamente proporcional a la movilidad de los iones en la doble capa (Sen *et al.*, 1988), la ecuación 2.21, válida para materiales completamente saturados, se transforma en la ecuación 2.18.

El modelo de Rhoades (1989).

En este modelo se admiten tres posibles caminos en paralelo (Rhoades *et al.*, 1989 y 1999; Corwin y Lesch, 2005) para el flujo de la corriente eléctrica en el suelo (fig. 2.8):

- 1) A través de capas alternas de partículas de suelo y rellenos intersticiales de fluido. Este camino puede considerarse como un elemento sólido-líquido eléctricamente acoplado en serie.
- 2) A través de la interface sólido líquido con presencia de cationes intercambiables principalmente asociados a partículas de arcilla.
- 3) A través de las soluciones intersticiales (fase líquida).

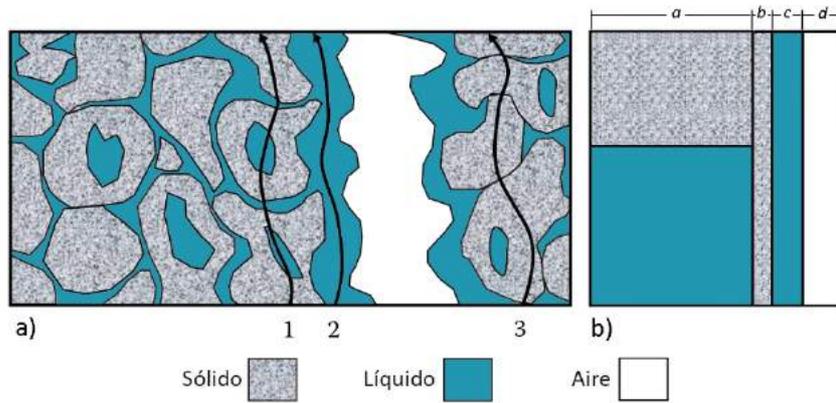


Figura 2.8. a) Posibles caminos que contribuyen a la medición de conductividad eléctrica en el modelo de Rhoades et al. Se considera que la fase gaseosa (aire) no influye al actuar como un aislante. b) Modelo simplificado formado por los tres elementos conductores en paralelo (a, b, y c). Modificado de Rhoades et al, 1989.

El modelo que describe estos tres caminos puede expresarse por la ecuación (Rhoades et al., 1989):

$$EC_a = \left[\frac{(\theta_{SS} + \theta_{WS})^2 \cdot EC_{WS} \cdot EC_{SS}}{\theta_{SS} \cdot EC_{WS} + \theta_{WS} \cdot EC_{SS}} \right] + (\theta_{SC} \cdot EC_{SC}) + (\theta_{WC} \cdot EC_{WC}) \quad [2.23]$$

Donde la conductividad eléctrica aparente (EC_a) se determina a partir de θ_{WS} y θ_{WC} , que representan el contenido volumétrico de agua en los caminos suelo-agua (pequeños poros) y exclusivamente agua (grandes poros), respectivamente ($\theta_{WS} + \theta_{WC}$ constituye prácticamente el contenido volumétrico de agua en el suelo); θ_{SS} y θ_{SC} los contenidos volumétricos de agua para los caminos correspondientes a conductancia superficial y a la parte sólida respectivamente; EC_{WS} , EC_{WC} , EC_{SS} y EC_{SC} las conductividades eléctricas correspondientes a los caminos suelo-agua, líquido que presenta continuidad, la conductividad superficial y la de la fase sólida respectivamente. Puesto que la contribución del camino correspondiente a la fase sólida es prácticamente despreciable, Lesch y Corwin (2003) se refieren a este modelo como “*dual-pathway parallel conductance*” (DPPC).

Otros autores (p. ej.: Mualem y Friedman 1991) han desarrollado modelos teóricos que relacionan resistividad y humedad. Estos modelos presentan generalmente alguna restricción física que limitan su aplicación, o bien exigen de la determinación de algún parámetro empírico o de su estimación, y de cuya correcta apreciación depende su fiabilidad (Cai et al., 2017).

Muchos autores han optado por correlacionar resistividad y humedad en laboratorio sobre pequeñas muestras de suelo en condiciones controladas (figura 2.9), las cuales son aplicables solamente a estudios concretos y pueden estar afectadas por factores tales como, por ejemplo,

que la conductividad del agua que satura las muestras sea diferente de la de las soluciones que rellenan los poros en campo (Michot *et al.*, 2003). Una extensa relación de autores y de las relaciones establecidas por ellos puede encontrarse en Calamita *et al.* (2012).

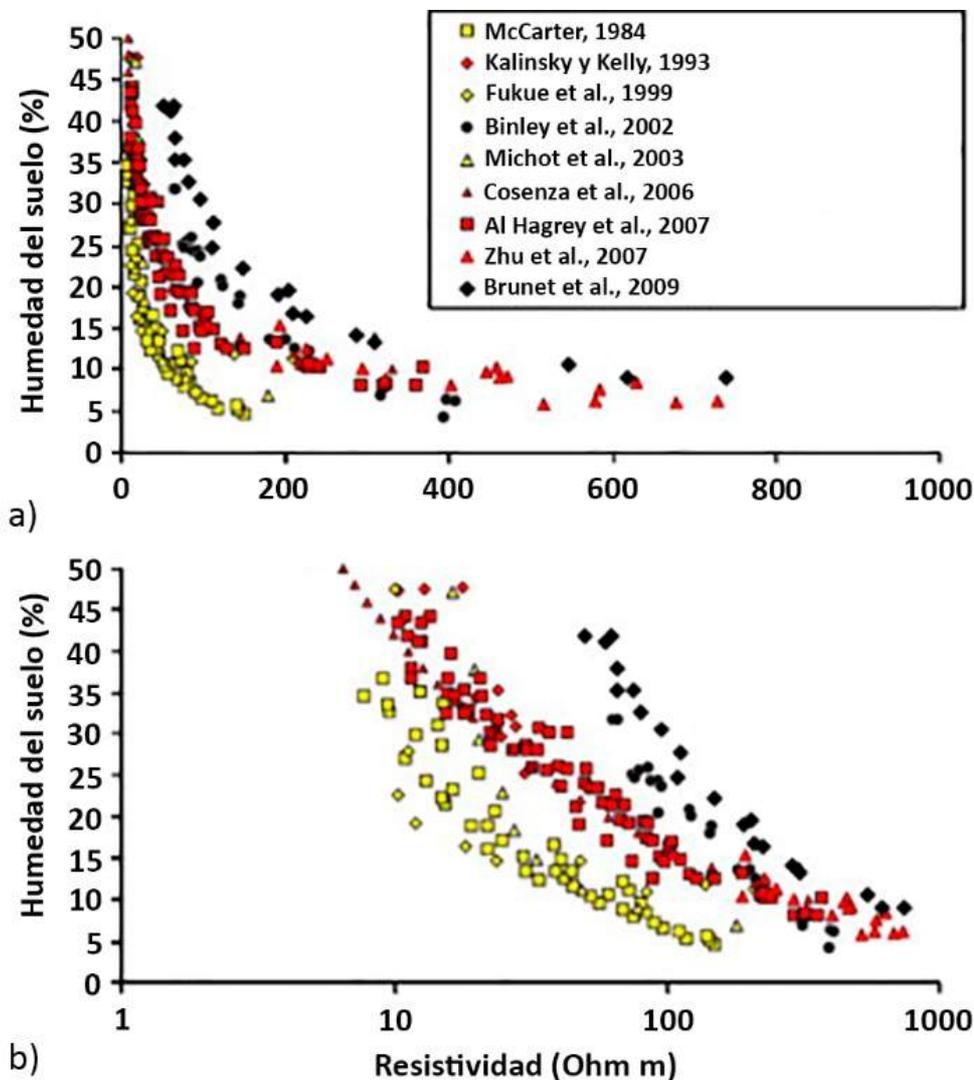


Fig. 2.9. Relación entre la resistividad eléctrica y el contenido volumétrico de agua medidos por diferentes autores (a) en escala lineal y (b) semilogarítmica. Las texturas del suelo están indicadas por los diferentes colores (arcilla: amarillo, limo: rojo, arena: negro. Modificado de Calamita *et al.* (2012).

Michot *et al.* (2003) observaron que, para un mismo valor de humedad, un incremento en el volumen del tamaño de la muestra de suelo estaba asociada siempre con un incremento de la resistividad, lo que sugiere que el volumen elemental de la muestra de suelo tiene influencia sobre los resultados y que debería elegirse cuidadosamente antes de establecer una relación resistividad-humedad local. Esta idea resulta algo confusa, ya que para un medio homogéneo e isótropo el volumen de material empleado no debería tener ninguna influencia en el resultado

del ensayo, por lo que pensamos que este tipo de observaciones pueden ser consecuencia de una inadecuada selección de las constantes geométricas de los dispositivos de laboratorio (López *et al.*, 2017), un aspecto al que con frecuencia no se presta suficiente atención.

La extrapolación de las medidas de laboratorio realizadas sobre muestras puntuales a las realizadas en campo no está exenta de limitaciones, ya que reflejan las condiciones particulares de la zona de estudio y los resultados no pueden trasladarse a otras localizaciones, necesitando repetir los estudios de calibración para nuevos emplazamientos. Por otro lado, en las medidas de humedad, y por consiguiente en las de resistividad, hay una variabilidad más fuerte en los estudios realizados a pequeña escala que en aquellos que abarcan mayores escalas. Los ensayos de correlación se realizan sobre muestras puntuales de suelo, y puede ser complicado extrapolar los datos puntuales, incluso para un único perfil de tomografía 2D, donde pueden aparecer tanto cambios laterales como verticales de resistividad no relacionados con el contenido en humedad y sobre los que es difícil tener control.

Por todo esto, consideramos que la aplicación de los modelos previamente descritos e incluso la creación de calibraciones locales no son el medio más apropiados para enfrentarnos al problema planteado, y una aproximación como la propuesta por Pozdnyakova (1999), según la cual existe una relación exponencial entre la humedad del suelo y la resistividad que permite identificar una serie de estados particulares de humedad, tendría indudables ventajas para la utilización de la resistividad en agricultura de precisión.

2.4.- Permitividad.

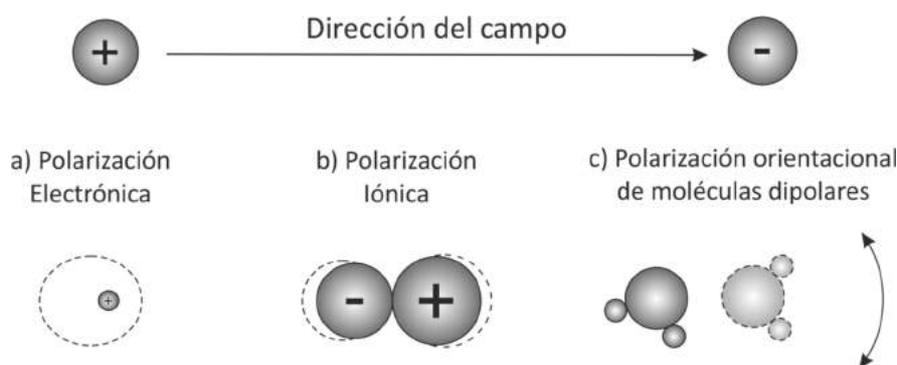
La permitividad proporciona información sobre la capacidad de un medio para almacenar y liberar energía electromagnética en forma de cargas eléctricas, y alternativamente puede utilizarse para describir la capacidad de restringir el flujo de cargas o para expresar el grado de polarización de un medio bajo la influencia de un campo eléctrico (Cassidy, 2009).

Los materiales homogéneos presentan principalmente algunos de los siguientes tres tipos principales de polarización (Santamarina, *et al.*, 2001):

- Polarización electrónica (fig. 2.10.a). La mayoría de los átomos tienen una nube de electrones rodeando su núcleo. Al aplicar un campo eléctrico, dado que la masa de los electrones es mucho menor que la del núcleo, éstos reaccionan más rápidamente

distorsionando la nube de electrones, concentrándose al lado del núcleo cerca del extremo positivo del campo.

- Polarización iónica (fig. 2.10.b). Cuando en un material iónico se aplica un campo eléctrico, las uniones entre iones se deforman elásticamente, redistribuyéndose las cargas dentro del material. Los cationes o aniones se acercan o alejan dependiendo de la dirección del campo. Estos dipolos pueden modificar las dimensiones generales del material.
- Polarización molecular (fig. 2.10.c). Cuando un medio está formado por moléculas polares (como ocurre con el agua), las cuales poseen un momento dipolar permanente a causa de la distribución asimétrica de su carga eléctrica, y éste se somete a la acción de un campo eléctrico, los dipolos elementales se orientan dando lugar a una polarización.



2.10. Principales tipos de polarización para materiales simples. Modificado de Santamarina et al. (2001).

El momento dipolar por unidad de volumen, definido por el vector polarización \vec{P} es proporcional al campo eléctrico \vec{E} mediante una constante adimensional propia del medio (χ_e) denominada *susceptibilidad eléctrica* y viene dado por la expresión:

$$\vec{P} = \epsilon_0 \chi_e \vec{E} \quad [2.24]$$

Como se muestra en la ecuación constitutiva 2.5, la permitividad (ϵ) es una constante de proporcionalidad que relaciona la intensidad del campo eléctrico con el vector *desplazamiento eléctrico* \vec{D} en medios homogéneos e isotropos.

$$\begin{aligned} \vec{D} &= \epsilon_0 \vec{E} + \vec{P} \\ \vec{D} &= \epsilon_0 \vec{E} + \epsilon_0 \chi_e \vec{E} = \epsilon_0 (1 + \chi_e) \vec{E} \\ \vec{D} &= \epsilon_0 \epsilon_r \vec{E} = \epsilon \vec{E} \end{aligned} \quad [2.25]$$

En la expresión 2.25, ϵ_r (adimensional) representa la constante dieléctrica o permitividad relativa del medio, ϵ la permitividad absoluta del medio [$F \cdot m^{-1}$] y ϵ_0 es la permitividad del vacío ($8,8542 \times 10^{-12}$ [$F \cdot m^{-1}$]).

Al igual que la resistividad o la conductividad, la permitividad puede representarse de forma compleja. Así puede escribirse (Lesmes y Friedman, 2005):

$$\sigma^* = \frac{1}{\rho^*} = i\omega\epsilon^* \quad [2.26]$$

siendo $i = \sqrt{-1}$ y ω la frecuencia angular ($\omega = 2\pi f$).

De este modo, tanto la conductividad como la permitividad pueden escribirse como la suma de una componente real y una imaginaria:

$$\sigma^* = \sigma' + i\sigma'' \quad [2.27.a]$$

$$\epsilon^* = \epsilon' + i\epsilon'' \quad [2.27.b]$$

Cuando un campo eléctrico variable en el tiempo actúa sobre un dipolo éste gira para mantenerse alineado con el campo eléctrico. Al cambiar la polaridad de \vec{E} , el dipolo volverá a girar adaptándose a la nueva polaridad del campo. Conforme el dipolo rota, se acelera y se desacelera y se produce una transformación (pérdida) de energía en calor. El desfase del dipolo con respecto al campo eléctrico incidente y las pérdidas producidas nos determinan la parte imaginaria de la permitividad como una función de la frecuencia y del propio material. Cuanto mayor es la parte imaginaria más energía se disipa en el movimiento de los dipolos, y menos queda disponible para su propagación.

2.5.- Cargabilidad.

Al circular una corriente eléctrica a través del terreno, en su interior, ocurren reacciones químicas que consumen cierta energía. Así, cuando utilizando un dispositivo tetraelectrónico convencional en corriente continua, se introduce corriente por los electrodos de emisión, se produce un incremento inicial repentino en el voltaje medido entre los electrodos de recepción, seguido por un incremento más lento y progresivo hasta alcanzar un valor final constante. De forma similar, cuando el flujo de la corriente cesa repentinamente, tienen lugar reacciones químicas inversas que provocan que, durante un periodo corto de tiempo, continúe circulando corriente en el terreno (Zhdanov y Keller, 1994).

Cuando en lugar de utilizar corriente continua se usa una fuente de corriente variable en el tiempo en baja frecuencia y se realizan medidas de resistividad aparente, se observa otra manifestación del mismo fenómeno, consistente en que el valor medido de resistividad desciende conforme se incrementa la frecuencia utilizada.

Este fenómeno, que se observa en cualquier material que presente una conducción por portadores libres de cargas, y en el que la movilidad de ellos varíe de un lugar a otro, en definitiva, nos indica que el terreno actúa como un condensador almacenando cargas eléctricas, y se denomina "*polarización inducida*".

Se atribuye al precursor de la prospección eléctrica, Conrad Schlumberger, las primeras observaciones del fenómeno tanto en rocas con presencia de sulfuros metálicos, como en rocas no mineralizadas. Schlumberger, en 1934 patentó un método de testificación geofísica para la prospección de hidrocarburos basado en la medida dada por la relación V_s/V_{MN} (ver apartado 3.4) que denominó "*coeficiente*". Hacia 1948, A. S. Polyakov utilizó el nombre de "*cargabilidad*" para referirse a dicho coeficiente, término que aún sigue utilizándose en la actualidad. (Seigel *et al.*, 2007).

A pesar de que viene siendo objeto de estudio científico sistemático desde los años cincuenta del siglo pasado (Sogade *et al.*, 2006), las causas exactas que originan el fenómeno de polarización inducida no son comprendidas por completo en la actualidad (Veeken *et al.*, 2009). Sin embargo, tres procesos son aceptados generalmente como origen del fenómeno de polarización inducida:

- 1) Polarización de electrodo. Originada por procesos electroquímicos que tienen lugar cuando granos de minerales metálicos bloquean la circulación iónica en el fluido que rellena los poros de las rocas (figura 2.11.a). Al circular una corriente eléctrica en estas condiciones, los granos de minerales metálicos se polarizan, apareciendo una diferencia de potencial entre sus extremos. Al cesar la corriente externa, la diferencia de potencial que se ha generado entre ambos lados de los granos metálicos desaparece en un tiempo determinado, y los iones que se habían acumulado sobre su superficie se difunden, originando el descenso de tensión observado. Este fenómeno se ha utilizado desde 1950 para localizar la presencia de yacimientos metálicos diseminados en el subsuelo (Bleil, 1953).

- 2) Polarización de membrana. Relacionada con la presencia de partículas minerales no metálicas (principalmente arcillosas), se considera originada bien por el estrangulamiento de canales (fig. 2.11.b) o bien por la presencia de partículas de arcilla y/o minerales fibrosos en el interior de los poros (fig. 2.11.c).

Dado que la mayoría de los minerales que forman las rocas tienen en su superficie una carga neta negativa en el contacto con el fluido que rellena los poros, atrayendo una nube de iones positivos sobre su superficie que se extiende hasta una distancia de alrededor de 100 μm , cuando esta distancia es del mismo orden del diámetro de los canales que conectan los poros se originan obstrucciones que interrumpen la circulación de los iones bajo la acción de una corriente eléctrica y provocan la acumulación de iones positivos y negativos a ambos lados de la oclusión.

- 3) Reacciones que implican la presencia de material orgánico (Atekwana y Slater, 2009). Aunque todavía no se ha investigado a fondo la influencia del material orgánico presente en medios porosos en las propiedades eléctricas del suelo (Schwartz y Furman, 2015), estudios recientes han demostrado que las interacciones entre los minerales del suelo y algunas bacterias afectan a la movilidad de los iones. En estos estudios se ha sugerido que el aumento en la rugosidad de la superficie de los granos minerales debido a la sorción progresiva de bacterias es la causa principal de la polarización y que el área superficial de las bacterias acentúa este efecto. Estos estudios se encuadran dentro de una subdisciplina de la exploración geofísica centrada en el estudio de las interacciones microbianas con el medio geológico denominada Biogeofísica, la cual combina los campos de la Microbiología, las Biogeociencias y la Geofísica (Slater y Atekwana, 2011).

El fenómeno de polarización inducida puede interpretarse como la aparición de una distribución volumétrica de dipolos de corriente que actúan en conjunto como una corriente que se oponen a la presencia de un campo primario, cuya intensidad no es instantáneamente proporcional a la intensidad primaria, y es variable en el tiempo.

La densidad total de corriente (\vec{J}_t) en el medio puede entonces considerarse la suma del flujo de corriente primario (\vec{J}_p) que habría de no existir el fenómeno de PI, y \vec{J}_{PI} la densidad de corriente correspondiente al conjunto de elementos dipolares que se oponen a la corriente primaria

$$\vec{J}_t = \vec{J}_p + \vec{J}_{PI} \quad [2.28]$$

La relación variable en el tiempo \vec{j}_{PI}/\vec{j}_p se denomina cargabilidad. Definiendo la conductividad de un medio como la relación entre el campo eléctrico y la corriente primaria $\sigma = \vec{E}/\vec{j}_p$, según la ley de Ohm, la conductividad en un medio en presencia de polarización inducida, también dependiente con el tiempo, será:

$$\sigma' = \sigma(1 - m) \quad [2.29]$$

En un dispositivo tetraelectródico, la diferencia de potencial medida entre los electrodos M y N es:

$$\Delta U_{MN} = \rho(I/K) \quad [4.30]$$

De existir el fenómeno de polarización inducida la diferencia de potencial observada sería:

$$\Delta U'_{MN} = \frac{\rho I}{K(1 - m)} \quad [2.31]$$

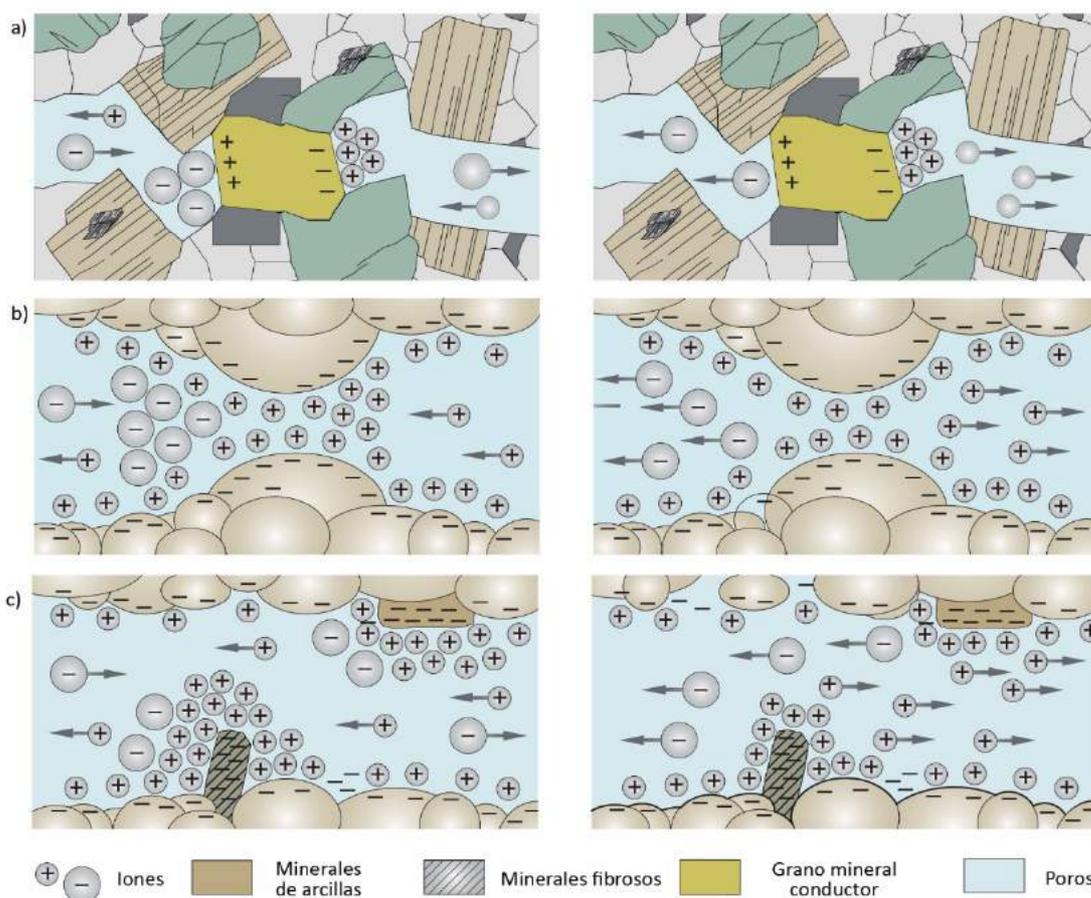


Figura. 2.11. Origen del fenómeno de polarización inducida en interior de poros al aplicar una corriente en el terreno (izquierda) y tras su posterior cesé (derecha). a) Polarización de electrodo originada en el contacto mineral-electrolito por la acumulación de carga en ambos lados de un grano eléctricamente conductor. b) Polarización de la membrana debida a una barrera de iones formada sobre la superficie de los granos minerales en el estrechamiento de un poro, (c) Polarización de la membrana debida a la acumulación de cargas alrededor de minerales de arcilla y fibrosos. Modificado de Dentith y Mudge (2014).

2.6.- El agua en el suelo.

Conocer el estado del agua en el suelo es fundamental para determinar los momentos óptimos de riego y su magnitud. Al estudiar su presencia y comportamiento se manejan con frecuencia dos conceptos diferentes. Por un lado, la humedad (contenido de agua en el suelo) y por otro el potencial de agua (ϕ) o succión, este último justificado porque el movimiento, dirección, velocidad, retención, disponibilidad y pérdidas de agua en el suelo están controladas por sus gradientes energéticos. Ambos conceptos se relacionan en las curvas características de retención de agua en el suelo (SWCC) y constituye una parte fundamental de la caracterización de las propiedades hidráulicas de un suelo.

El contenido de agua en el suelo suele medirse en muestras de laboratorio a partir de la que se evapora cuando se calientan (generalmente a una temperatura de 105° C) durante el tiempo necesario para que dejen de producirse pérdidas de peso. Este procedimiento proporciona la cantidad de agua que está presente en el suelo y puede medirse como el contenido gravimétrico $W = \frac{M_w}{M_s}$, donde M_w es la masa de agua y M_s la masa de partículas sólidas (suelo), contenido volumétrico $\theta = \frac{V_w}{V_v + V_s}$ siendo V_w el volumen de agua, V_v el volumen de huecos y V_s el volumen de sólidos, o el grado de saturación (S), es decir, la relación porcentual entre el volumen de agua en una masa de suelo y el volumen total de espacios vacíos, oscilando entre 0 en suelos secos y 1 (100%) en suelos completamente saturados.

Esta forma de determinar el contenido en el agua en el suelo no asegura la eliminación de toda el agua, ya que en principio esta puede estar presente como:

- Agua estructural formando parte de las moléculas de ciertos compuestos del suelo
- Agua higroscópica que forma una lámina alrededor de las partículas y se mantiene fuertemente adherida a ellas por fuerzas de adhesión de origen molecular. Con un espesor equivalente a tan solo unas decenas de moléculas de agua no es aprovechable por las plantas.
- Agua capilar. Que se mantiene por tensión superficial sobre las superficies de las partículas y agregados del suelo, rellenando huecos y poros capilares. EL agua capilar une, rodea y engrosa la lámina de agua higroscópica, y dentro de ella puede distinguirse agua capilar absorbible (en capilares de 0.2-8 micras y utilizable por las plantas) y no absorbible (en capilares inferiores a <0.2 micras, fuertemente retenida y que no es absorbible por las plantas).

- Agua gravitacional o libre. La que fluye a través del suelo por acción de las fuerzas gravitatorias.

Sin embargo, a pesar de que no hay evidencias de que el agua ligada se elimine por el método mencionado, esta cantidad de agua es pequeña en comparación con el agua libre o gravitacional (el agua que se mueve libremente a través por acción de la gravedad) y en la mayoría de los casos puede suponerse que permanecerá constante.

El agua en la zona vadosa está sujeta a los dos tipos principales de energía: la cinética, adquirida en virtud del movimiento y proporcional al cuadrado de la velocidad, y la energía potencial, definida básicamente por su posición.

Al tratar sobre el estado energético del agua en el suelo, la primera de ellas (energía cinética) es prácticamente despreciable dado que el agua se mueve muy lentamente a su través, generalmente a velocidades inferiores de 0.1 m/h (Warrick y Or, 2007), mientras que la segunda es la responsable de que el agua tienda a desplazarse desde posiciones de alta energía hasta otras donde es menor. Sin embargo, el agua presente en el suelo se encuentra bajo la acción de un conjunto de fuerzas tales como la gravedad, la atracción que ejerce la fase sólida sobre las moléculas de agua o la presión atmosférica. El efecto combinado de este conjunto de fuerzas provoca la variación de su energía potencial.

Comparando los campos de fuerzas que actúan en el suelo con un punto de referencia pueden expresarse cada una de ellas como una energía potencial individual cuya suma se denomina el potencial total del agua en el suelo, el cual se define formalmente como: "la cantidad de trabajo necesario por unidad de cantidad de agua pura que debe realizarse por fuerzas externas al sistema, para transferir reversible e isotérmicamente una cantidad infinitesimal de agua desde el estado de referencia al estado energético considerado" (p. ej.: Livingston y Topp, 1993). El estado de referencia, para el que se toma el valor de potencial cero, se considera un depósito hipotético de agua pura, libre, a presión atmosférica, a igual temperatura que el agua del suelo y a una elevación de referencia dada y fija.

En la zona saturada, el agua se encuentra sometido a una presión hidrostática que es superior a la atmosférica y su energía potencial puede ser mayor que la del hipotético depósito de

referencia, considerándose positiva. Por el contrario, en la zona no saturada el potencial energético se expresa con valores negativos.

El potencial total del agua del suelo se considera el resultado de la suma de los siguientes componentes:

- Potencial mátrico (φ_m): Corresponde a la porción del potencial hídrico atribuible a la atracción de la matriz del suelo. Siempre es negativo o nulo, y es el componente más significativo del potencial hídrico del suelo en condiciones no saturadas.
- Potencial gravitacional (φ_g): Hace referencia al que le corresponde por su posición dentro del campo gravitacional. Se determina por la elevación con relación a un nivel de referencia arbitrario y se toma de tal manera que puede ser siempre considerado positivo o cero.
- Potencial de presión (φ_p): Debido a la existencia de presiones distintas a las del punto de referencia. En los suelos saturados, por la presión de la columna de agua. Si el punto a considerar se encuentra por debajo del nivel freático, φ_p es positivo, mientras que en suelos no saturados se considera nulo.
- Potencial osmótico (φ_o): Resultante de las fuerzas de atracción que ejercen las sales sobre las moléculas del solvente. El potencial osmótico siempre tiene valores negativos, ya que el agua fluiría espontáneamente desde un depósito de agua pura hasta otro con solución similar a la del suelo.

Para simplificar, a menudo se considera que el potencial total consta únicamente del potencial matricial y el gravitacional (Heinse y Link, 2013).

Puesto que el potencial de agua en el suelo representa una energía, debe expresarse como una unidad de energía por unidad de masa ($J \cdot kg^{-1}$) o por unidad de volumen de agua ($J \cdot m^{-3}$), pero tomando en consideración la densidad del agua, existe una equivalencia numérica directa entre las unidades $J \cdot kg^{-1}$ y kPa, por lo que normalmente se utilizan unidades de presión como megapascales (MPa), kilopascales (kPa), bares, y metros, centímetros o milímetros de agua (cm H₂O).

Por lo general, el potencial se expresa como un número negativo porque representa la energía requerida para transferir el agua del suelo al estado de referencia. El término "succión" y

"tensión" son definiciones desarrolladas para evitar usar el signo negativo y representar el potencial del agua en el suelo como números positivos (Bittelli, 2010).

Puesto que en la zona vadosa (figura 2.12) el potencial hídrico puede variar desde valores muy altos en condiciones secas, hasta cero en el nivel freático, con frecuencia se utiliza como unidad para expresar potencial el pF, que corresponde al logaritmo en base 10 de una columna de agua en centímetros ($pF=1=10$ cm columna de agua).

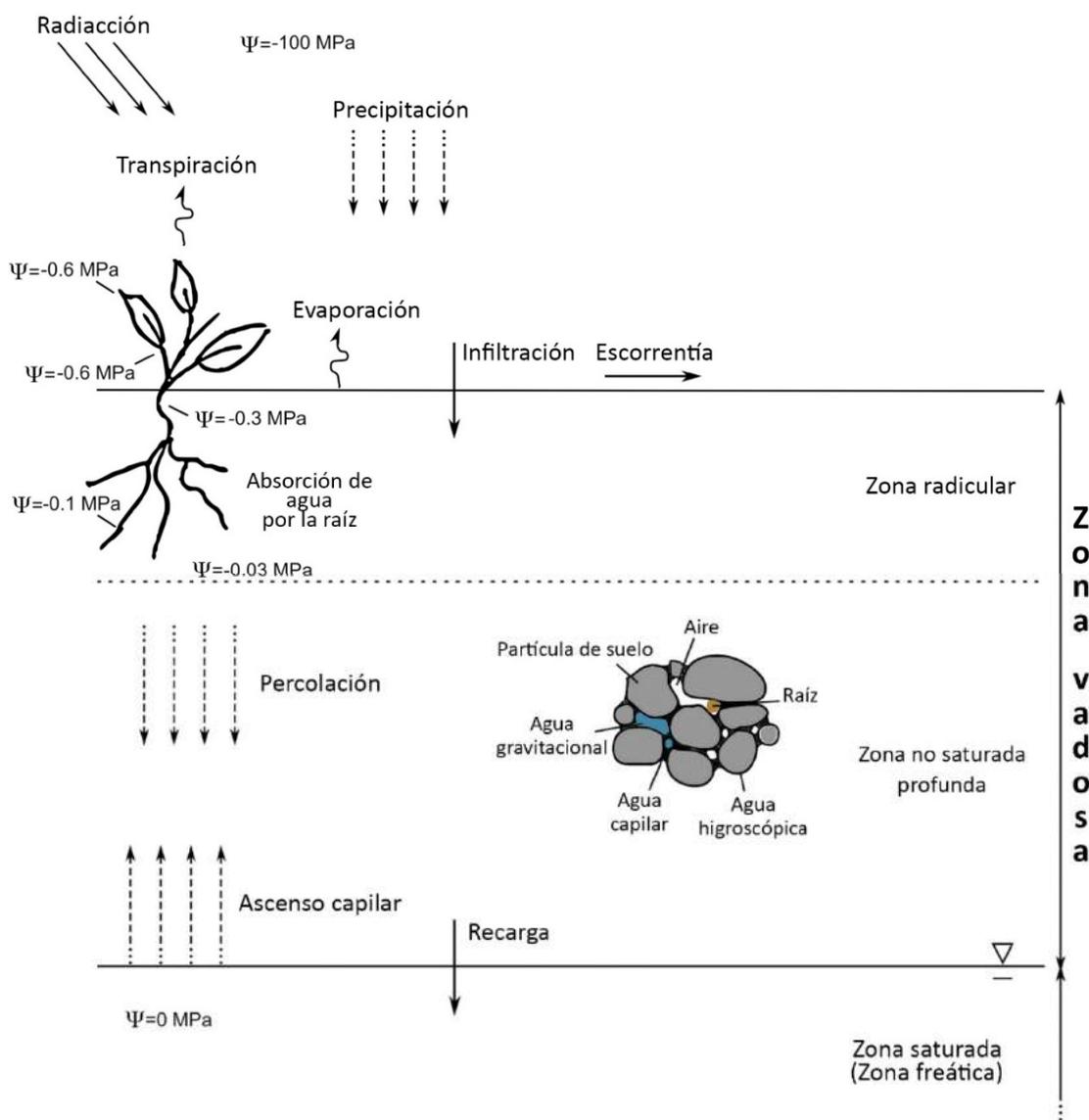


Figura 2.12. Distribución y desplazamiento del agua en la zona vadosa con indicación de algunos valores típicos de potencial. Modificado de Heinse y Link (2013).

La relación entre el contenido de agua y la succión, tensión, stress o potencial del agua en el suelo se representa gráficamente mediante una curva que generalmente adopta una forma de "S" invertida (figura 2.13), generalmente denominada Curva Característica Suelo-Agua (SWCC) o

de retención de humedad. La SWCC describe la cantidad de agua que retiene un suelo en equilibrio para un determinado potencial mátrico (Tuller y Or, 2005).

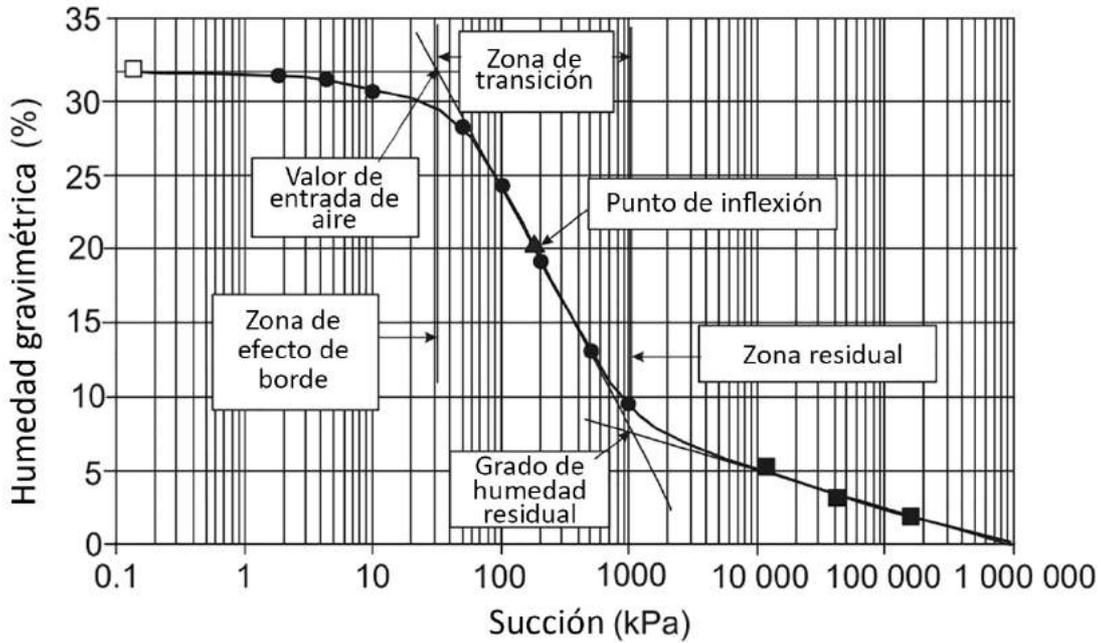


Figura 2.13. Curva característica suelo-agua (SWCC) o de retención de humedad con indicación de las zonas y puntos singulares. Modificado de Fredlund et al. (2011).

Básicamente, la curva queda definida por tres ramas, caracterizadas por sus pendientes, cuya prolongación se corta en dos puntos característicos (Fredlund *et al.*, 2011), el primero de los cuales se denomina “valor de entrada de aire en el suelo”, y corresponde al momento en el que los huecos más grandes comienzan a desaturarse al aumentar la succión. El segundo, denominado " grado de humedad residual ", define un punto, a partir del cual, la pendiente de la curva muestra un claro cambio de comportamiento, indicando que será necesaria más energía para eliminación de una determinada cantidad de agua, es decir, resultará significativamente más difícil extraer el agua de suelo. El grado de humedad residual corresponde al contenido de agua en el que la fase líquida deja de ser continua y los poros se encuentran principalmente ocupados por aire.

Lo mencionado hasta ahora hace referencia al proceso de secado del suelo. Aunque podrían aplicarse las mismas consideraciones durante un periodo de humectación, la SWCC muestran un fenómeno de histéresis, por lo que no existe un único valor de succión asociado para un contenido de humedad en un suelo.

Para describir matemáticamente la SWCC, se han propuesto una serie de expresiones que incluyen varios parámetros empíricos de ajuste (p. ej.: Brooks y Corey, 1964; Van Genuchten, 1980; Fredlund y Xing, 1994; Kosugi, 1996), cumpliendo los requisitos habituales de utilizar el mínimo número posible de ellos (principio de parsimonia), la representación correcta del comportamiento de la curva en los límites extremos y la representación apropiada de su forma no lineal. En la figura 2.14 se comparan los resultados de los modelos de Van Genuchten y de Brooks y Corey en el ajuste de un conjunto de datos de un suelo franco arenoso.

Se atribuye a Widtsoe y McLaughlin (1912) la diferenciaron entre humedad capilar en capacidad de campo, es decir, la humedad disponible para las plantas, y el punto de marchitez. La capacidad de campo es el agua retenida en el suelo después de que el exceso de agua gravitacional se ha drenado, pero no necesariamente está disponible para las plantas. El punto de marchitez (punto de marchitez permanente) es el contenido de agua del suelo por debajo del cual las plantas comienzan a marchitarse. El agua disponible para las plantas es el agua del suelo que puede ser absorbida por las raíces de las plantas y se obtiene al restar el punto de marchitez permanente de la capacidad de campo.

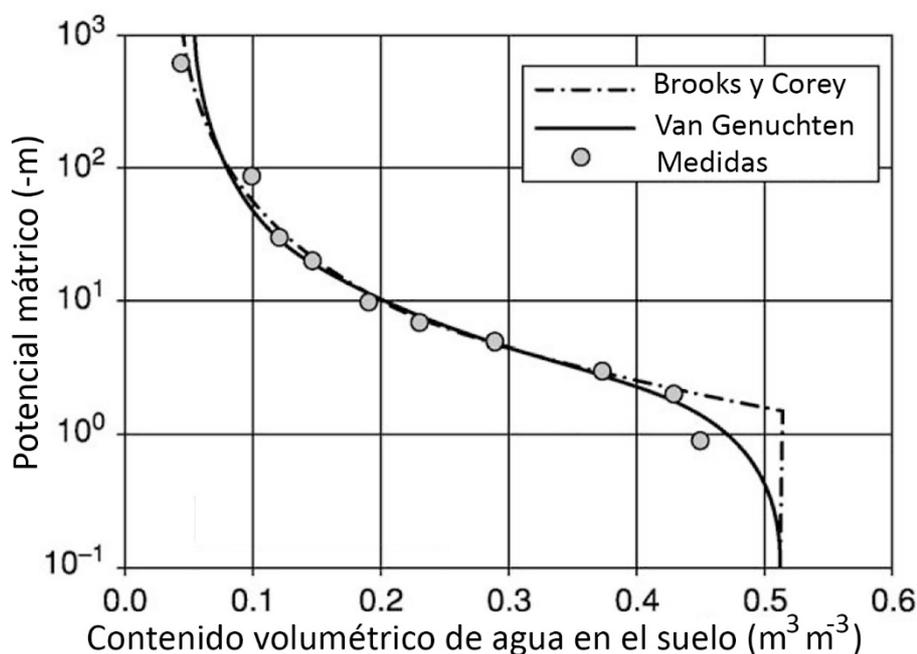


Figura 2.14. Ajuste de un conjunto de datos a los modelos de Van Genuchten y de Brooks y Corey. Modificado de Tuller y Or (2005).

La capacidad de campo puede definirse como "la cantidad de agua retenida en el suelo después de que el exceso de agua gravitatoria se haya drenado y de que la velocidad de percolación descendente haya disminuido sustancialmente". Dado que esta definición es bastante subjetiva,

se adopta convencionalmente como el contenido volumétrico de agua en un suelo con valores de potencial mátrico de -1 kPa a -50 Kpa, siendo el de -33 kPa el valor tomado como de referencia y generalmente aceptado (p. ej.: Vanderlinden y Giráldez, 2011).

Habitualmente se acepta que cuanto más gruesa es la textura del suelo, mayor es su potencial mátrico. En general, un valor 1 m de columna de agua (-10 Kpa) se correlaciona bien con la capacidad de campo de suelos arenosos; un valor de unos 3,5 m con suelos de textura media, como un suelo franco limoso; y aproximadamente 5,0 m con suelos arcillosos. (Romano y Santini, 2002).

La cantidad de agua existente entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente, se define como la cantidad de agua disponible para las plantas, reserva útil o intervalo de humedad disponible (Figura 2.15).

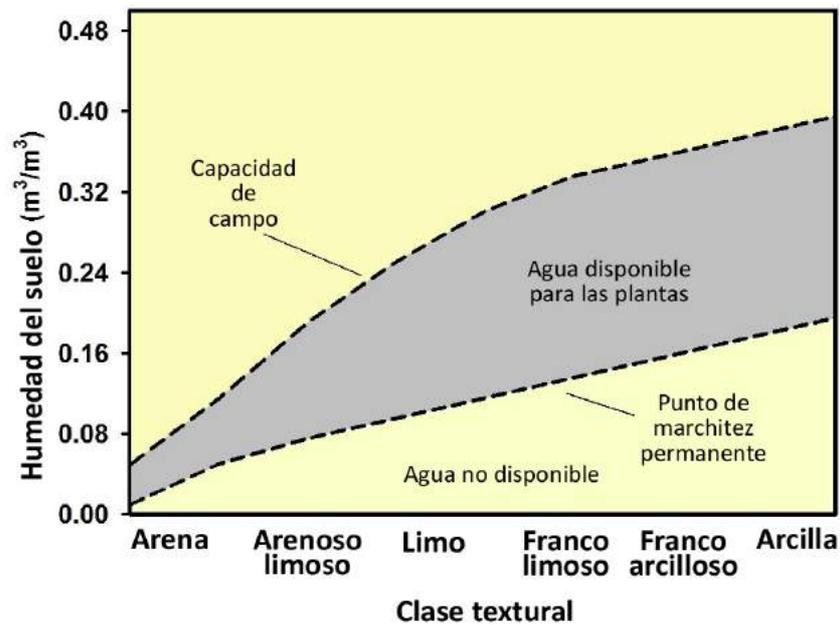


Figura 2.15. Relación entre el agua disponible para las plantas, capacidad de campo, punto de marchitez permanente y agua no disponible para los diferentes tipos texturales de suelo. Modificado de Zotarelli, et al. (2010).

3. Determinación de la relación humeada, resistividad, cargabilidad y permitividad a partir de muestras de suelo.

3.1 Introducción.

Según Voronin (1990), a medida que un suelo pierde humedad el sistema suelo-agua pasa por una serie de estados críticos consecuencia de los cambios en el contenido y estado energético de la fase líquida. Dichos estados críticos estarían relacionados con las fuerzas que actúan entre ambas fases. Este autor concluye que la naturaleza y la magnitud de las fuerzas que contribuyen al potencial mátrico cambian bruscamente en ciertos valores de humedad, diferenciando los rangos de agua gravitacional, capilar, pelicular y adsorbida.

Estudiando los puntos donde se produce el cambio de un estado a otro sobre las curvas características de humedad de diferentes tipos de suelos, Voronin establece cinco ecuaciones lineales (ecuaciones 3.1 a 3.5 y figura 3.1) que definen los segmentos dentro de los cuales, la retención de agua está dominada por diferentes fuerzas, y al mismo tiempo, el suelo presenta diferentes comportamientos reológicos:

$$\text{Límite de contracción} \quad \log(\varphi_m^I) = 4.2 + 3W^I \quad [3.1]$$

$$\text{Punto de marchitez permanente} \quad \log(\varphi_m^{II}) = 1.17 + 15W^{II} \quad [3.2]$$

$$\text{Límite plástico} \quad \log(\varphi_m^{III}) = 1.17 + 3W^{III} \quad [3.3]$$

$$\text{Capacidad de campo} \quad \log(\varphi_m^{IV}) = 1.17 + W^{IV} \quad [3.4]$$

$$\text{Límite líquido} \quad \log(\varphi_m^V) = 1.17 + 0W^V \quad [3.5]$$

siendo φ_m el potencial mátrico del suelo en kPa cambiado de signo y W el contenido gravimétrico de agua. En el caso de que φ_m venga dado en cm de H₂O debe sumarse uno a los términos independientes de las expresiones 3.1 a 3.5 como se muestra en figuras posteriores.

Posteriormente, Pozdnyakova (1999) y Pozdnyakov *et al.* (2006) relacionaron los puntos críticos mencionados con la movilidad de los iones en solución y, por consiguiente, la resistividad con las fuerzas que retienen el agua en el suelo. De este modo las curvas de humedad-resistividad proporcionarían información, no sólo del contenido de agua en el suelo, sino también sobre su estado energético y, por consiguiente, desde un punto de vista agronómico, sobre la posibilidad de las plantas para aprovecharla.

Habitualmente se considera que la relación resistividad-humedad permanece constante a lo largo de todo el proceso de pérdida o ganancia de humedad del suelo. Pozdnyakova y Pozdnyakov *et al.* propugnan que esta es una función exponencial que puede expresarse como:

$$W = a e^{(-b\rho_a)} \quad [3.6]$$

y por tanto, una única expresión es válida para explicar esta relación. Los mencionados autores defienden que en la movilidad de las cargas eléctricas del agua contenida en el suelo no sólo influye la cantidad de agua, sino que también interviene la propia movilidad del agua en el suelo, que a su vez depende de las diferentes fuerzas que contribuyen a su retención. Tomando en consideración las ideas de Voronin anteriormente mencionadas, según las cuales, la naturaleza y magnitud de las fuerzas que contribuyen al potencial mátrico del suelo se modifican abruptamente en determinados puntos críticos, debería esperarse un comportamiento análogo en las relaciones resistividad-humedad (figura 3.2).

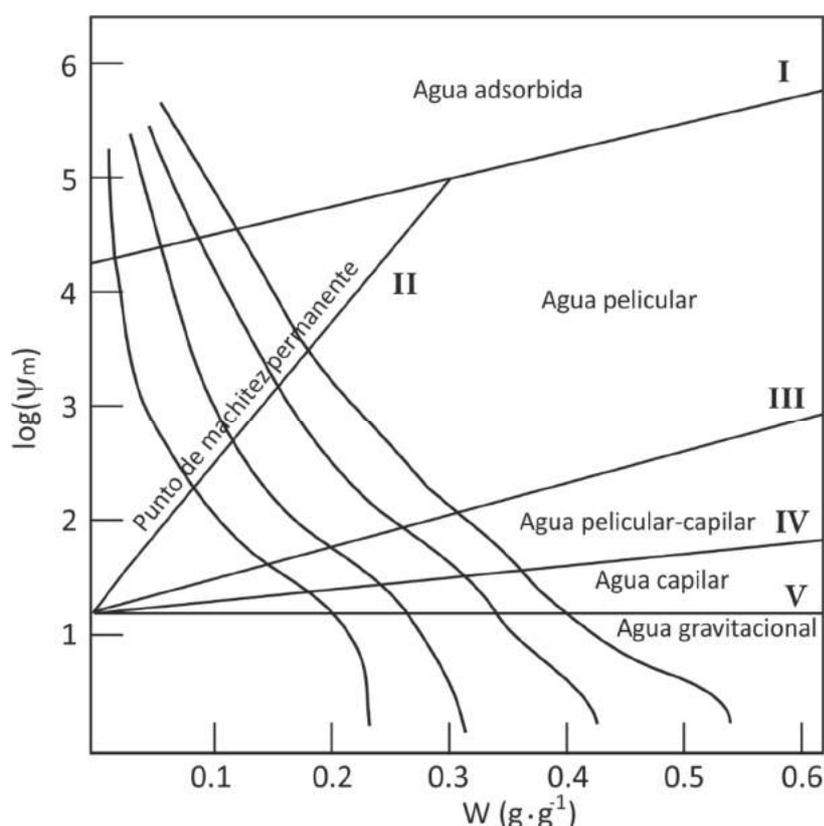


Figura 3.1. Curvas características de humedad para diferentes tipos de suelo y líneas definiendo los límites entre diferentes estados energéticos del agua. Modificado de Voronin (1990).

En este capítulo comenzamos analizando los resultados del trabajo publicado por De Vita *et al.* (2012) con la intención de poner a punto una estrategia que nos permita estudiar desde un punto de vista estadístico las curvas resistividad-humedad medidas en laboratorio siguiendo las ideas propuestas por Pozdnyakova y Pozdnyakov (*óp. cit.*).

Localizar los puntos que representan los cambios de estado energético en el suelo según las ideas mencionadas, no será siempre una labor fácil, sobre todo en las zonas de mayor contenido de

humedad, ya que en ellas los cambios de resistividad son muy pequeños y las variaciones de pendiente pueden hacer que pasen desapercibidos. Por otro lado, las medidas de humedad-resistividad que se recopilan, al ser un valor discreto, pueden resultar insuficientes para localizar los cambios de pendiente más suaves y/o hacer imprecisa su localización.

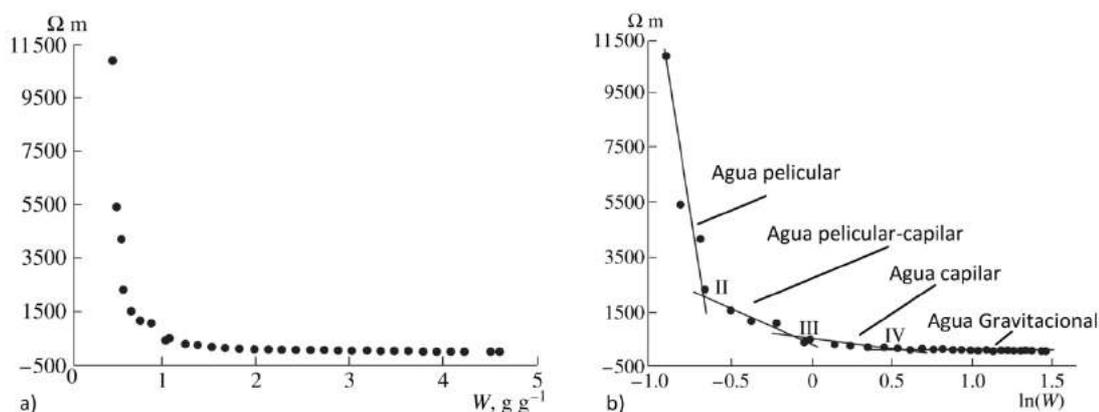


Figura 3.2. a) Relación empírica entre resistividad y humedad ajustable a una función exponencial. b) Linealización de esta relación mediante la transformación de W en $\ln(W)$. Modificado de Pozdnyakov et al. (2006).

Voronin advierte que los puntos de cambio relacionados con la modificación del estado energético determinados sobre las curvas de retención, representan un valor empírico analizado estadísticamente, y por consiguiente pueden esperarse ciertas variaciones en su localización.

A continuación, se caracterizarán los suelos empleados en el estudio y se analizarán los procedimientos utilizados para la realización de los ensayos de laboratorio sobre muestras de suelo, detallándose finalmente los resultados sobre las curvas humedad-resistividad.

Finalmente se comparan los resultados de las medidas de resistividad con las de cargabilidad y permitividad, ya que estos parámetros deberían arrojar luz sobre la bondad de los puntos estadísticamente determinados. En nuestra opinión, tanto la cargabilidad como la permitividad deberían reflejar en alguna medida los cambios energéticos del agua en el suelo, en el primer caso, ya sea por la movilidad del agua conteniendo los iones disueltos o por la reducción de posibles canales a medida que se pierde la humedad. Mientras que, en el segundo, debe aparecer un cambio claro en la resistividad cuando el agua contenida en el suelo pasa de ser agua libre a agua ligada. De confirmarse esta hipótesis, dentro de un límite de valores suficientemente estrecho, tendríamos una confirmación de los postulados de Pozdnyakova y se podría plantear una extrapolación de los resultados a los datos de campo de tomografía eléctrica, la cual nos permitiría

conocer además de la distribución espacial del agua, la capacidad de aprovechamiento de esta por las plantas.

3.2. Estudio de datos históricos e implantación de una metodología de cálculo.

De Vita *et al.* (2012) establecieron una correlación empírica entre la resistividad eléctrica y el potencial mátrico en materiales de origen piroclástico formados por lapilli y cenizas.

Esta relación está fundamentada en el estudio de quince muestras inalteradas pertenecientes a tres horizontes (B, Bb y Bb_{basal}) esquematizados en la figura 3.3.

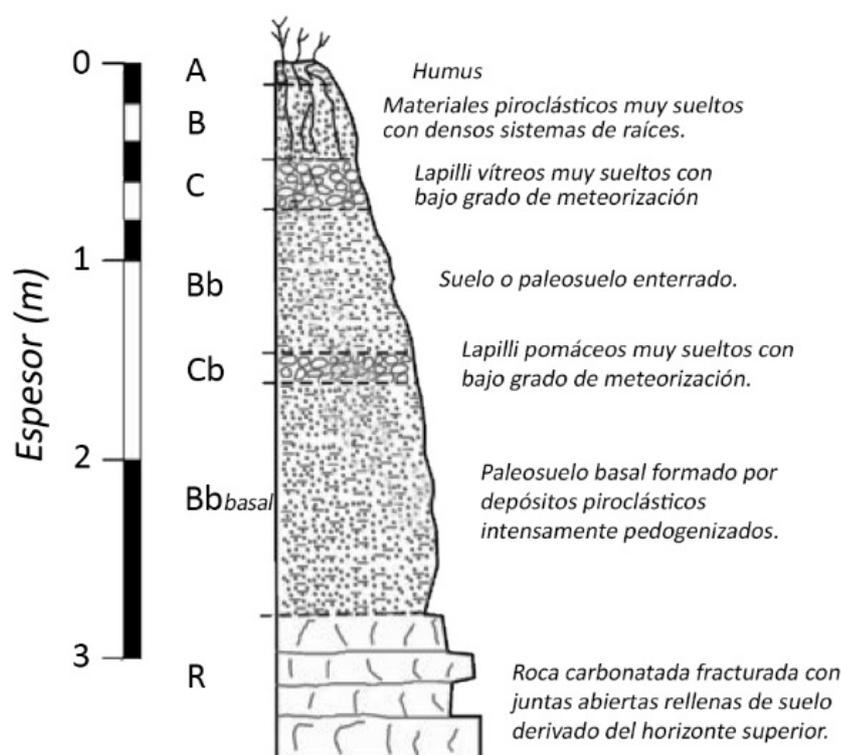


Figura 3.3. Esquema del perfil de suelo ensayado por De Vita *et al.* Modificado de De Vita *et al.* (2012).

Sobre dichas muestras se midió la resistividad en función del contenido de humedad (figura 3.4) al tiempo que se ensayaron muestras pertenecientes a los mismos horizontes por el método de placa de presión (también conocida como membrana de Richard), con las que se determinaron las curvas de retención de agua en el suelo (SWCC) sobre cada horizonte investigado. En una publicación posterior (Piegari y Di Maio, 2013) modificaron la ecuación de Van Genuchten sustituyendo el valor del contenido volumétrico de agua por el correspondiente valor obtenido del ajuste a una función potencial (para los horizontes B y Bb) y lineal (para el Bb_{basal}) de las curvas resistividad-humedad.

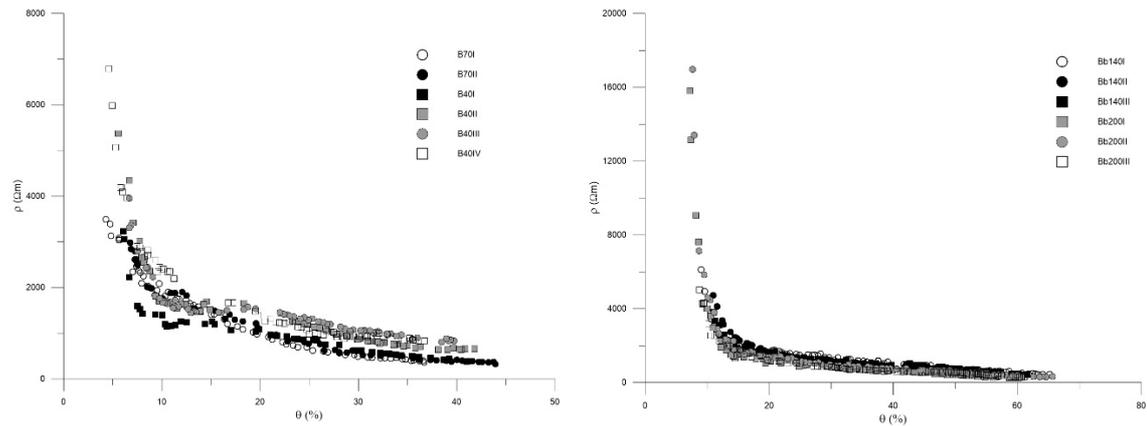


Figura 3.4. Curvas resistividad humedad para los horizontes B y Bb (E. Piegari, comunicación personal).

3.2.1. Tratamiento de la información y localización de los cambios de pendiente.

El principal interés en esta parte de la investigación se centra en aplicar un método estadístico que nos permita localizar en qué puntos de las curvas humedad-resistividad se producen los cambios críticos postulados por la teoría de Pozdnyakova, para posteriormente compararlos con las curvas de retención de humedad.

Encontrar ajustes lineales a un conjunto de datos en los que se sospecha la existencia de un cambio en los parámetros de la recta, es decir, establecer si en un conjunto de puntos pueden ajustarse a una recta, o es más apropiado utilizar dos o más rectas, y en este último caso determinar el punto a partir del cual se produce dicho cambio, ha sido y sigue siendo objeto de estudio en varias disciplinas. Así, el denominado ensayo de Chow y sus variantes (*one step, break point o n-down test, y forecast test*), fundamentadas en el estudio de las residuales de sumas al cuadrado de diferentes ajustes, son ampliamente utilizadas en econometría, aplicadas a estudios de series temporales, y son procedimientos establecidos en paquetes estadísticos usados ampliamente en este campo como “Eviews”.

En estudios relacionados con la geología podemos encontrar aplicaciones de este tipo en el escalamiento (relaciones desplazamiento-longitud-anchura) de fallas y fracturas (Main *et al.*, 1999), y en el análisis de arrastre de sedimento de fondo en corrientes naturales (Ryan y Porth, 2007).

Para localizar los puntos críticos sobre las curvas humedad-resistividad, se ha utilizado una técnica probabilística que emplea el ajuste por mínimos cuadrados como auxiliar en la estimación de los parámetros. Para ello, el conjunto de datos a estudiar se divide en dos grupos y ambos se ajustan mediante el método de mínimos cuadrados, determinando entre todas las posibles

combinaciones del conjunto de datos estudiado, cuál es el punto más probable donde puede producirse el cambio buscado.

En general, los estimadores de máxima verisimilitud son preferidos a los de mínimos cuadrados (Golfed *et al.*, 1971). La principal diferencia entre ambos métodos está en que en el primer caso se pretende determinar los valores de los parámetros para los que los datos observados es más probable que ocurran (Wang y Liu, 2006), mientras que en el segundo se buscan los parámetros que minimizan el cuadrado de las residuales.

La expresión general de una recta viene dada por:

$$y = ax + b + \varepsilon \quad [3.7]$$

donde ε representa los errores con una distribución normal, una media igual a cero y una varianza constante σ^2 .

En el caso en el que dos rectas de diferentes pendientes (a_1 y a_2) y puntos de intersección sobre el eje de ordenadas b_1 y b_2 , se cortan en el punto x^* , la ecuación 3.7 se puede reescribir mediante la expresión (Main *et al.*, 1999):

$$\gamma(x_i) = b + a_1[x_i I(x_i < x^*) + x^* I(x_i \geq x^*)] + a_2(x_i - x^*) I(x_i \geq x^*) \quad [3.8]$$

siendo $I=1$ cuando se cumple la expresión entre paréntesis y cero en el caso contrario.

Partiendo de la expresión 3.8 podemos establecer las siguientes dos funciones para los puntos que se encuentran antes y después del punto x^* donde se produce el cambio de pendiente (figura 3.5):

$$\gamma = a_1 x + b + \varepsilon_1 \quad [3.9.a]$$

$$\gamma = a_1 x^* + a_2(x - x^*) + b + \varepsilon_2 \quad [3.9.b]$$

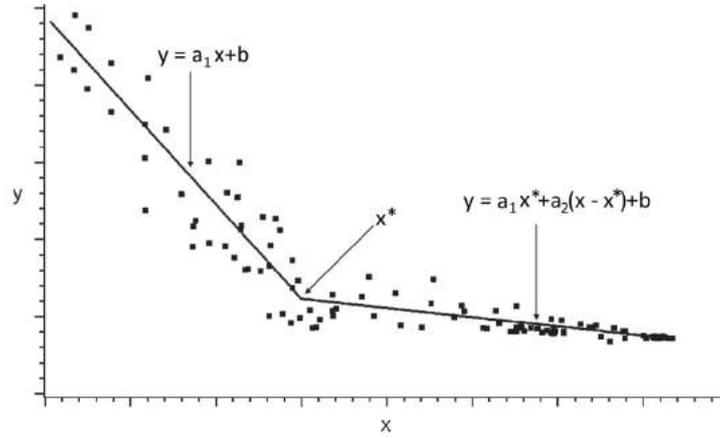


Figura 3.5. Regresión lineal definida por intervalos para un determinado conjunto de datos.

El principio de máxima verisimilitud (MLE) establece que las distribuciones de probabilidad de las residuales ϵ_1 en un punto "i" anterior a x^* y ϵ_2 en otro "j" posterior al punto x^* son respectivamente (Quandt, 1958):

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_1} e^{\left[-\left(\frac{1}{2\sigma_1^2}\right)(y_i - a_1x_i - b)^2\right]} \quad [3.10.a]$$

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_2} e^{\left[-\left(\frac{1}{2\sigma_2^2}\right)(y_j - a_1x^* - a_2(x_j - x^*) - b)^2\right]} \quad [3.10.b]$$

Puesto que la función de verisimilitud es el producto de estos para todas las observaciones, de n datos para el primer tramo de pendiente a_1 , y $m-n$ datos para el de pendiente a_2 tenemos:

$$\prod_{i=1}^m \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_1} e^{\left[-\left(\frac{1}{2\sigma_1^2}\right)(y_i - a_1x_i - b)^2\right]} = \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_1}\right)^m e^{-\frac{1}{2}\sum_{i=1}^m (y_i - a_1x_i - b)^2} \quad [3.11.a]$$

$$\prod_{j=m+1}^n \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_2} e^{\left[-\left(\frac{1}{2\sigma_2^2}\right)(y_j - a_1x^* - a_2(x_j - x^*) - b)^2\right]} = \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_2}\right)^{n-m} e^{-\frac{1}{2}\sum_{j=m+1}^n (y_j - a_1x^* - a_2(x_j - x^*) - b)^2} \quad [3.11.b]$$

Y para el conjunto completo de datos viene dado por la expresión:

$$\left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_1}\right)^m \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_2}\right)^{n-m} e^{\left(-\frac{1}{2\sigma_1^2}\sum_{i=1}^m (y_i - a_1 x_i - b)^2 - \frac{1}{2\sigma_2^2}\sum_{j=m+1}^n (y_j - a_1 x^* - a_2(x_j - x^*) - b)^2\right)} \quad [3.12]$$

La función de máxima verisimilitud se determina tomando logaritmos neperianos de la función anterior, derivando e igualando a cero para obtener el máximo (Myung, 2003).

Realizando las derivadas parciales de 3.12 con respecto a a_1 , b y a_2 , igualando las anteriores derivadas parciales a cero y resolviendo el sistema de tres ecuaciones planteado se obtienen los estimadores a_1 , a_2 y b de máxima verisimilitud, los cuales son idénticos a los estimadores empleados en mínimos cuadrados (Quandt, 1958, Burnham y Anderson, 2002). Sin embargo, el estimador σ^2 no es el mismo en ambos casos, siendo igual a la suma del cuadrado de las residuales dividido por el número de datos (n) en los métodos de máxima verisimilitud, mientras que en mínimos cuadrados, la suma de residuales al cuadrado viene dividida por $(n-(r+1))$, siendo r el número de variables. Este hecho adquiere relevancia sólo cuando se tratan muestras de pequeño tamaño (Burnham y Anderson, 2002).

Utilizando el procedimiento mencionado, Quandt (*óp. cit.*) estableció la siguiente expresión como logaritmo de la función de máxima verisimilitud, la cual sería aplicable en el caso especial que nos ocupa:

$$L(y, x^*) = n \ln \sqrt{2\pi} - m \ln \sigma_1 - (n - m) \ln \sigma_2 - \frac{n}{2} \quad [3.13]$$

El máximo de la función $L(y, x^*)$ representa entonces el punto donde es más probable que se produzca el cambio de pendiente.

En ocasiones, el MLE se calcula sin tener en cuenta los elementos que son constantes en la expresión (p. ej.: $n \ln \sqrt{2\pi}$ y $-\frac{n}{2}$ en 3.13). En este sentido, Burnham y Anderson (2002), dan como logaritmo del máximo de la función de verisimilitud para los modelos lineales la expresión:

$$\log L \approx -\frac{n}{2} \ln(\hat{\sigma})^2 \quad [3.14]$$

mientras que en el artículo original de Main *et al.*, 1999, los autores proponen la ecuación:

$$L(y, x^*) = -\frac{n}{2} \ln \sum_{i=1}^n [y_i - \hat{y}(x_i)]^2 \quad [3.15]$$

donde el logaritmo de la función de máxima verisimilitud queda solamente en función del sumatorio del cuadrado de las residuales. Silber (1974), citando a Stephen M. Goldfeld (Goldfeld *et al.*, 1971), demuestra que el método propuesto por Quandt equivale a seleccionar, de todos los posibles ajustes, aquél que minimiza el sumatorio al cuadrado de las residuales, y, por consiguiente, tanto la expresión 3.13 como la 3.15 proporcionarían el mismo resultado.

Una restricción que no se tiene en cuenta en este desarrollo es que la regresión obtenida sea continua en x^* , por lo que derivarla e igualarla a cero no se considera un procedimiento apropiado para encontrar su máximo. En su lugar, Quandt propone simplemente tomar el valor máximo de la función como el más apropiado.

Con un enfoque diferente, Ryan y Porth (2007) utilizan para resolver esta cuestión una técnica de regresión no lineal de mínimos cuadrados, el procedimiento PROC NLIN del software estadístico SAS, asegurando así la continuidad de la función 3.8 en el punto x^* .

Un aspecto importante es el establecimiento de algún criterio que permita decidir si está justificado aplicar dos regresiones para un determinado conjunto de datos, o si por el contrario, sería más apropiado ajustar a una única línea el conjunto completo de datos. Quandt (1960) analizó varias aproximaciones a este problema.

Para establecer si estadísticamente está justificado el ajuste de los datos a dos rectas en lugar de a una sola, Main *et al.* (1999) utilizan el “criterio de información bayesiano” (BIC) comparando los resultados para cinco y tres parámetros desconocidos respectivamente (x^* , b , a_1 , a_2 y σ^2 en el caso de dos rectas, frente a b , a_1 , y σ^2 en el caso de una única recta). Del mismo modo podría emplearse el “Criterio de Información de Akaike” (AIC) (Akaike, 1973) o el “criterio de información de segundo orden” (c-AIC) (Sugiura, 1978), los cuales se diferencian del anterior en el factor de penalización utilizado, con lo que en la penalización a aplicar a un modelo no solo tiene influencia el número de parámetros a ajustar sino que también interviene el tamaño de la muestra.

Para realizar el cálculo de la función del neperiano de máxima verisimilitud se ha confeccionado un programa en el lenguaje utilizado por el paquete estadístico SAS (Anexo II), el cual permite automatizar el tratamiento de la información. El programa lee un archivo de texto donde se han introducido los pares de puntos (Ln W- resistividad) que, mediante una previa selección *de visu*, contiene un conjunto de datos consecutivos donde se supone que puede producirse un cambio.

El programa comienza calculando las regresiones lineales de los tres primeros puntos y de los restantes, y utiliza las residuales calculadas para deducir el valor de $L(y, x^*)$ según la expresión 3.13. A continuación, se repite la operación tomando los cuatro primeros puntos y los restantes, y así sucesivamente hasta completar todos los pares de posibles ajustes lineales usando un mínimo de tres puntos.

De los parámetros a_1 , b_1 , a_2 y b_2 correspondientes al valor máximo de $L(y, x^*)$ obtenemos las coordenadas del punto x^* .

3.2.2. Consideraciones sobre el resultado del estudio de los datos analizados.

Los parámetros de las curvas de retención publicadas por De Vita, *et al.* (2012), ajustando los datos de tensión-humedad al modelo unimodal de Van Genuchten (1980), se muestran en la tabla 3.1.

Las SWCC unimodales presentan generalmente un aspecto sigmoide, aunque algunos suelos pueden mostrar una SWCC con apariencia diferente denominada bimodal (figura 3.6), en cuyo caso las ecuaciones utilizadas para las SWCC unimodales no son aplicables.

En la figura 3.7 se representan las curvas de retención de humedad de los diferentes horizontes analizados, mientras que en las figuras 3.8, 3.9 y 3.10, se muestran los resultados de aplicar la metodología propuesta en el apartado anterior al conjunto de datos facilitados por E. Piegari, del *Dipartimento di Scienze della Terra* de la Universidad *Federico II* (Nápoles).

Estos modelos proporcionan un buen ajuste hasta un valor próximo al límite entre los puntos críticos IV-III ($pF \approx 3$) del modelo propuesto por Voronin, que representaría la transición entre el agua pelicular- capilar y el agua capilar, sin embargo, los dos primeros puntos críticos (I y II) no podrán ser comparados en este análisis al no disponer de datos que lleguen a tensiones de pF 4.2 (15 Atm.) o superiores (figura 3.7).

Tabla 3.1. Parámetros estimados del modelo de Van Genuchten para los niveles B, Bb y Bb_{basal}. (De Vita *et al.*, 2012).

	α	n	m	θ_s ($m^3 m^{-3}$)	θ_r ($m^3 m^{-3}$)
B	0.046	1.347	0.258	0.57	0.09
Bb	0.011	1.462	0.316	0.66	0.2
Bb _{basal}	0.116	1.209	0.173	0.61	0.28

Nota: θ_s = capacidad máxima de retención de agua; θ_r = capacidad residual de retención de agua; α y n parámetros del modelo; $m = 1-1/n$.

Especulamos con la posibilidad de que las curvas de retención de humedad estén mostrando una porosidad dual intra e inter-agregados similar a la esquematizada en la figura 3.6, donde aparecen dos valores de desaturación diferentes, uno para los macroporos y otro para los microporos.

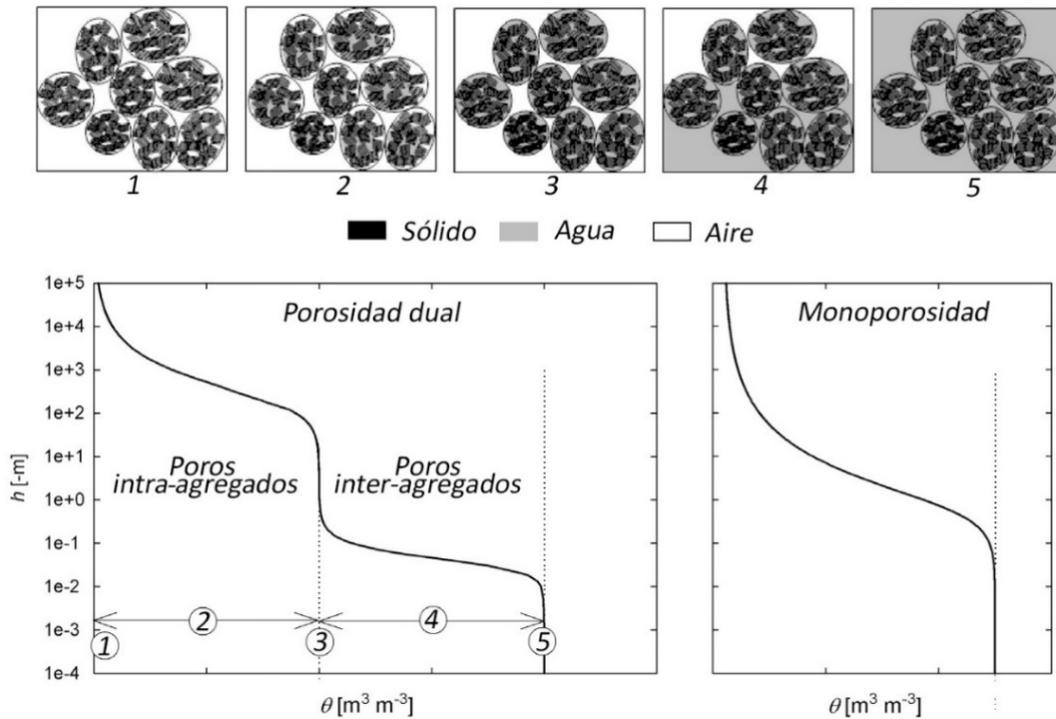


Figura 3.6. SWCC típicas para distribución de poros bimodales y unimodales. Modificado de Blonquist, et al. (2006).

El comportamiento de algunas curvas $\rho_a - \ln(w)$ nos hacen sospechar que pueden existir dos valores de entrada de aire sobre las SWCC. Así, en el conjunto de datos del horizonte B (figura 3.8), llama la atención la presencia de zonas de alta resistividades en las que, al tiempo que los datos presentan una fuerte dispersión, las disminuciones de humedad no están asociadas a los fuertes incrementos de ρ_a que cabría esperar, e incluso en ocasiones (muestras B40II y B40III) dicho incremento de resistividad es notablemente pequeño.

Este comportamiento recuerda al de las curvas humedad-resistividad al comienzo de la desaturación, donde las pérdidas de humedad no conllevan una disminución de los posibles caminos por los que circula la corriente eléctrica y por consiguiente las variaciones de resistividad no son muy elevadas. Sin embargo, sería necesario disponer de valores succión superiores a los estudiados para justificar este extremo.

Horizonte Bb_{basal}

Horizonte Bb

Horizonte B

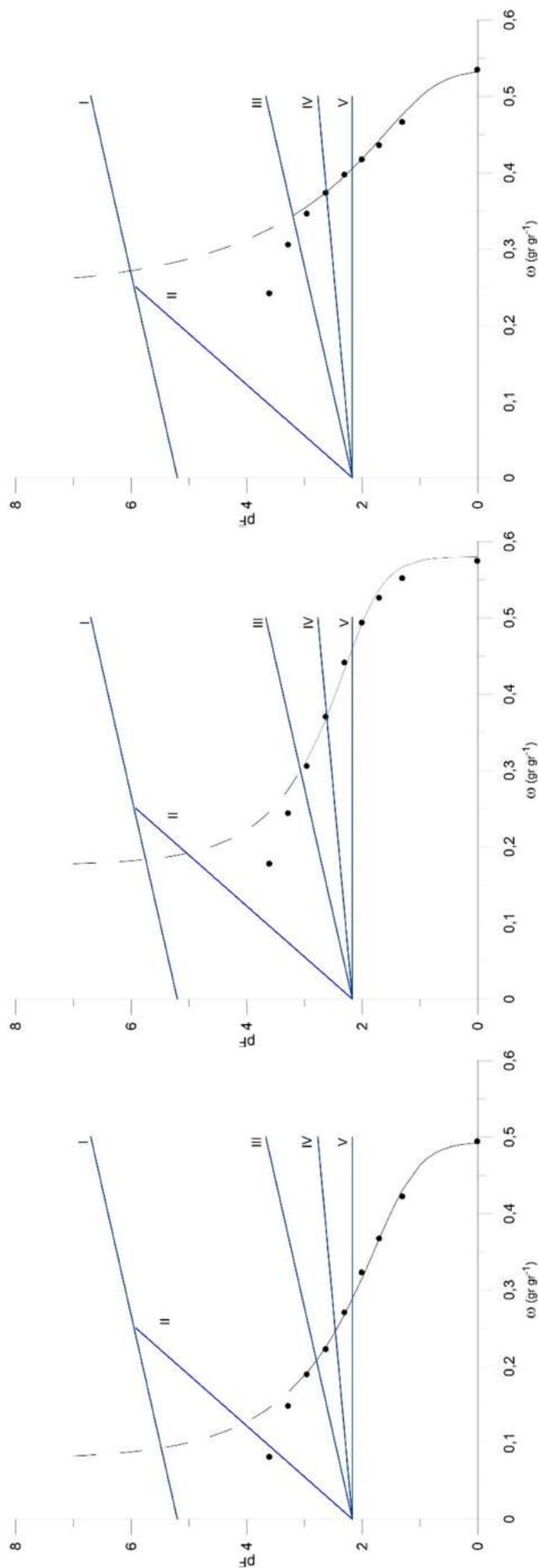


Figura 3.7. Curvas de retención succión-humedad para los horizontes B, Bb y Bb_{basal} (E. Piegari, comunicación personal) con indicación de los límites entre diferentes estados energéticos del agua en el suelo según Voronin.

Como se ha mencionado previamente, el proceso de cálculo comienza con una selección *de visu* de los posibles tramos que se observan en cada gráfico. Éstos son fáciles de distinguir en las zonas de mayor resistividad, donde pequeñas variaciones de humedad conllevan notables cambios en este parámetro, sin embargo, en las zonas de alto contenido de humedad los cambios se aprecian con mayor dificultad, e incluso pueden pasar desapercibidos, quedando a expensas de la habilidad de quien realiza la observación decidir la posible existencia de un cambio de pendiente. Por esta razón, las curvas correspondientes al horizonte Bb (figura 3.9) se han analizado en sus tramos finales estudiando las variaciones de conductividad, las cuales son mucho más significativas en estas zonas.

Para comparar los resultados del cálculo se han señalado en las gráficas ρ_a -Ln(w) los cambios de pendiente estimados por una línea vertical discontinua, y los puntos críticos, determinados por la intersección entre las SWCC correspondiente a cada horizonte y las rectas definidas por las ecuaciones 3.3, 3.4 y 3.5, se marcan con flechas.

Dichos puntos críticos se calcularon utilizando el teorema del punto fijo o principio de contracción de Banach, para lo cual, las funciones de las rectas de Voronin correspondientes a los niveles III y IV, se introdujeron en los modelos de Van Genuchten determinados por los parámetros indicados en la tabla 3.1. Se comprobaron para cada caso la contractilidad de las funciones, obteniéndose un valor apropiado en todos salvo al correspondiente al punto crítico III del horizonte Bb, el cual se obtuvo mediante tanteos por aproximaciones sucesivas aplicando el teorema de Bolzano hasta obtener la precisión requerida.

En la tabla 3.2 se indican los resultados de dicho cálculo. Los contenidos volumétricos de agua (θ) se transformaron en gravimétricos (W) utilizando los valores de densidad aparente indicados en la publicación de De Vita *et al.* (11.32 kN/m^3 para el horizonte B y 11.17 kN/m^3 para los horizontes Bb y Bb_{basal}).

Tabla 3.2.- Valores de los puntos de intersección calculados entre las funciones de Voronin y las ecuaciones de Van Genuchten.

Punto crítico	$W_{III} \text{ (gr gr}^{-1}\text{)}$	$W_{IV} \text{ (gr gr}^{-1}\text{)}$	$W_V \text{ (gr gr}^{-1}\text{)}$
B	0.2075	0.2512	0.2877
Bb	0.2990	0.3821	0.4600
Bb _{basal}	0.3433	0.3789	0.4050

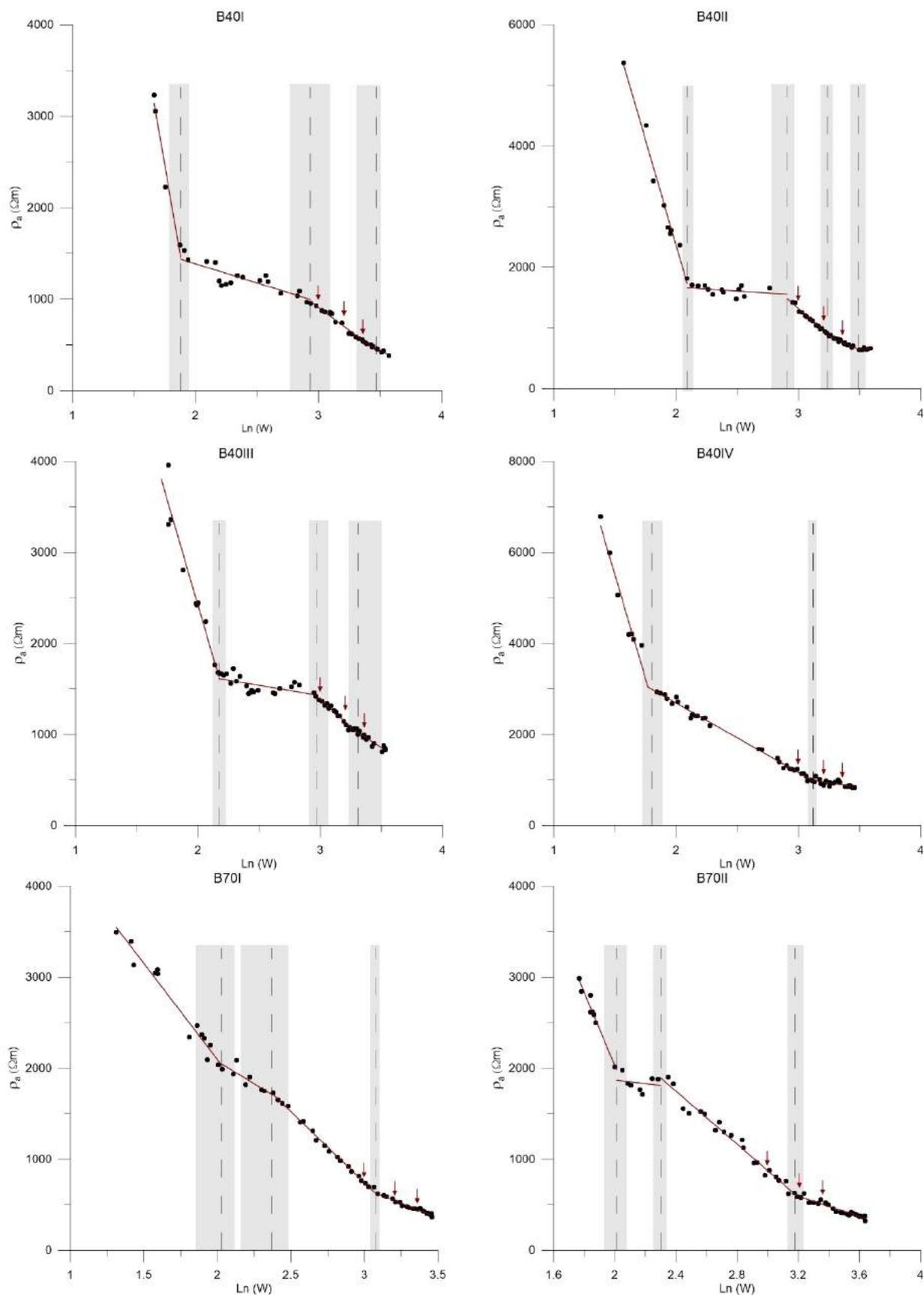


Figura 3.8. Resultado del análisis de las curvas p_a - $\text{Ln}(w)$ para el horizonte B.

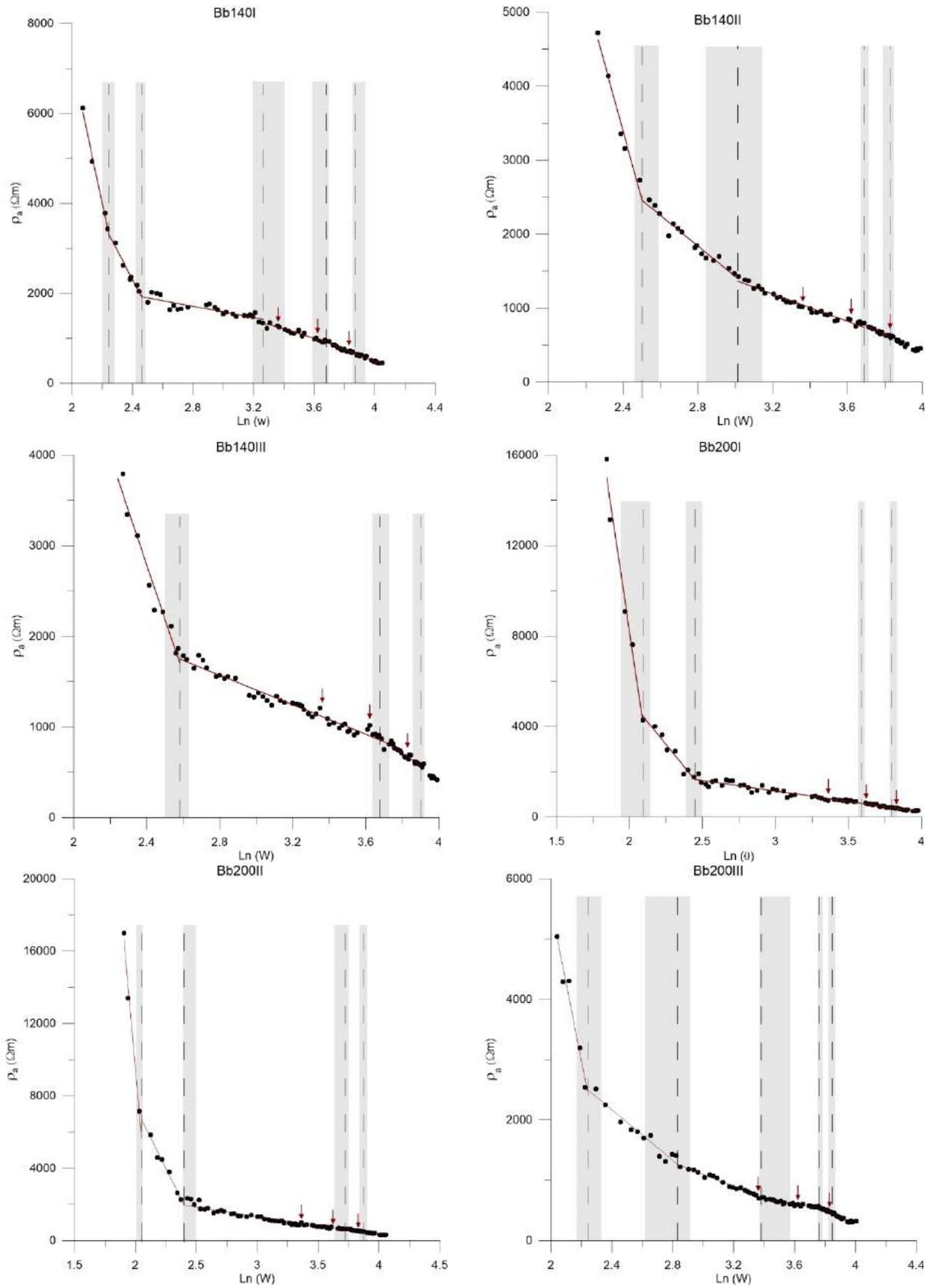


Figura 3.9. Resultado del análisis de las curvas $p_a\text{-Ln}(w)$ para el horizonte Bb.

Los intervalos de confianza del 95% para los puntos donde se producen los cambios de pendiente se representan sobre los gráficos por una zona sombreada. Para su determinación se ha utilizado el código elaborado para el software estadístico SAS 9.1 por Ryan y Porth, (2007). Este programa proporciona, además, un valor propio del punto donde se produce el cambio de pendiente basado en el procedimiento de ajuste por mínimos cuadrados PROC NLIN de SAS. Los valores proporcionados por ambos métodos presentan variaciones muy pequeñas, por lo que no son tenidas en consideración.

Para determinar los intervalos de confianza, el código desarrollado Ryan y Porth (2007) utiliza el método Bootstrap denominado BC_a (*Bias Corrected and accelerated*) (Efron, 1987), que permite obtener cierta ventaja en la estimación de intervalos de confianza sobre los métodos convencionales en el caso de existir incertidumbre en el cumplimiento en los supuestos de normalidad y homogeneidad en la varianza de las residuales en los ajustes lineales (Ryan y Porth, 2007).

Obviamente no debe esperarse una coincidencia exacta entre los cambios de pendiente calculados y los puntos críticos ya que por un lado, las muestras de suelo que se emplean para obtener ambas medidas son puntuales y pueden variar entre sí en textura, estructura, compactación, etc., mientras que por otro, hay que tener presente que se está aplicando un análisis estadístico en el que las dispersiones asociadas a los errores de medida y a la precisión de la instrumentación pueden tener influencia sobre los resultados.

De la observación de las figuras 3.8, 3.9 y 3.10, concluimos que no hay una coincidencia notable entre los puntos críticos III, IV y V, y los cambios de pendiente seleccionados sobre las curvas ρ_w - $\ln(w)$.

Si bien puede considerarse que los puntos críticos están bastante próximos a algunos cambios de pendiente como para juzgar que quedan bien reflejados, es cierto también que la mayoría de las curvas no presentan con claridad suficientes cambios de pendiente que se puedan asociar a todos los puntos críticos mencionados.

Obtener valores succión-humedad y resistividad-humedad exactamente sobre la misma muestra de suelo, permitiría que todos los factores que puedan afectar a ambas relaciones actuaran sobre cada medida al mismo tiempo de forma pareja.

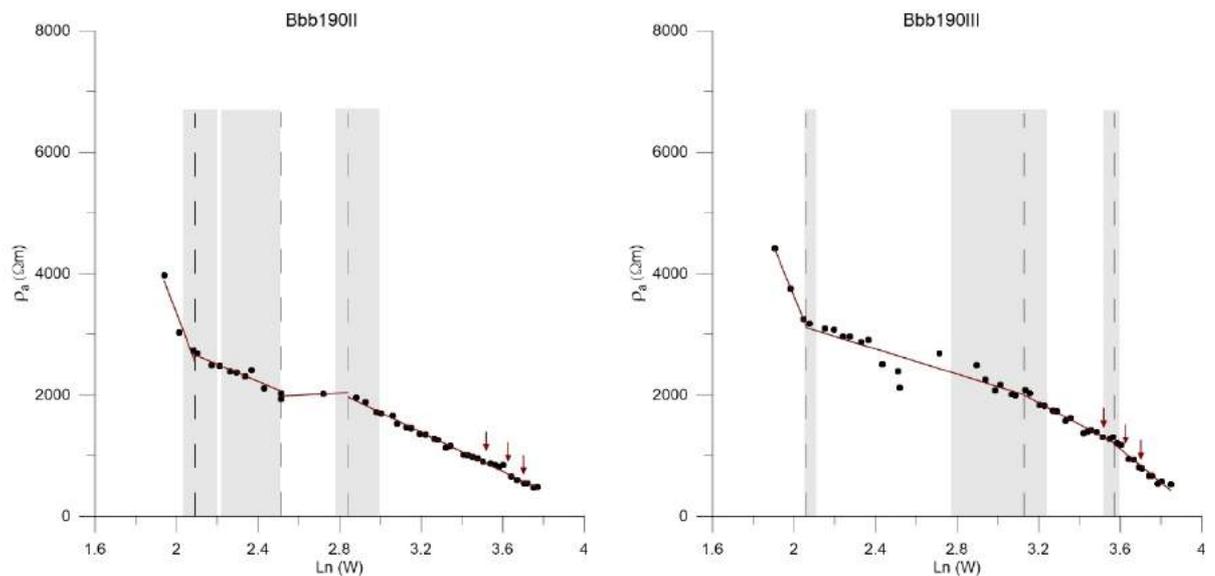


Figura 3.10. Resultado del análisis de las curvas ρ_a -Ln(w) para el horizonte Bb_{basal} .

La selección de los tramos que se van a utilizar para el cálculo es un aspecto clave del proceso, y puede conducir a error cuando los cambios de pendiente no son muy evidentes y su estimación se confía únicamente al arbitrio del observador sin disponer de otro criterio añadido. Utilizar la conductividad en lugar de la resistividad puede resultar de utilidad en los tramos de alto contenido de humedad. Así mismo, disponer de algún parámetro adicional que ayude a localizar los puntos críticos, permitiría rehuir de ambigüedades al seleccionar los tramos a estudiar. Creemos que, por su significado físico, estos parámetros podrían ser la permitividad dieléctrica en las zonas de alta resistividad y la cargabilidad en las zonas de baja resistividad.

Los estudios de permitividad de suelos, realizados en función del contenido de humedad, muestran que en un primer momento (partiendo de un estado seco) este parámetro se incrementa lentamente con la humedad, hasta alcanzar un punto, a partir del cual, el incremento es significativamente mayor, y que dicho punto está relacionado la textura del suelo estudiado.

Según Wang y Schumge (1980) este punto de transición está estrechamente ligado con el punto de marchitez permanente, y en consecuencia debería esperarse una cierta correlación con los cambios mostrados en las curvas ρ_a -Ln(w) en las regiones de baja humedad.

Por otro lado, como se ha mencionado en el apartado 2.5, en ausencia de granos minerales metálicos (como es el caso general al referirnos a suelos), el origen del fenómeno de polarización inducida se considera la polarización de membrana, principalmente relacionada con el

estrechamiento de los poros y la presencia de minerales arcillosos, comunes en algún grado en todos los suelos. A medida que un suelo saturado pierde humedad, los primeros huecos en drenar son los de mayor tamaño y esto implica una reducción de los posibles caminos para la circulación de los iones en solución bajo la acción de un campo eléctrico y consecuentemente cabe esperar un cambio en los valores de cargabilidad que refleje en alguna medida, el estado y/o grado de saturación del agua en el suelo y que este se refleje en las curvas ρ_a -Ln(w).

Para estadios bajos de humedad, la disminución progresiva de la cargabilidad dificulta la observación de posibles variaciones significativas, por lo que, en ellos, la permitividad puede ser más útil.

3.3. Caracterización textural y mineralógica de los suelos estudiados.

Todos los suelos están compuestos por fracciones y partículas minerales de diferentes tamaños. La capacidad de retención de la humedad del suelo es una propiedad básica para el desarrollo y crecimiento de las plantas, y tanto el almacenamiento, como el movimiento del agua en su interior, está fuertemente condicionado por su textura ya que la distribución del tamaño de las partículas y su forma afecta directamente a la geometría, tamaño y distribución de los poros.

Las clases texturales de los suelos se agrupan en 4 grupos principales de características similares:

- Texturas arcillosas (suelos pesados). Suelos que retienen gran cantidad de agua y de nutrientes debido a la microporosidad y a su elevada capacidad de intercambio catiónico. Generalmente con una permeabilidad muy baja.
- Textura arenosa (suelos ligeros). Tienen gran capacidad para absorber el agua e infiltrarla hasta zonas más profundas.
- Textura limosa. Carecen de propiedades coloidales formadoras de estructura, formando suelos que se apelmazan con facilidad impidiendo la aireación y la circulación del agua. Es fácil la formación de costras superficiales.
- Texturas francas. Suelen estar compuestos por una mezcla de arena, limo y arcilla que les da una buena aireación, adecuada capacidad para retener el agua, evitando grandes pérdidas por filtración a capas más profundas y encharcamiento.

El Diagrama textural del USDA (Departamento de Agricultura de EE. UU.) es una herramienta para obtener las clases texturales en función de los porcentajes de arena, limo y arcilla de un suelo.

Utilizando dichas proporciones porcentuales de cada uno de los constituyentes minerales del suelo se realiza la clasificación textural de este en 12 diferentes tipos (Tabla 3.3 y figura 3.11).

Tabla 3.3.- Clasificación USDA de los suelos según su textura.

CLASIFICACIÓN USDA DE LOS SUELOS SEGÚN SU TEXTURA					
<i>Textura</i>	<i>Arena (%)</i>	<i>Limo (%)</i>	<i>Arcilla (%)</i>	<i>Clase textural</i>	
<i>Gruesa</i>	86-100	0-14	0-10	<i>Arenoso</i>	<i>Suelos arenosos</i>
	70-86	0-30	0-15	<i>Arenoso franco</i>	
<i>Moderadamente gruesa</i>	50-70	0-50	0-20	<i>Franco arenoso</i>	<i>Suelos francos</i>
<i>Media</i>	23-52	28-50	7-27	<i>Franco</i>	
	20-50	74-88	0-27	<i>Franco limoso</i>	
	0-20	88-100	0-12	<i>Limoso</i>	
<i>Moderadamente fina</i>	20-45	15-52	27-40	<i>Franco arcilloso</i>	
	45-80	0-28	20-35	<i>Franco arenoso arcilloso</i>	
	0-20	40-73	27-40	<i>Franco limoso arcilloso</i>	
<i>Fina</i>	45-65	0-20	35-55	<i>Arcilloso arenoso</i>	<i>Suelos arcillosos</i>
	0-20	40-60	40-60	<i>Arcilloso limoso</i>	
	0-45	0-40	40-100	<i>Arcilloso</i>	

Las muestras de los distintos tipos de suelos empleados en este estudio se analizaron mediante un proceso de sedimentación utilizando un kit de textura del suelo LaMotte para determinar su clasificación textural. Los resultados de este análisis de resumen en la figura 3.11.

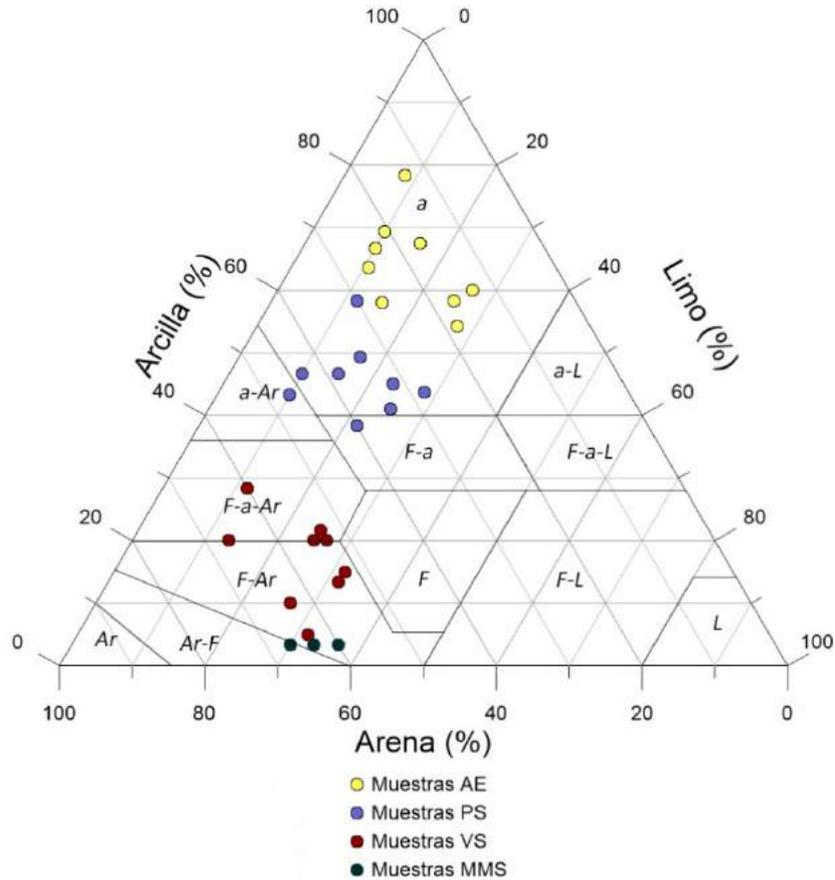


Figura 3.11. Clasificación textural de suelos utilizados en el estudio.

Para identificar la composición mineralógica de estos suelos, se examinaron muestras de ellos mediante la técnica de difracción de rayos X (método de polvo) en el laboratorio del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada. Posteriormente los datos fueron procesados con el programa XPowder (Martín Ramos, 2006) para la determinación cualitativa de su composición mineral.

Los resultados del estudio de difracción de rayos X de las distintas clases texturales de suelo investigados en el presente trabajo se recogen en el Anexo III (Difractogramas de rayos X).

En la figura 3.12 se muestra a modo de ejemplo el difractograma correspondiente a la clase textural referenciada como AE (ver figura 3.11).

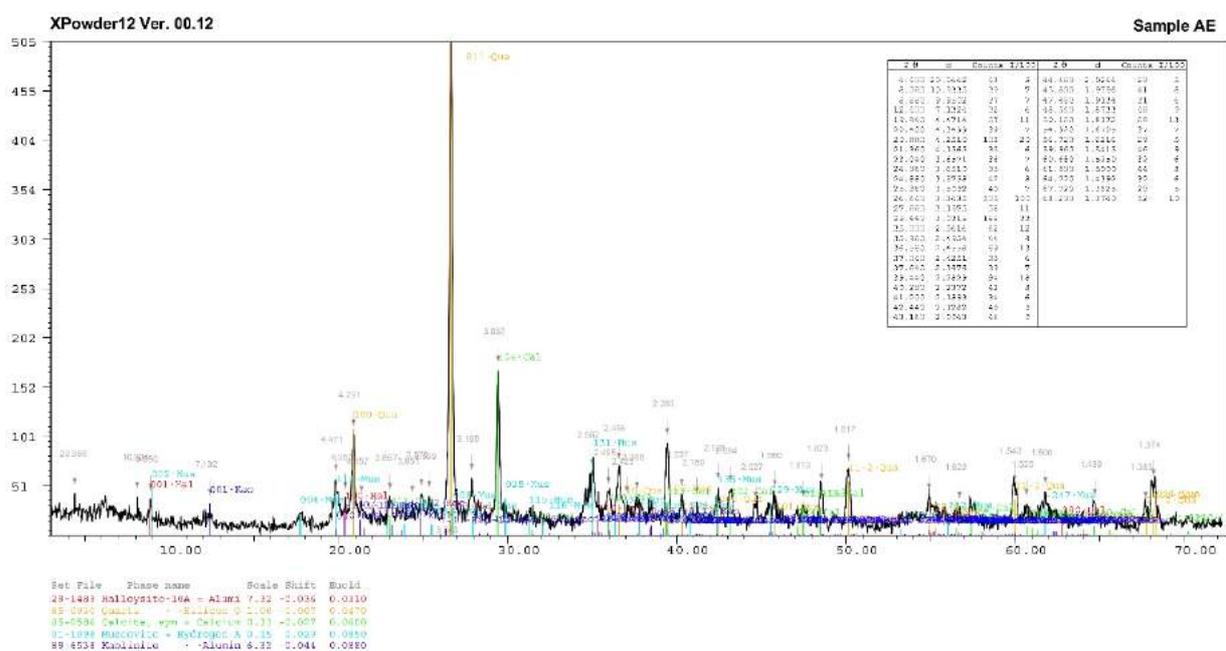


Figura 3.12.- Difractograma de reflexión de rayos-X de polvo para la muestra de suelo AE.

3.4. Procedimiento adoptado para la medida de la cargabilidad en los ensayos de laboratorio.

La cargabilidad (unidad básica de polarización inducida en dominio de tiempo) fue definida por Siegel en 1959 (Deceuster y Kaufmann, 2012) como la relación entre el voltaje (V_s) en el momento de corte de la corriente (figura 3.13) normalizada por la tensión primaria, es decir, dividida por el voltaje medido durante la inyección de corriente (V_{MN}):

$$M = \frac{V_S}{V_{MN}} \quad [3.16]$$

Desde un punto de vista práctico es difícil medir V_s con precisión, sin embargo, es posible determinar una tensión secundaria (ΔV_t) un cierto instante t después del corte de la corriente cuando ΔV_t no esté afectada por los transitorios causados por al cierre del circuito, y antes de que su valor haya caído hasta un nivel tan bajo como para que el ruido dificulte su medida con exactitud. Bertin y Loeb (1976) denominan a esta medida ($\frac{\Delta V_t}{V_{MN}}$) polarizabilidad aparente, y se mide por razones obvias en % ó ‰ (mV/V).

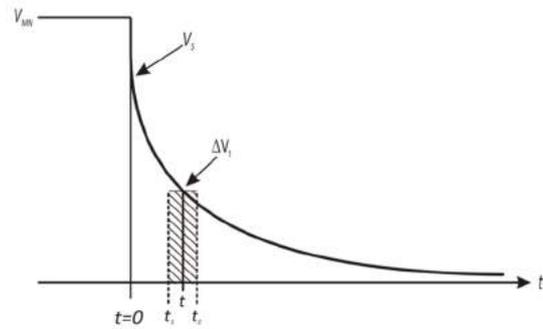


Figura 3.13.- Medida de la polarizabilidad aparente sobre la curva de descarga.

El área comprendida bajo la curva de descarga es otra forma de definir el fenómeno polarización inducida (Telford *et al.* 1990, Reynolds, 1997, Bertin y Loeb 1976). El valor resultante ($\int_0^\infty V_t \cdot dt$), normalizado por la tensión primaria, cuando ambas tensiones se miden en las mismas unidades se denomina cargabilidad aparente (M_a) y viene dado en milisegundos.

Si el intervalo de tiempo Δt es suficientemente pequeño, la cargabilidad es equivalente a la polarizabilidad aparente multiplicada por Δt y se puede definir una cargabilidad parcial M_i (figura 3.13) para la ventana de tiempo establecida por los instantes t_1 y t_2 que vendría dada por la expresión (IRIS, 2001):

$$M_i = \frac{\int_{t_1}^{t_2} V_t dt}{(t_2 - t_1)V_{MN}}$$

El valor de la cargabilidad global (M), que representa el área total bajo la curva de descarga, se determina entonces utilizando las cargabilidades parciales medidas en los intervalos de tiempo discretos por la expresión (IRIS 2001):

$$M = \frac{\sum_{i=1}^n (M_i T_{M_i})}{\sum_{i=1}^n T_{M_i}} \tag{3.17}$$

donde n representa el número de ventanas que se han utilizado y T_{M_i} el ancho de la ventana i con el que se determinó la cargabilidad parcial M_i .

Dado que el instrumento de medida que se ha empleado permite utilizar solamente cuatro ventanas, en los ensayos se realizaron tres medidas consecutivas incrementando el tiempo de retraso tras el instante de corte de la corriente (M_DLY), obteniendo en realidad con un total de 12 ventanas de medida para determinar cada valor de cargabilidad. De este modo, el valor de M (cargabilidad global) para una medida concreta se puede establecer, bien mediante la integración de la curva de descarga, o bien según la expresión 3.17, utilizando un total de 12 ventanas en las que se miden las cargabilidades parciales M_i . En la figura 3.14 se representa esquemáticamente el procedimiento de medida, indicando los valores de tiempo de retraso asignados a cada medida y en la tabla 3.4 se indican los valores adoptados para las diferentes ventanas en el presente trabajo.

Tabla 3.4. Duración en milisegundos de las ventanas utilizadas para determinar la cargabilidad global.

Duración del ciclo = 2000 miliseg.														
Ventana	V_DLY	M_DLY	M_1	M_2	M_3	M_4	M_5	M_6	M_7	M_8	M_9	M_{10}	M_{11}	M_{12}
Tiempo (miliseg)	1260	40	40	40	40	80	80	80	160	160	160	320	320	320

Esta forma de operar nos permitía obtener un muestreo mayor de la curva de descarga y por consiguiente una mejor representación de esta, así como una mejora en la precisión de los valores de cargabilidades globales calculados.

Una cuarta medida, en la que la cargabilidad global se determinaba solamente con cuatro ventanas para toda la curva de descarga, se realizó como comprobación. Estas curvas pueden entonces reconstruirse de forma sencilla con un total de 16 puntos. Para ello, representamos sobre el eje de ordenadas las cargabilidades parciales medidas en cada ventana y en el eje de abscisas el tiempo de retraso (M_DLY), más la suma de tiempos correspondientes a la ventana anteriores y la mitad del ancho de la ventana en cuestión. Es decir, El tiempo en el que se representaría, por ejemplo, el valor de cargabilidad correspondiente a la ventana M_{10} sería (ver tabla 3.4 y figura 3.14):

$$720 + 160 + \frac{320}{2} = 1040 \text{ (miliseg)}$$

En la figura 3.15 se muestran varias curvas de descarga obtenidas por el procedimiento mencionado para diferentes contenidos de humedad de la muestra VS5C11. Como se deduce de su observación, esta forma de operar proporciona datos coherentes permitiendo subsanar ciertas limitaciones del instrumental empleado, si bien a costa de un incremento en el tiempo necesario para realizar las medidas.

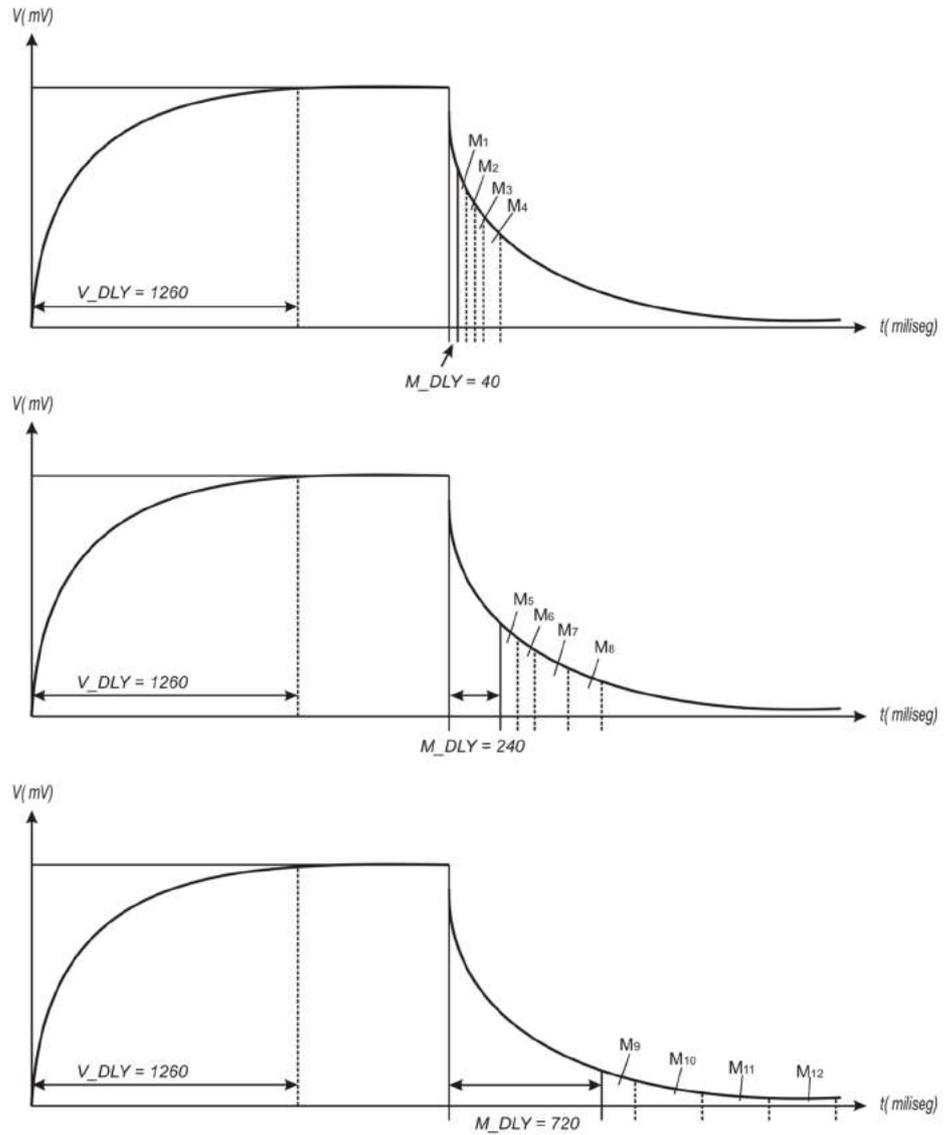


Figura 3.14. Muestreo de la curva de descarga utilizando tres medidas y cuatro ventanas en cada una de ellas. M_DLY es el tiempo de retaso desde el corte de la corriente hasta comienzo del muestro medido en milisegundos y V_DLY el tiempo de retraso utilizado para medir V_{MN} desde el momento en el que se comienza a inyectar la corriente.

El conjunto de datos que representan la curva de descarga puede ajustarse a una suma de funciones exponenciales con la forma (Iliceto *et al.* 1982; Kiberu, 2002; Bertin y Loeb 1976):

$$M = \sum_{j=1}^n A_j e^{\left(\frac{-t}{\tau_j}\right)} \quad [3.18]$$

Según Bertin y Loeb (1976), para representar apropiadamente el fenómeno en intervalos de tiempo comprendidos entre uno y varias decenas de segundos, un valor de $n=2$ en la expresión 3.18 es suficiente. Otros autores, como Iliceto *et al.* (1986) y Kiberu (2002) prefieren utilizar $n=3$,

aunque en nuestra opinión, tomando en consideración el principio de parsimonia, sería más conveniente utilizar sólo dos exponenciales, ya que nos permite obtener un ajuste muy bueno y el uso de tres no conlleva una mejora significativa.

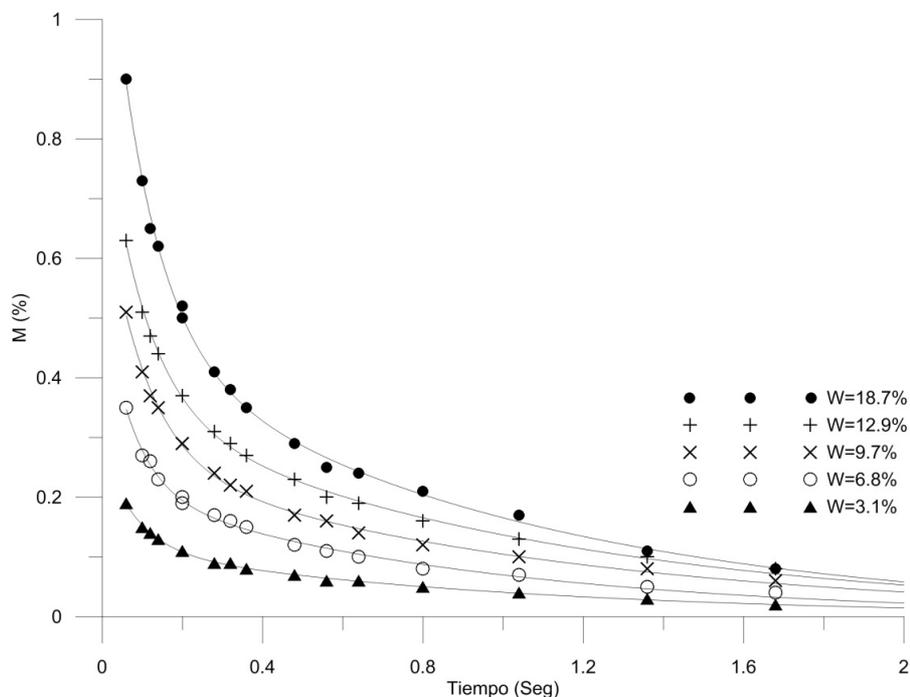


Figura 3.15.- Curvas de descarga obtenidas según el procedimiento descrito en el texto para diferentes valores de humedad gravimétrica (muestra VS5C11).

Operando de esta manera obtenemos, además de los valores de cargabilidad como se ha mencionado previamente, cuatro medidas de resistividad que tras ser corregidas a una temperatura de referencia de 25°, se promediaron para adoptar este valor como final.

Slater y Lesmes (2002) utilizan el concepto de capacidad específica introducido por Keller en 1959, denominándolo cargabilidad normalizada (MN). Este parámetro, que se obtiene al dividir la cargabilidad por la resistividad ($MN=M/\rho$), cuantifica según los mencionados autores, la magnitud de la polarización superficial y a diferencia de la cargabilidad es independiente de la resistividad del material.

3.4.1.- Comprobación de la linealidad entre cargabilidad e intensidad de corriente.

En los ensayos de laboratorio realizados por el método de polarización inducida debe tenerse presente el hecho observado por algunos autores, por el cual, el fenómeno de polarización inducida no siempre es lineal con la intensidad de corriente (p. ej.: Bertin, 1976; Zadorozhnaya et al., 2008), de modo que la cargabilidad puede variar con la intensidad haciendo que las medidas

no sean comparables entre sí. Generalmente, el fenómeno se interpreta como un proceso de saturación consecuencia de las elevadas densidades de corriente utilizadas en los ensayos de laboratorio.

La principal consecuencia de esta falta de linealidad es que los resultados de los estudios de laboratorio pueden no ser extrapolables a los estudios de campo, ya que, en este último caso, las densidades de corriente son muy inferiores a las utilizadas en los primeros.

Puesto que, en nuestro estudio, a medida que las muestras pierden humedad aumenta su resistividad y, en consecuencia, la intensidad de corriente que se utiliza tiende a disminuir conforme avanza el ensayo, se realizó una prueba sobre una muestra de suelo de textura arcillosa consistente en colocar una resistencia variable en serie en el circuito de medida y repetir las lecturas sobre la muestra modificando su valor. De este modo comprobamos que la variación de la densidad de corriente, dentro de un rango próximo al que encontraremos a lo largo de los ensayos, no influía en el valor de cargabilidad medido.

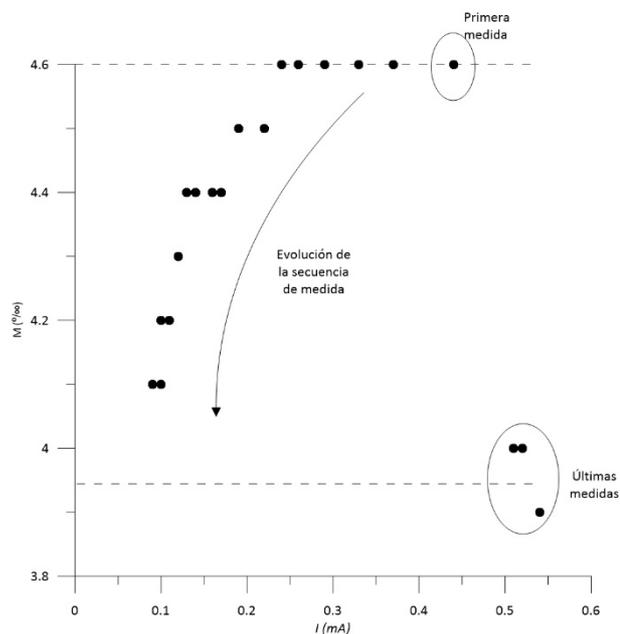


Figura 3.16. Variación de la cargabilidad con la intensidad de corriente debida a la pérdida de humedad de la muestra.

En la tabla 3.5 se resumen los valores obtenidos en la prueba con intensidades de corriente que van desde un máximo de 1.51 mA a un mínimo de 0.07 mA. Como queda patente, los valores de cargabilidad observados no sufrieron una modificación apreciable.

La primera y la última medida del conjunto de datos se realizaron sin utilizar la resistencia en serie con la intención de confirmar que durante el tiempo transcurrido entre medidas no se modificaron los parámetros de la muestra. Esta reserva es

importante porque, como se observa en la figura 3.16, donde se representa la variación de la cargabilidad con la intensidad en una muestra de arena medidas por el mismo procedimiento, la

disminución en la relación M-I es consecuencia de una rápida pérdida de humedad debida la alta permeabilidad de la arena.

Tabla 3.5. Comprobación de la relación entre intensidad-cargabilidad para la muestra PQ2 (tensión requerida en las medidas 50 mV). R_{AB} = Resistencia de contacto de los electrodos AB. ΔV (mV). I (mA). M = Valor medio de la cargabilidad global en mV/V ($^{\circ}/_{\infty}$). M_1, M_2, M_3, M_4 = Valores promedio de cargabilidad parcial en las ventanas 120, 220, 420 y 820 milseg. Tiempo de retraso antes de comenzar a registrar la primera ventana 160 milseg.

$R_{AB} = 3.0K\Omega$ $\Delta V = 1256.547$ $I = 1.49$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.4$ $M_2 = 4.8$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 3.6K\Omega$ $\Delta V = 1042.293$ $I = 1.24$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.5$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 4.1K\Omega$ $\Delta V = 918.389$ $I = 1.10$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.4$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 5.4K\Omega$ $\Delta V = 704.556$ $I = 0.84$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.4$ $M_2 = 4.8$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$
$R_{AB} = 6.6K\Omega$ $\Delta V = 577.002$ $I = 0.69$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.4$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 8.5K\Omega$ $\Delta V = 455.049$ $I = 0.54$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.4$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 10K\Omega$ $\Delta V = 393.811$ $I = 0.47$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.4$ $M_2 = 4.8$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 12.1K\Omega$ $\Delta V = 323.509$ $I = 0.39$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.5$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$
$R_{AB} = 14K\Omega$ $\Delta V = 278.469$ $I = 0.33$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.5$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 18K\Omega$ $\Delta V = 215.385$ $I = 0.26$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.5$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 20.1K\Omega$ $\Delta V = 198.646$ $I = 0.24$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.5$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 25.5K\Omega$ $\Delta V = 155.225$ $I = 0.19$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.5$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$
$R_{AB} = 30.2K\Omega$ $\Delta V = 130.305$ $I = 0.16$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.5$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 35.3K\Omega$ $\Delta V = 115.499$ $I = 0.14$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.5$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 39.9K\Omega$ $\Delta V = 97.403$ $I = 0.12$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.5$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 45.8K\Omega$ $\Delta V = 88.370$ $I = 0.10$ $M = 3.2$	$M_1 = 6.6$ $M_2 = 5.0$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.2$
$R_{AB} = 50K\Omega$ $\Delta V = 79.206$ $I = 0.09$ $M = 3.2$	$M_1 = 6.6$ $M_2 = 5.0$ $M_3 = 3.5$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 60K\Omega$ $\Delta V = 67.067$ $I = 0.08$ $M = 3.2$	$M_1 = 6.6$ $M_2 = 5.0$ $M_3 = 3.5$ $M_4 = 2.2$	$R_{AB} = 64.5K\Omega$ $\Delta V = 63.234$ $I = 0.07$ $M = 3.2$	$M_1 = 6.6$ $M_2 = 5.0$ $M_3 = 3.5$ $M_4 = 2.1$	$R_{AB} = 3.0K\Omega$ $\Delta V = 1245.736$ $I = 1.51$ $M = 3.1$	$M_1 = 6.4$ $M_2 = 4.9$ $M_3 = 3.4$ $M_4 = 2.1$

3.4.2.- Efecto de los electrodos de emisión en las medidas de cargabilidad.

Ogilvy y Kuzmina (1972), ensayaron varios tipos de electrodos de emisión y de recepción en las medidas de laboratorio en polarización inducida. Según manifiestan dichos autores, los mejores resultados los obtuvieron, por un lado, utilizando como electrodos de corriente, tanto electrodos de cobre como impolarizables de Cu/CuSO₄, junto con electrodos de potencial impolarizables de

Cu/CuSO₄, y por otro, usando electrodos de emisión de cobre con electrodos de recepción de cloruro de mercurio (HgCl₂) en una solución de KCl, denominados electrodos de calomelanos.

LaBrecque y Daily (2008) estudiaron el efecto que sobre las medidas de resistividad y cargabilidad tenían 14 diferentes materiales, concluyendo que los electrodos de hierro, acero o plomo proporcionaban los errores más bajos en las medidas, seguidos por los de estaño, latón y acero inoxidable, y obteniendo los mayores errores con los de aluminio, cobre o zinc.

Posteriormente, De Donno y Carderelli (2011) estudiaron el efecto de 5 materiales (acero, hierro, aluminio, carbono y cobre) utilizados comúnmente como electrodos de medida en ensayos de laboratorio. Ambos estudios hacen referencia a la utilización de los materiales examinados tanto en electrodos de emisión como en electrodos de recepción.

En el presente estudio se han utilizado electrodos de emisión de cobre, láminas de estaño de 1 mm de grosor y acero. Si bien en el siguiente apartado se examinarán con detalle los diferentes dispositivos y técnicas de medida empleadas en laboratorio, analizaremos brevemente el efecto de los electrodos de emisión de estaño en las medidas de cargabilidad.

El estaño tiene la ventaja de permitir confeccionar electrodos que abarcan una superficie grande de forma sencilla, rápida y muy económica, que se adaptan fácilmente a las irregularidades de la superficie. Para estimar su comportamiento se realizaron varias medidas combinando dos tipos de electrodos.

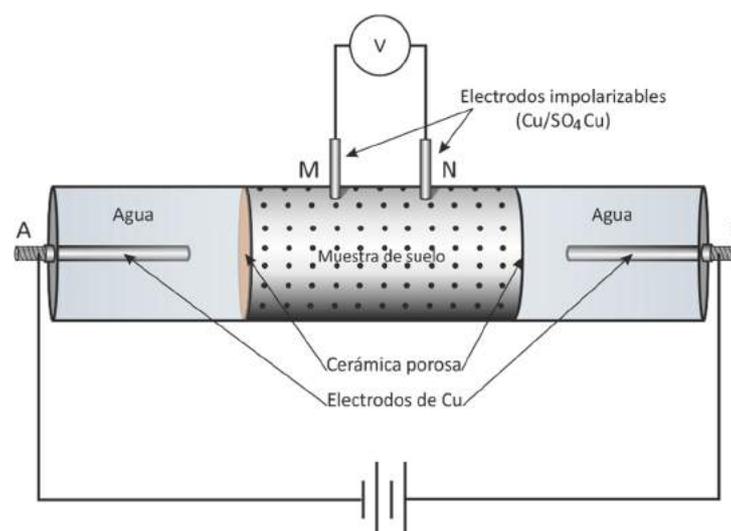


Figura 3.17. Esquema del dispositivo empleado para comprobar la influencia de los electrodos de emisión de Sn.

Puesto que en los electrodos de emisión la corriente es electrónica, mientras que en los poros que rellenan los fluidos de la muestra es iónica, tienen una gran superficie relativa, se encuentran próximos a los electrodos de recepción y los valores de cargabilidad a medir son bajos, deseábamos descartar la posibilidad de que la polarización de electrodo tuviera alguna influencia en las medidas realizadas.

La prueba consistió en medir con un dispositivo como el indicado en la figura 3.17, en el que en lugar de utilizar una solución sobresaturada de sulfato de cobre en los recipientes que contienen los electrodos de emisión, se utilizó agua dulce con el fin de prevenir posibles contaminaciones de las muestras de suelo, y asegurar que los electrolitos tanto de la muestra como de los electrodos fueran del mismo tipo y estuvieran aproximadamente la misma concentración. Estos electrodos eran sustituidos posteriormente por electrodos circulares de estaño repitiéndose las medidas.

En la figura 3.18.a observamos que las medidas de resistividad realizadas con ambos tipos de electrodos son muy similares, al no mostrar variaciones significativas entre ellas, mientras que, por el contrario, los resultados de las medidas de cargabilidad (figura 3.19.a) indican la presencia de algunas variaciones muy importantes. También queda patente que las medidas de cargabilidad, realizadas con el dispositivo mostrado en la figura 3.17 son mucho más coherentes que las realizadas con los electrodos de emisión de estaño. En las figuras 3.18.b y 3.19.b se representan las diferencias porcentuales relativas (d.p.r.) entre medidas calculadas por la expresión:

$$d.p.r (\%) = \left(\frac{m_{ip} - m_{Sn}}{m_{ip}} \right) \times 10$$

donde m_{ip} representa la medida realizada con el dispositivo indicado en la figura 3.17 y m_{Sn} , las ejecutadas cuando se empleaban láminas de estaño como electrodos de emisión.

Como conclusión del ensayo observamos que la diferencia porcentual relativa, tanto en las medidas de resistividad como en las de cargabilidad, no muestran una variación constante en un determinado sentido, lo que indica que no existe un efecto continuo achacable a la utilización de uno u otro tipo de electrodo. Por otro lado, las dispersiones que se observan en las medidas de cargabilidad en valores bajos de humedad, pueden estar originadas por un deficiente contacto entre los electrodos de emisión y el suelo junto a una elevada resistencia de contacto de los electrodos y a los valores extremadamente bajos que se observan en las últimas fases de desecación de la muestra (una variación en cargabilidad de 0.3 a 0.1 mV/V implicaría una d.p.r. de un 67%).

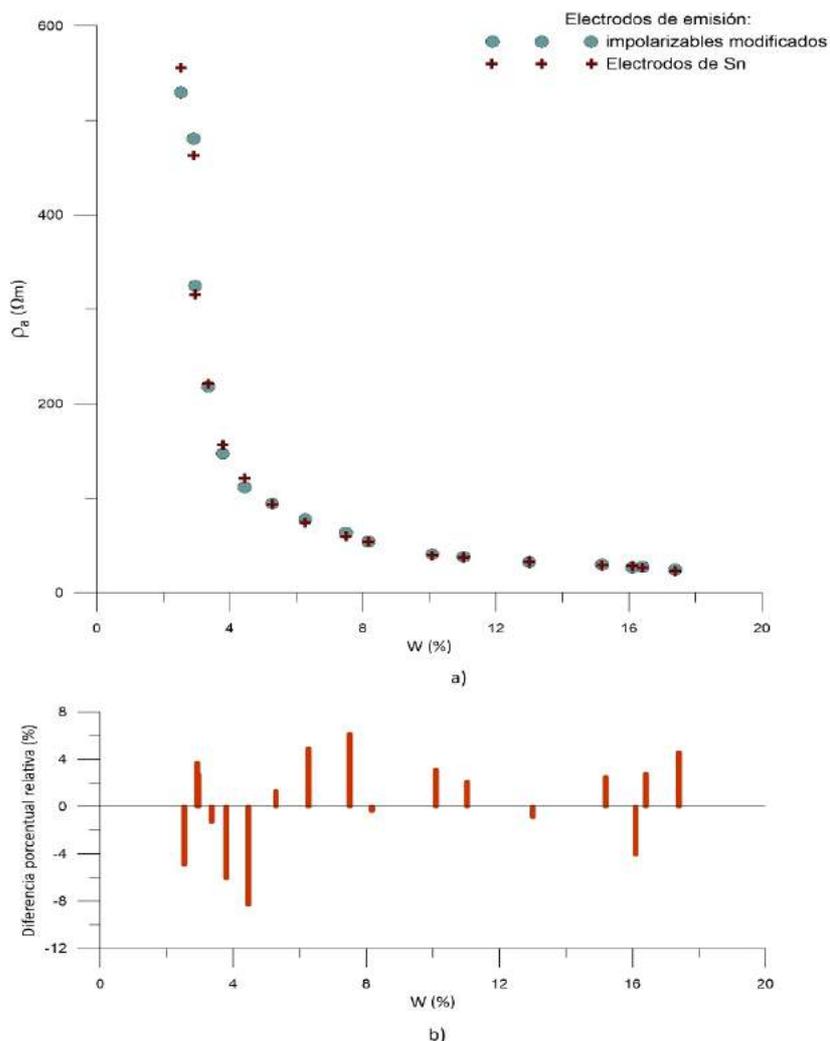


Figura 3.18. a) Comparación de medidas de resistividad obtenidas con dos tipos de electrodos de emisión y b) diferencias porcentuales relativas entre ambas medidas.

3.5. Calibración y determinación de los parámetros de funcionamiento del WCR modelo TDR100 de FieldScout.

Las primeras aplicaciones del reflectómetro en dominio de tiempo (TDR) tuvieron lugar en la década de 1930 para la localización de defectos y la determinación de longitudes de cables de comunicación (Pettinelli *et al.*, 2002). En esta aplicación, que sigue utilizándose en la actualidad, cuando un pulso de energía alcanza el extremo de un cable, o un punto donde hay una rotura, parte o toda la energía se refleja regresando hasta el instrumento que generó el pulso; conocido el tiempo de viaje de la señal y la velocidad con que esta se propaga en el material en cuestión, expresada en ocasiones como un porcentaje de la velocidad de la luz, puede calcularse fácilmente la distancia a la que se produjo la reflexión (Dowding y O'Connor, 2000; Agrez, 2001). Con posterioridad a estas primeras aplicaciones, Fellner–Feldegg (1969) utilizó el TDR para determinar la permitividad dieléctrica de alcoholes en cilindros coaxiales.

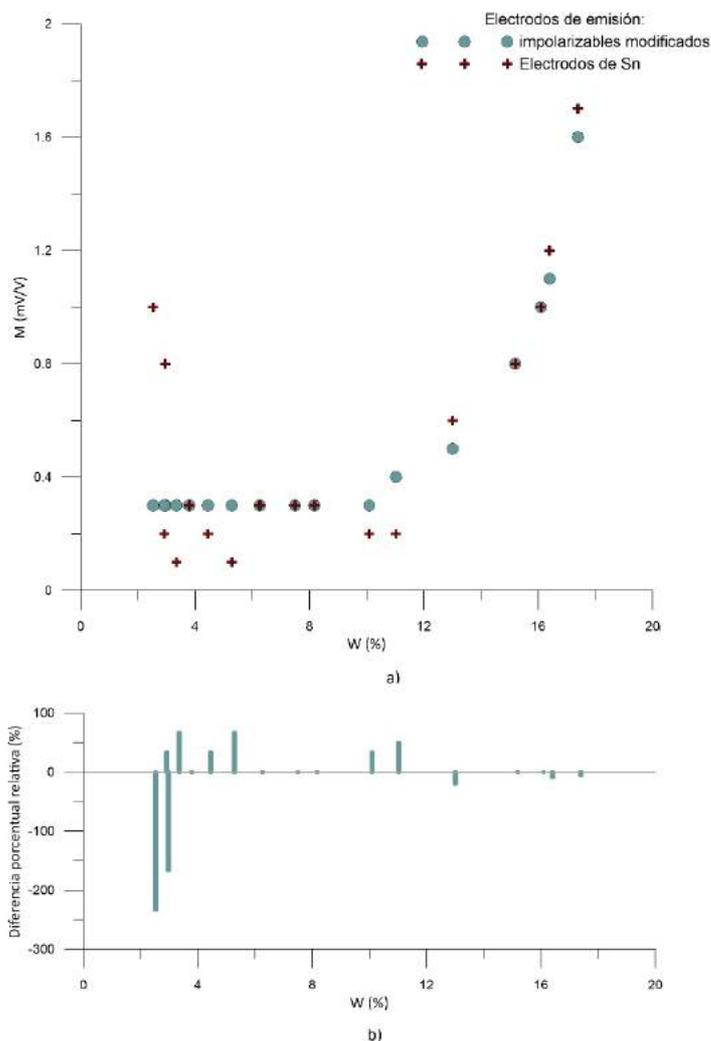


Figura 3.19. Comparación de medidas de cargabilidad obtenidas con dos tipos de electrodos de emisión y b) diferencias porcentuales relativas entre ambas medidas.

Los primeros ensayos de TDR en suelos los realizaron los geofísicos Les Davis y Peter Annan intentando medir las propiedades eléctricas del terreno en las mismas frecuencias que utiliza el GPR en aplicaciones a estudios en permafrost. Les Davis había ensayado el empleo de varillas paralelas introducidas en el suelo como línea de transmisión de la señal del TDR, y ambos investigadores llegaron a la conclusión de que tanto el GPR como el TDR proporcionaban un método práctico de determinar el contenido de agua en el suelo (Topp *et al.*, 2003).

Recientemente, haciendo uso de la diferencia en las propiedades dieléctricas que muestran los distintos tipos de aceites comestibles (Lizhi *et al.*, 2010), se ha propuesto una aplicación del TDR, utilizando una sonda coaxial, para el control del fraude en la industria del aceite de oliva que permitiría realizar controles de calidad *in situ* rápidos y económicos (Cataldo *et al.*, 2010).

Al igual que los TDR, los reflectómetros generan una señal que viaja como una onda guiada entre las dos varillas introducidas en el suelo y que se refleja al alcanzar los extremos de las varillas. Sin embargo, como se verá a continuación, existen algunas diferencias fundamentales que deben tenerse en consideración para su calibración y aplicación.

3.5.1. Permitividad en función del periodo.

La velocidad con la que se propaga una onda electromagnética por un determinado medio depende de su constante dieléctrica o permitividad y en materiales de baja pérdida, la velocidad de propagación de la onda puede expresarse por la ecuación:

$$V_m = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad [3.19]$$

A diferencia del TDR, donde se mide el tiempo de viaje de un pulso electromagnético entre dos varillas, el WCR (*Water Content Reflectometer*) mide el número de reflexiones que se producen por segundo. Esta frecuencia medida por los reflectómetros se muestra como un periodo P , el cual está dividido por una constante o factor de escala S (propio del instrumento) para facilitar su registro (Kelleners, *et al.*, 2005; Hansson y Lundin, 2006).

De este modo, el tiempo de viaje (t) que tarda la señal en alcanzar el extremo de las varillas viene dado por (p. ej.: Campbell y Anderson, 1998):

$$t = \frac{2}{f_r} = \frac{P}{S} = 2\left(\frac{2L\sqrt{\epsilon_r}}{c} + t_r\right) \quad [3.20]$$

siendo f_r el número de reflexiones por segundo antes de la transformación por el factor de escala S , L la longitud de las varillas, " c " la velocidad de la luz en el vacío (2.99792458×10^8 m/s) y t_r un tiempo de retaso no cuantificado y generado por la propia electrónica del equipo, que para los dispositivos CS615 y CS616 fabricados por *Campbell Scientific* es de alrededor de 8 y 2 ns respectivamente (Kelleners, *et al.*, 2005). Una diferencia importante entre los TDR y los WCR es que, en estos últimos, un ciclo completo implica dos pulsos de voltaje. El primero de ellos que viaja una distancia $2L$ y lleva asociado un tiempo de retraso t_r , conmutando el amplificador desde un nivel de alto voltaje hasta un nivel de bajo voltaje, mientras que el segundo, conmuta el amplificador en sentido inverso viajando otra vez una distancia $2L$ y añadiendo de nuevo un tiempo de retraso t_r (Kelleners *et al.*, 2005).

El tiempo de retraso de los reflectómetros varía con el valor de la constante dieléctrica y puede ajustarse a una expresión del tipo (Hansson y Lundin, 2006):

$$t_r = a_1 + a_2\sqrt{\epsilon_r} \quad [3.21]$$

De este modo, la frecuencia y periodo proporcionados por el reflectómetro (ecuación 3.20) son iguales a $f_r / 2S$ y al periodo real con el que viaja la onda por las varillas multiplicado por el factor de calibración S respectivamente.

Dado que el fabricante del reflectómetro TDR100 no proporciona los parámetros del instrumento (S , t_r , f_r), sino que tan sólo provee unas calibraciones internas que transforman el periodo medido en contenido de humedad del suelo, tanto para suelos normales como para suelos muy arcillosos, se realizaron dos ensayos orientados a estimar la permitividad a partir de las medidas proporcionadas por el equipo y a calcular los parámetros de funcionamiento del TDR100 utilizando tres longitudes de varillas (20, 12 y 3.8 cm).

El primer ensayo se diseñó para establecer una calibración del equipo que nos permitiera estimar la permitividad aparente a partir de sus lecturas. Con este fin se midió el periodo en el aire, para el que se tomó como valor de ϵ_r a la presión atmosférica (1.00059), y en agua destilada con una conductividad de $1,88 \mu\text{Sm}^{-1}$ a diferentes temperaturas. El valor de la constante dieléctrica del agua se calculó a partir de la expresión (Wolfarth 2006):

$$\epsilon_r(T) = 0.24921 \times 10^3 - 0.79069T + 0.72997 \times 10^{-3}T^2 \quad [3.22]$$

siendo $\epsilon_r(T)$ la permitividad relativa del agua y T su temperatura en Kelvin.

Frecuentemente, y con la finalidad de evitar la influencia de la componente imaginaria de la permitividad en las medidas, se emplea agua desionizada en este tipo de calibraciones. Sin embargo, puesto que la parte real de la permitividad decrece con la concentración del electrolito según la relación (Hasted, 1973):

$$\epsilon'_s = \epsilon'_w - \delta C \quad [3.23]$$

Siendo ϵ'_s y ϵ'_w la permitividad relativa para la solución y el agua pura respectivamente; $\delta=5.5$ para el NaCl (Hasted, 1973) y tomando como valor de la concentración (C) en mol dm^{-3} para un agua de la conductividad mencionada, puede considerarse que la variación que debemos esperar de ϵ'_s , es lo suficientemente pequeña para despreciarse.

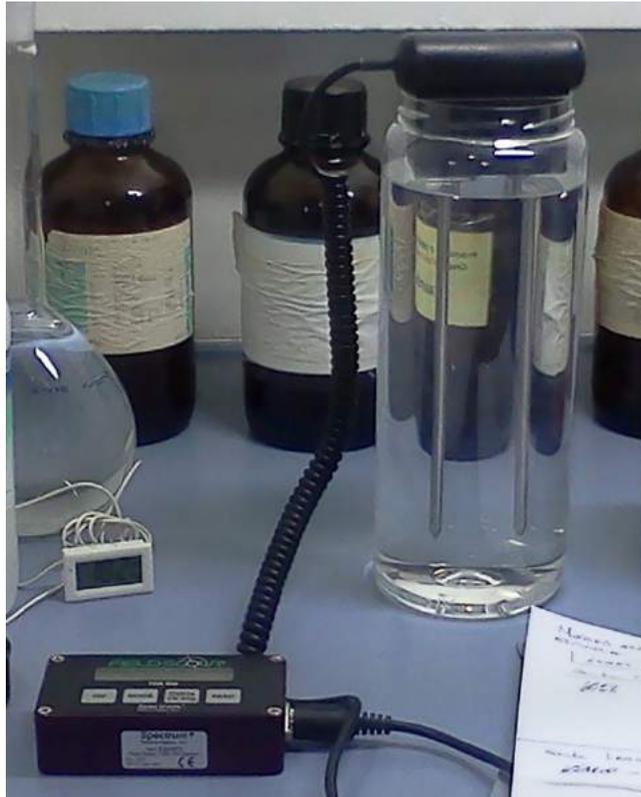


Figura 3.20. Medida del periodo con el TDR100 de Fieldscout utilizando varillas de 20 cm en ácido acético glacial en una campana extractora de gases.

Las medidas se realizaron en un recipiente plástico de 9 centímetros de diámetro por 23 de alto (figura 3.20), el cual, con anterioridad a los ensayos se introdujo vacío en un depósito de agua para evidenciar que las medidas no estaban influenciadas por sus dimensiones. Para ello se realizaron medidas en el aire y en el interior del depósito rodeado de agua y se comprobó que no se producían variaciones en las lecturas del equipo.

Despejando el periodo medido (P) de la ecuación 3.20 podemos evidenciar que la lectura proporcionada por un WCR puede expresarse como:

$$P = \left(2t_r + \left(\frac{4L}{c} \right) \sqrt{\epsilon_r} \right) S \quad [3.24]$$

La igualdad 3.24 representa la ecuación de una recta que nos relaciona la lectura del equipo con la raíz cuadrada de la permitividad del medio, en la que el último término nos indica que para cada longitud de varillas debe obtenerse un ajuste diferente, y en el caso especial de $\sqrt{\epsilon_r}$ igual a cero, los valores obtenidos con diferentes longitudes de varillas deben coincidir y su valor es igual a dos veces el tiempo de retaso generado por la propia electrónica del equipo multiplicado por el factor de escala S mencionado anteriormente.

Los resultados obtenidos en la calibración, utilizando exclusivamente medidas en el aire y en agua destilada a diferentes temperaturas, coinciden con estas predicciones, consiguiéndose un coeficiente de correlación elevado. Aun así, como se muestra en la figura 3.21, para confirmar estos resultados experimentales y mejorar los ajustes, se realizaron nuevos ensayos con diferentes líquidos de permitividad conocida que finalmente se incluyeron en el ajuste mínimo cuadrático con el que se resolvió la relación 3.24.

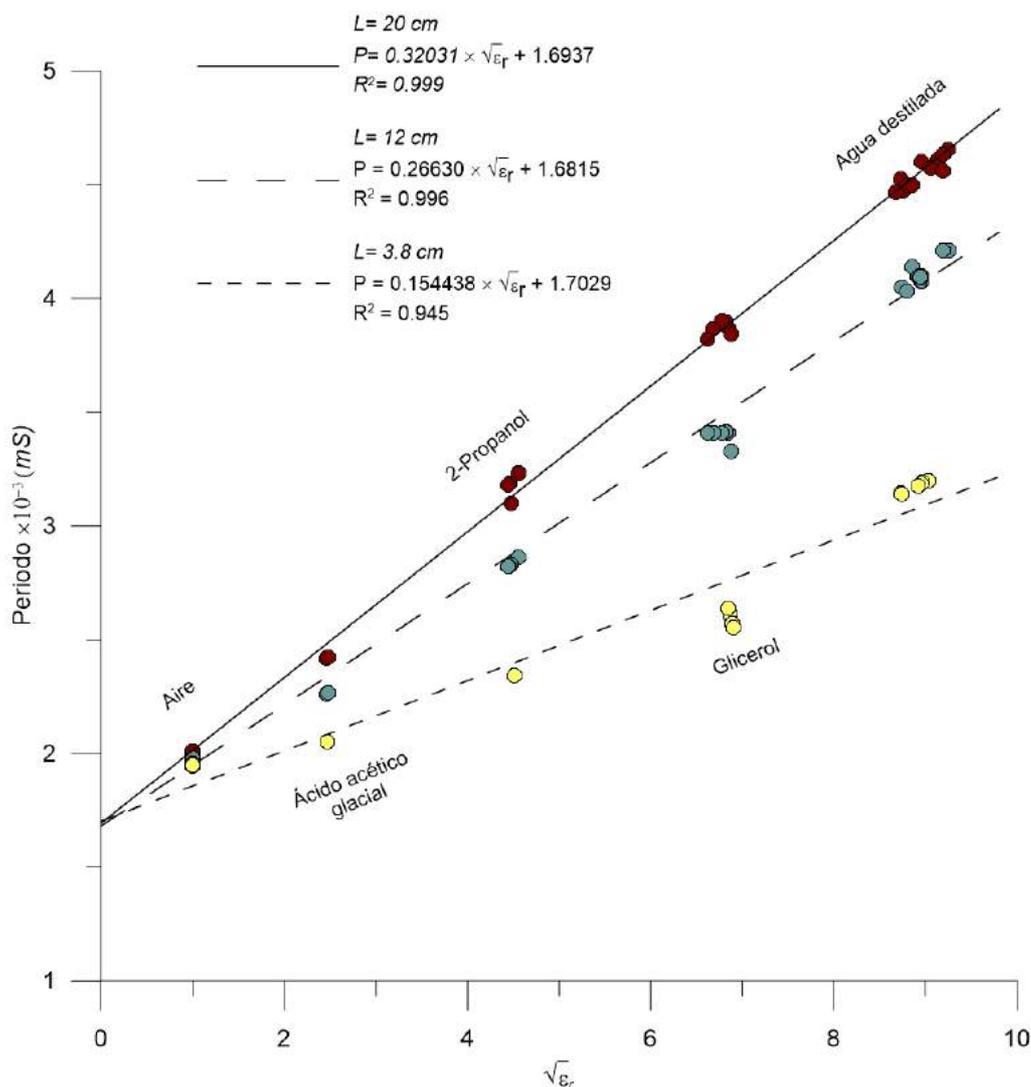


Figura 3.21. Resultado de los ensayos realizados en diferentes sustancias para obtener los parámetros de la ecuación 3.24.

La elección de líquidos como medio de calibración es utilizada con frecuencia en estos procesos ya que por un lado suponen un medio homogéneo e isótropo de permitividad conocida, evitándose la existencia de huecos que puedan influir en los resultados finales.

Estos líquidos fueron: *ácido acético glacial* ($C_2H_4O_2$), *2-propanol* (C_3H_8O) y *glicerol* ($C_3H_8O_3$), cuyas permitividades a 20º centígrados son respectivamente 6.2, 20.18 y 46.51. La elección de estos fluidos para la calibración se realizó con la intención de que los valores obtenidos en la gráfica estuvieran equidistantemente distribuidos a lo largo de esta. Al igual que con los ensayos realizados con agua destilada, los valores de permitividad se corrigieron por el efecto de la temperatura con las expresiones proporcionadas por Wolfarth en 2006.

Los valores de S y los parámetros a_1 y a_2 de la ecuación 3.21 para cada sonda se determinaron conjuntamente ajustando los periodos medidos con la raíz cuadrada de la permitividad mediante la expresión 3.24 combinada con la 3.21, donde las longitudes de las varillas se tomaron como su valor físico (tabla 3.6).

Tabla 3.6. Valores calculados de S, a_1 y a_2 para las distintas sondas empleadas.

Long. Sonda (cm)	S	a_1	a_2	R ²
20	123073	$6.83 \cdot 10^{-09}$	$-2.41 \cdot 10^{-11}$	0.99
12	181698	$4.51 \cdot 10^{-09}$	$-8.62 \cdot 10^{-11}$	0.99
3.8	439324	$1.62 \cdot 10^{-09}$	$-3.53 \cdot 10^{-10}$	0.94

Dado que las medidas de permitividad proporcionadas por el WCR incluyen pérdidas tanto por conducción como por polarización, normalmente se utiliza el término de permitividad aparente (ϵ_a) para referirse a ellas. Cuando estas pérdidas pueden considerarse despreciables se asume entonces que la medida realizada equivale a la componente real de la permitividad.

3.5.2.-Frecuencia dominante de la señal.

Para determinar la componente real de la permitividad compleja (ϵ'_r) en aquellos casos donde el medio es conductor y, por tanto, poder corregir las medidas realizadas con el WCR del efecto de la conductividad del suelo, es necesario determinar, además de dicha conductividad, la frecuencia con la que opera el equipo. Conocidos estos valores, ϵ'_r se puede establecer por la expresión (Bitelli *et al.*, 2008):

$$\epsilon'_r = \epsilon_a - \frac{\sigma_e^2}{4\epsilon_a\epsilon_0^2\omega^2} \quad [3.25]$$

donde ϵ_a representa la permitividad aparente, ϵ_0 la permitividad en el vacío, ω la frecuencia angular ($2\pi f_r$), y σ_e la denominada conductividad efectiva que incluye las pérdidas debidas tanto

a la conductividad como a la relajación y que puede obtenerse de las trazas que proporcionan los TDR (Topp *et al.*, 2000).

Por analogía con los TDR, los WCR, no operan en una frecuencia específica, sino que miden en cada caso la velocidad de propagación, o el periodo, de un pulso con un ancho de banda determinado, que por ejemplo para el *Tektronix 1502b* se encuentra entre 20kHz y 1.5GHz (Heimovaara, 1994).

Para establecer el valor de la frecuencia angular a utilizar en la expresión 3.25, Kelleners (2005), Topp *et al.* (2000) y Bitelli *et al.* (2008) utilizan el tiempo de subida (*rise time*) de la traza del TDR como punto de partida para calcular la frecuencia máxima en la que opera el equipo, esto es: la frecuencia por debajo de la cual se concentra la mayoría de la energía del pulso. El primero de los autores mencionado parte de los valores proporcionados por el fabricante, mientras que los dos últimos utilizan las curvas de respuesta del TDR. Wyseure *et al.* (1997) determinan una frecuencia predominante de la señal del TDR mediante un ajuste mínimo cuadrático entre la permitividad aparente calculada en soluciones salinas de diferentes concentraciones y la permitividad aparente medida en dichas soluciones mediante la ecuación 3.26.

$$\varepsilon_a = \frac{\varepsilon'_r}{2} \left[1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon''_r}{\varepsilon'_r} \right)^2} \right] \quad [3.26]$$

donde ε'_r la parte real de la permitividad relativa para las soluciones calculadas por la expresión 3.23. En el presente estudio se compararon también los valores de las permitividad medida en diferentes soluciones de NaCl con la permitividad teórica calculada de acuerdo al modelo de Stogryn (1971). Según dicho modelo, basado en la teoría clásica de Debye modificada por Lane y Saxton (1952) las partes real e imaginaria de una solución salina vienen dadas por (Lasne *et al.*, 2008):

$$\varepsilon'_{sw} = \varepsilon_{sw\infty} + \frac{\varepsilon_{sw0} - \varepsilon_{sw\infty}}{1 - (2\pi\tau_{TN}f)^2} \quad [3.27]$$

$$\varepsilon''_{sw} = (2\pi\tau_{TN}f) + \frac{\varepsilon_{sw0} - \varepsilon_{sw\infty}}{1 - (2\pi\tau_{TN}f)^2} + \frac{\sigma_{dc}}{2\pi f \varepsilon_0}$$

siendo τ_{TN} el tiempo de relajación de la solución de NaCl para la temperatura T (°C) y normalidad N de la solución, el cual se calcula utilizando la expresión 3.28, válida para valores comprendidos entre $0 \leq T \leq 40^\circ\text{C}$ y $0 \leq N \leq 3$ (Stogryn, 1971):

$$2\pi\tau_{TN} = 2\pi\tau_{T,0} b_{N,T} \quad [3.28]$$

$$2\pi\tau_{T,0} = 1.1109 \times 10^{-10} - 3.824 \times 10^{-12}T + 6.938 \times 10^{-14}T^2 - 5.096 \times 10^{-16}T^3$$

$$b_{N,T} = 0.1463 \times 10^{-2}NT + 1.000 - 0.04896N - 0.02967N^2 + 5.644 \times 10^{-3}N^3$$

$\epsilon_{SW0(TN)}$ es la permitividad dieléctrica estática de la solución de normalidad N a la temperatura T, determinada por:

$$\epsilon_{SW0(TN)} = \epsilon_{0(T,0)} a_N$$

$$\epsilon_{0(T,0)} = 87.74 - 4.0008T + 9.398 \times 10^{-4}T^2 + 1.410 \times 10^{-6}T^3 \quad [3.29]$$

$$a_N = 1.000 - 0.2551N + 5.151 \times 10^{-2}N^2 - 6.889 \times 10^{-3}N^3$$

y $\epsilon_{SW\infty}$ es el valor límite de la permitividad del agua pura a alta frecuencia, determinada por la expresión (Stogryn *et al.*, 1995):

$$\epsilon_{SW\infty(T,0)} = 4.05 + 1.86 \times 10^{-2}T \quad [3.30]$$

Según este autor, en frecuencias suficientemente bajas (entre 7 y 14 GHz para la publicación mencionada), el valor de $\epsilon_{SW\infty(T,N)}$ es igual a $\epsilon_{SW\infty(T,0)}$.

Para valores de salinidad medidos en partes por mil, comprendidos entre $0 \leq S \leq 260$, la normalidad de a_N y b_{NT} se puede determinar por la expresión Stogryn (1971):

$$N = S[1.707 \times 10^{-2} + 1.205 \times 10^{-5}S + 4.058 \times 10^{-9}S^2] \quad [3.31]$$

La salinidad y la conductividad (σ_{dc}) de la solución, se midieron usando un conductímetro de laboratorio antes y después de medir el periodo con el WCR, adoptando la media como valor final de la conductividad en cada caso.

Los valores de permitividad aparente obtenidos a partir de las medidas realizadas con el WCR, y los calculados del modo que se ha mencionado, se compararon buscando qué frecuencia proporcionaría un ajuste lineal más próximo a una identidad, la cual resultó ser 29,5 MHz (figura 3.22).

Para realizar este cálculo, se despreciaron las medidas correspondientes a valores de conductividad superiores a $0,32 \text{ Sm}^{-1}$, ya que al tener en cuenta dichas medidas se perdía la linealidad de la relación. Esta forma de actuar está apoyada por los resultados de Mojid *et al.* (2003), quienes informan que en ensayos de TDR realizados en mezclas de bentonita con NaCl la

onda reflejada en el extremo de las varillas del TDR estaba completamente atenuada para valores de conductividad eléctrica comprendidos entre 0.305 y 0.375 Sm⁻¹, imposibilitando el cálculo de la permitividad. Es razonable pensar, por tanto, que los periodos medidos por el WCR en ese rango de conductividades pueden ser muy poco precisos y conducir a error.

Los resultados se compararon con los obtenidos utilizando las ecuaciones Cole-Cole (Hasted, 1973), proporcionando valores prácticamente idénticos.

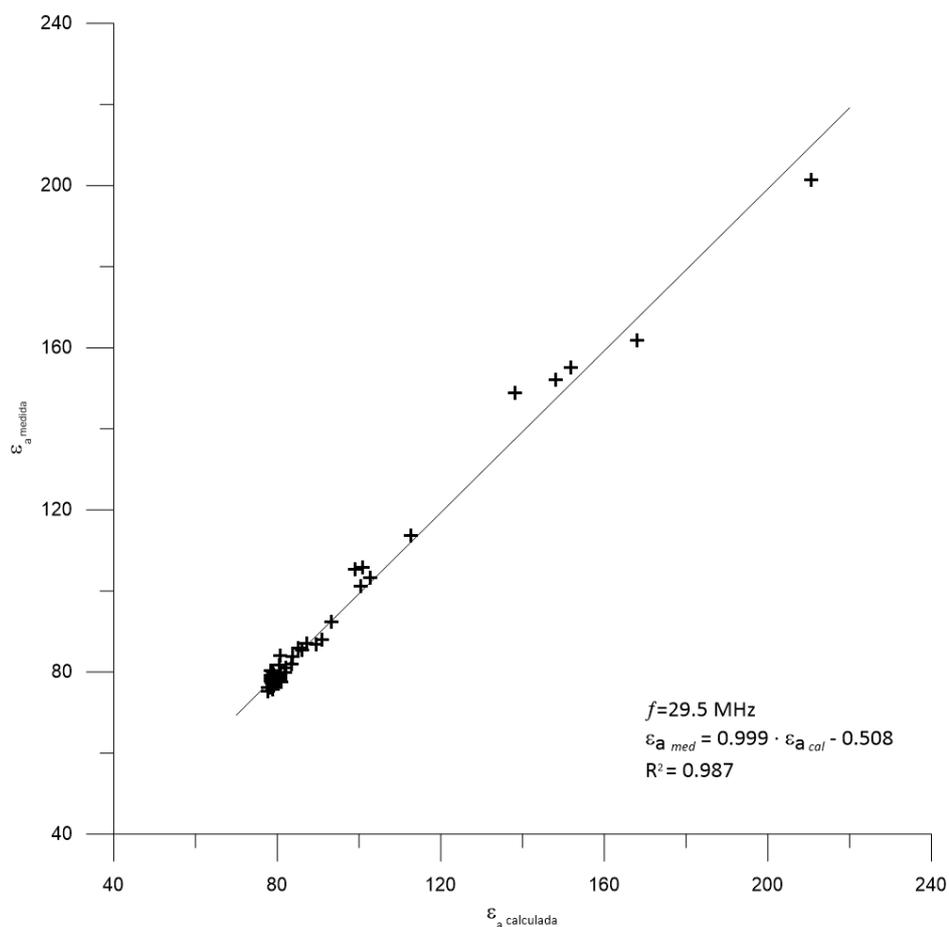


Figura 3.22. Comparación de la permitividad medida con el WCR TDR100 en soluciones de distinta concentración salina y la calculada con las expresiones de Stogryn (1971 y 1975).

3.5.3.- Variación de la permitividad con la temperatura en las muestras de textura AE y VS.

El efecto de la temperatura sobre la permitividad del suelo húmedo se considera consecuencia de la superposición de dos fenómenos que tienen efectos contrapuestos; por un lado, la permitividad dieléctrica del suelo desciende conforme se incrementa la temperatura como resultado de la modificación de la permitividad del agua libre presente en él (ver ecuación 3.22), mientras que, por otro, la permitividad se incrementa con la temperatura debido a la relajación del agua ligada. Según Or y Wraith (1999), Para una temperatura dada, cuanto más lejos están las

moléculas de agua de las partículas sólidas del suelo, más alta es su frecuencia de relajación. Al aumentar de temperatura aumenta también la energía cinética de las moléculas de agua adsorbida, elevando la frecuencia de relajación. Las moléculas de agua ligada liberadas de la superficie sólida se convierten en moléculas de agua libre incrementando así la parte real de la permitividad dieléctrica. Este efecto es más significativo en texturas de grano fino y en el rango de frecuencias en que funcionan los WCR, el cual es inferior al del TDR (Seyfried y Murdock, 2001; Western y Seyfried, 2005), por lo que los WCR se consideran más sensibles a la textura del suelo, la conductividad del fluido que rellena los poros y la temperatura.

Benson y Wang (2006) han propuesto un método empírico basado en la relación lineal existente entre el periodo y la temperatura para valores de $T > 0^\circ \text{C}$ (figura 3.23.a). Según estos autores, la pendiente de las funciones lineales que relacionan el periodo con la temperatura para cada valor de humedad, siguen una relación polinómica de segundo orden, de la forma:

$$\alpha_0 = a_0 + a_1\theta + a_2\theta^2 \quad [3.32]$$

mientras que los puntos de intersección de estas funciones siguen una relación lineal (Figura 3.23.b).

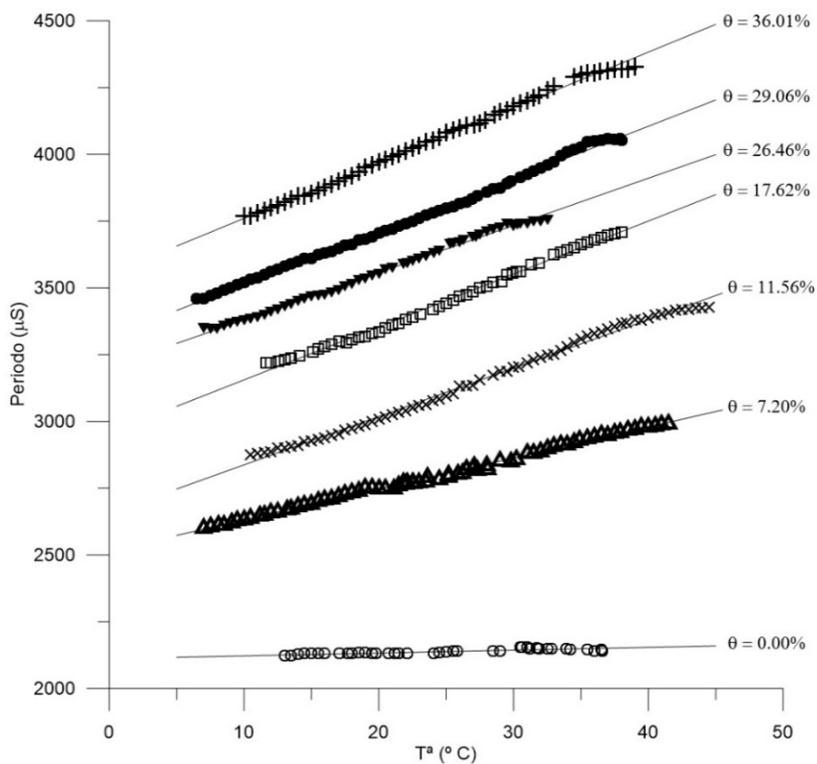
Combinando ambas expresiones Benson y Wang proponen la siguiente formula como valor de humedad medido en función del periodo y corregido de temperatura:

$$\theta = \frac{-(b_1 + a_1T) + \sqrt{(b_1 + a_1T)^2 - 4a_2T(a_0T + b_0 - P)}}{2a_2T} \quad [3.33]$$

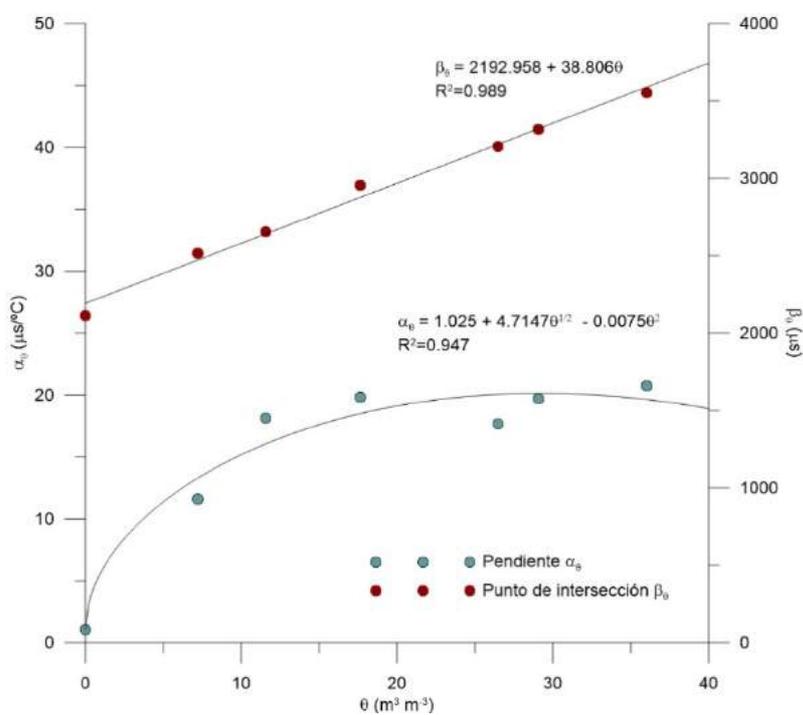
Western y Seyfried (2005) utilizan, para el WCR CS615 de *Campbell Scientific*, la pendiente de la recta que relaciona el periodo con la temperatura, que generalizan para cualquier tipo de suelo con la expresión:

$$P_{25} = \frac{P + 0.0114(T - 25)}{1 + 0.0134(T - 25)} \quad [3.34]$$

Posteriormente Rüdiger et al. (2010), basándose en el trabajo de Western y Seyfried (2005) desarrollaron nuevas ecuaciones para el WCR CS616 de *Campbell Scientific*, debido a que ambos equipos tienen diferentes respuestas, principalmente a causa de que utilizan frecuencias de medida diferentes.



a)



b)

Figura 3.23. a) Periodo en función de la temperatura medido con el WRC TDR100 en una muestra de textura “AE” para siete contenidos de humedad diferentes. b) Variaciones de las relaciones lineales entre periodo y temperatura para la misma muestra en función de la humedad.

En el presente estudio, durante el proceso de medida de resistividad y cargabilidad, a periodos regulares de tiempo, dos muestras de suelo (de texturas "AE" y "VS") en las que se incluyó la sonda TDR100 eran recubiertas de film plástico para evitar la pérdida de agua por evaporación, midiéndose el período a medida que se enfriaban y calentaban (figura 3.23.a). Completado el proceso de medida de resistividad y cargabilidad, la muestra era desecada en el horno durante 48 horas a 105° C, y se repetían las medidas con el WCR una vez extraídas del horno, procurando evitar que el suelo adquiriera humedad del ambiente.

Para el cálculo del ajuste de α_0 se utilizó una ecuación de la forma:

$$\alpha_0 = a_0 + a_1\theta^{\frac{1}{2}} + a_2\theta^2 \quad [3.35]$$

en lugar de la propuesta por Benson y Wang, ya que mejoraba sensiblemente el coeficiente de correlación sin incluir parámetros adicionales.

Al estar interesados en obtener un valor de permitividad del suelo corregido de temperatura en lugar del contenido volumétrico de humedad, el cual conocemos por las determinaciones en laboratorio mediante el peso de la muestra, se ha establecido una corrección sobre el periodo medido para la muestra como el indicado por la ecuación 3.36, donde el valor α_0 se obtenía de la interpolación de los valores proporcionados por la expresión 3.35 de los ensayos sobre la muestra para cada medida.

$$P_{25} = P_{obs} - \alpha_0(T - 25) \quad [3.36]$$

3.6. Medida de la resistividad y ensayos de laboratorio sobre muestras de suelo.

La resistividad de muestras de suelo en laboratorio se determina a partir de ejemplares que se preparan, u obtienen como muestras inalteradas, con una determinada forma regular. Utilizando los mismos principios de medida que los dispositivos tetraelectródicos empleados en campo, la resistividad se establece midiendo la intensidad de corriente inyectada por dos electrodos de emisión (A y B), y la diferencia de potencial medida entre dos puntos donde se sitúan los electrodos de recepción (M y N), mediante la expresión:

$$\rho = K \frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}} \quad [3.37]$$

donde K representa una constante geométrica que depende de la posición de los diferentes electrodos empleados en la medida expresada en metros, I_{AB} la intensidad de corriente y ΔV_{MN} la diferencia de potencial medida entre M y N.

Esta técnica, que se denomina de cuatro electrodos, es en general preferible en corriente continua o en bajas frecuencias, a la que hace uso sólo de dos electrodos, ya que en este último caso resulta imposible separar la resistencia de la muestra de la resistencia de contacto de los electrodos, la cual puede ser incluso mayor que la de la muestra si esta tiene una alta conductividad. Utilizando cuatro electrodos, el potencial se puede medir entre los de recepción (MN), a través de los que no circula corriente, y así la medida es independiente de las resistencias de contacto.

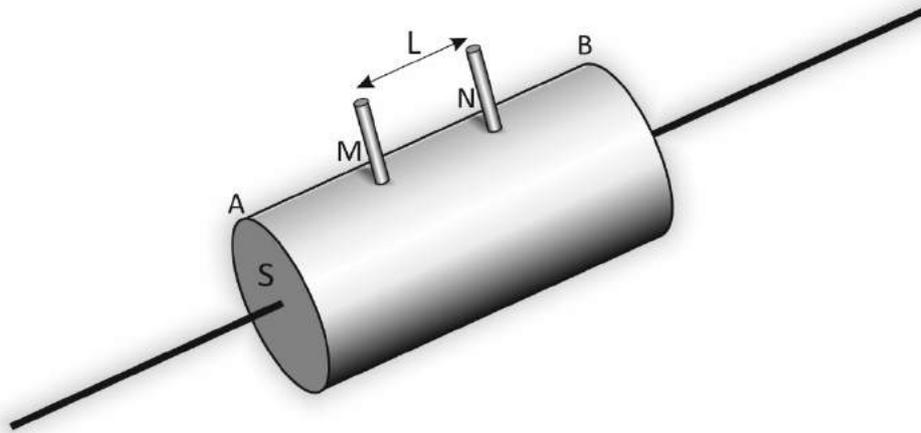


Figura 3.24. Esquema simplificado del dispositivo de medidas de resistividad sobre muestras cilíndricas.

La forma de las muestras de suelo más utilizada es la cilíndrica. Generalmente en estas muestras, sobre las dos bases del cilindro se sitúan los electrodos de emisión con forma de disco, que pueden ser metálicos o de otro material buen conductor (p. ej. grafito, silicona conductora, etc.) y en el centro, separados una determinada distancia “L”, se colocan los electrodos de medida (figura 3.24), entre los que se determina la diferencia de potencial. Ejemplos de autores que utilizaron estos dispositivos con diferentes modificaciones son: Abu-Hassanein (1996), Johnmary Kiberu (2002), Edite Martinho (2010), o De Vita (2012).

Giao *et al.* (2003) estudiaron en laboratorio el efecto de la profundidad de penetración de los electrodos M y N sobre muestras cilíndricas de arcilla, así como la geometría de la muestra (cilíndrica, semicilíndrica y un cuarto de cilindro), concluyendo que no se observaban variaciones significativas en los resultados obtenidos en ambos ensayos.

Larisa Pozdnyakova (1999), utilizó muestras alteradas, preparadas sobre moldes con forma de paralelepípedo rectangular, donde los electrodos A y B se sitúan sobre las caras más pequeñas del paralelepípedo y los de medida M N (puntuales) sobre una de las mayores.

Otros autores han optado por el empleo de un dispositivo denominado circular (Gupta y Hanks, 1972; Rhoades *et al.* 1977; Auerswald *et al.* 2001; Mortl *et al.*, 2011). En estos dispositivos se sitúan ocho electrodos como se muestra en la figura 3.25, realizándose un total de ocho medidas conforme los electrodos AMNB cambian de posición alrededor del cilindro. El valor final de resistividad se adoptada como el promedio de las ocho medidas realizadas.

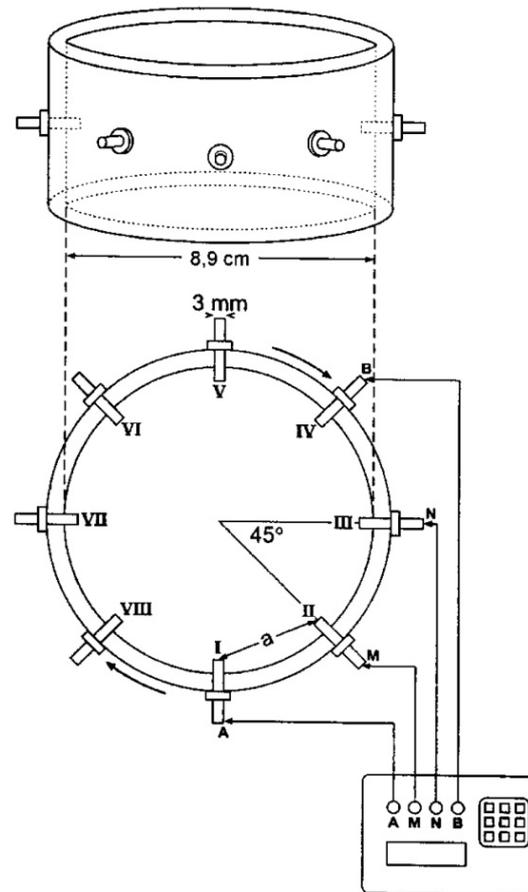


Figura 3.25. Dispositivo circular de medidas de resistividad sobre muestras cilíndricas (Auerswald *et al.*, 2001).

Tanto Rhoades (1997) como Mortl (2011) combinaron las medidas de conductividad del suelo, realizadas con este dispositivo, con la medida del potencial mátrico utilizando placas de presión.

Recurriendo a un equipo de tomografía eléctrica convencional, Beck *et al.* (2011) extendieron el dispositivo anterior a 6 niveles circulares paralelos, hasta un total de 48 electrodos. Utilizando dispositivos Wenner y dipolo-dipolo realizaron un análisis exhaustivo del conjunto de la muestra.

Rhoades *et al.* (1977) propusieron una variación que posteriormente fue empleada por otros autores (Amidu y Dunbar, 2007) en ensayos de laboratorio. En esta modalidad, se utilizan sólo cuatro electrodos configurados como un dispositivo Wenner colocados sobre la superficie del suelo en la cara superior de una muestra con forma de cilindro.

Rusell y Barker (2010) midieron también sobre la superficie de la muestra, utilizando en este caso un dispositivo cuadrado con una separación de electrodos de 40 mm. Realizando dos medidas, mediante un giro de 90° del dispositivo, estos autores adoptaban como valor de la resistividad la media aritmética de ambas.

Seladji et al. (2010) distribuyeron en una maya (4X4) de 16 electrodos separados 15 mm sobre una de las caras de muestras con forma cilíndrica, tomando 28 medidas con un dispositivo cuadrado y 8 con un dispositivo Wenner. Corregidos los efectos del borde de la muestra para los cuadrados de dimensiones mayores, y realizando un análisis estadístico básico, la resistividad de la muestra se determinaba como la media aritmética de los valores medidos previamente.

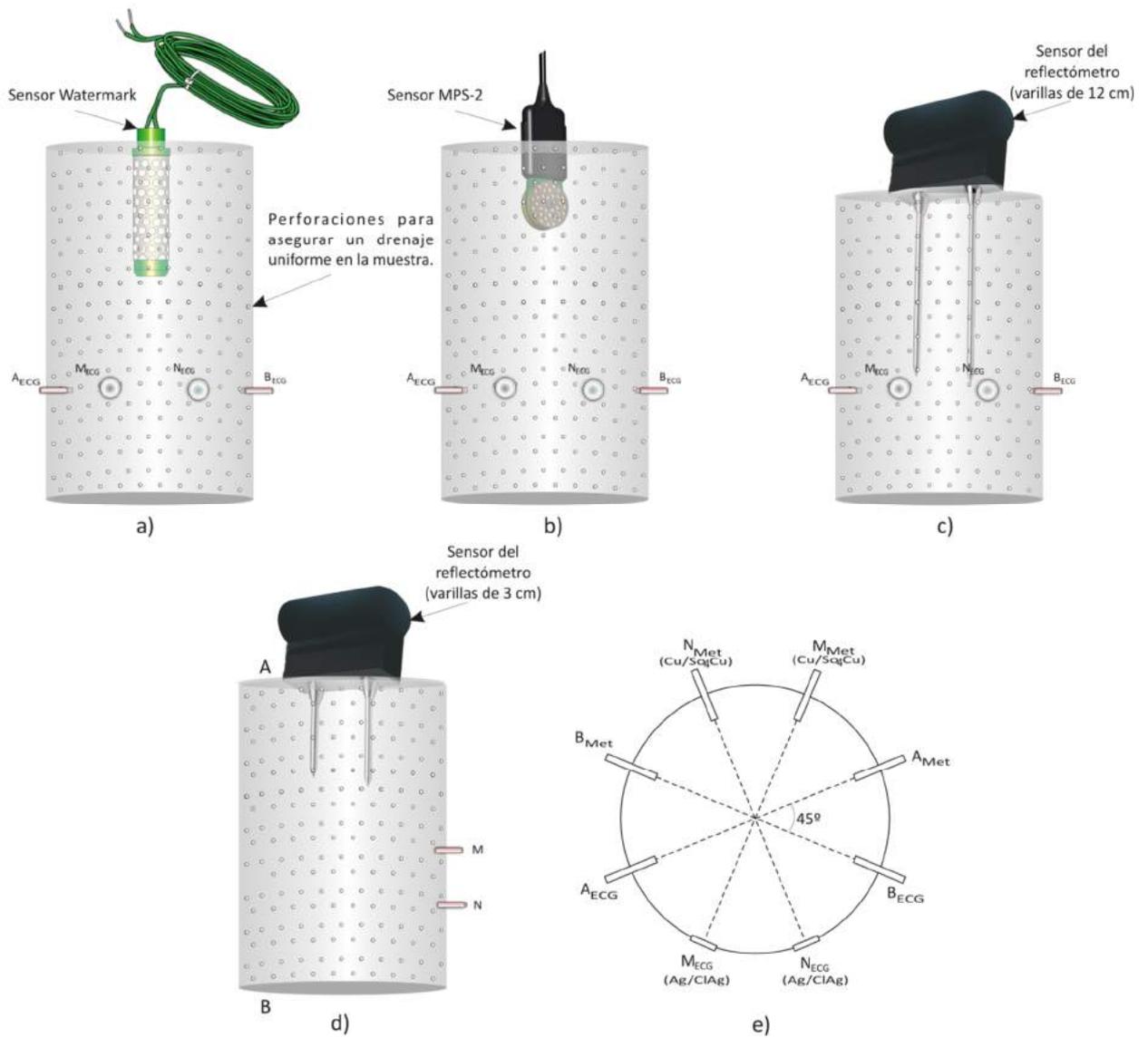


Figura 3.26. a), b), c) y d) Dispositivos circulares empleados en este estudio indicando el montaje de los diferentes sensores. e) Esquema en planta de la disposición de los electrodos de emisión y recepción.

3.6.1.- Sistema de medida adoptado en los ensayos laboratorio.

En el presente trabajo se han ensayado varios tipos de celdas que pueden agruparse en dos grandes bloques:

1. Celdas cilíndricas (figuras 3.24 y 3.27). Se realizaron medidas de resistividad y cargabilidad sobre muestras de suelo en tubos de PVC de dos diámetros exteriores diferentes (3 y 5 centímetros). Estas celdas se utilizaron para medir resistividad y cargabilidad en función del contenido de humedad. Como electrodos de emisión se empleó principalmente papel de estaño, si bien dos ensayos se realizaron con electrodos de cobre, y otro se utilizaron electrodos de cobre introducidos en agua y puestos en contacto con la muestra mediante un elemento poroso (figura 3.17). Como electrodos de potencial se emplearon en todos los casos electrodos de Cu/CuSo₄.
2. Celdas circulares modificadas (figura 3.26). Las muestras de suelo se prepararon en tubos contenedores de PVC con un diámetro exterior de 10 centímetros y de 15 y 17 centímetros de altura. A cinco centímetros de la base se colocaron 8 electrodos de medida. Los ensayos realizados con este tipo de celda tienen como objetivo medir y comparar la resistividad con la cargabilidad, permitividad y potencial mátrico sobre muestras de suelo que contienen el mismo estado de humedad. Una disposición diferente se ensayó con este tipo de celdas para asemejarla al primer tipo (fig. 3.26.d).

La razón de la asimetría del segundo tipo de celdas era reducir en lo posible el efecto de los diferentes sensores sobre las medidas. Puesto que dichos instrumentos contienen elementos metálicos y plásticos, se hizo necesario realizar un estudio para analizar la influencia que tenía su presencia.

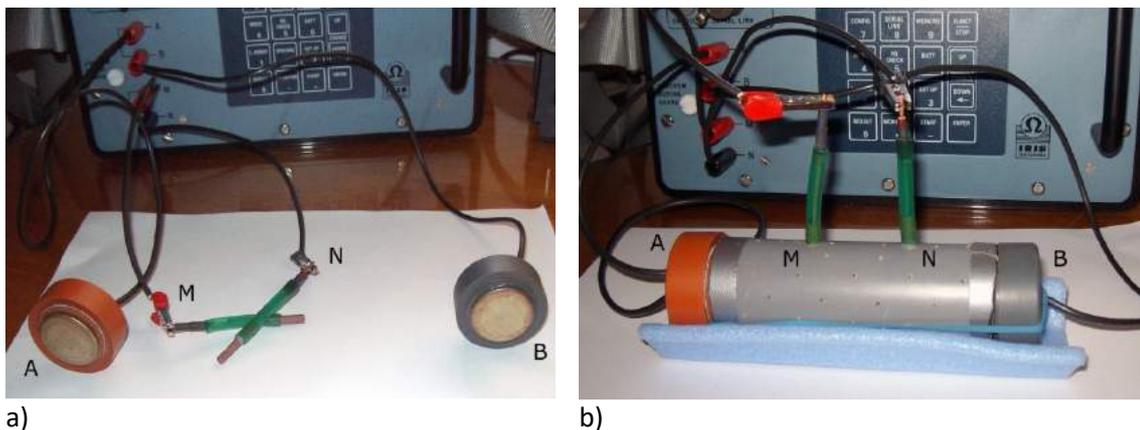


Figura 3.27. a) Detalle de los electrodos de emisión y recepción utilizados para los ensayos sobre muestras cilíndricas convencionales. b) Dispositivo montado sobre una celda cilíndrica de 3 cm. de diámetro.

Ya que en ambos casos se pretendía determinar la cargabilidad como uno de los parámetros de medida, se utilizaron electrodos impolarizables como electrodos de recepción. En un primer momento se ensayaron unos cilindros plásticos de pequeño diámetro a los que se les colocó una base de fieltro para establecer contacto con el material de la muestra. Estos tubos estaban

rellenos de CuSO_4 y contenía en su interior un electrodo de cobre. Sin embargo, este sistema se desechó dado que el fieltro era muy permeable y contaminaba la muestra. En su lugar se construyeron unos pequeños vasos cerámicos para establecer contacto con la muestra (figura 3.27 a y b) que eliminaban este inconveniente. Así mismo, se ensayaron electrodos de Ag/AgCl de los empleados en electrocardiogramas (ECG) de un centímetro de diámetro.

3.6.2. Determinación de la constante geométrica de los dispositivos.

Como se ha mencionado previamente, para determinar el valor de la resistividad en función de la humedad en las muestras ensayadas en laboratorio, es necesario establecer la constante geométrica del dispositivo K [m] que se ha empleado en las medidas. Esta constante relaciona la resistividad con la resistencia mutua dada por la relación $\Delta V_{MN}/I_{AB}$ [Ω], la cual no representa una resistencia en el sentido ordinario ya que el voltaje y la intensidad se miden en circuitos separados (Zhdanov y Keller, 1994).

La solución analítica del cálculo de la constante geométrica sobre cilindros de dimensiones finitas, es objeto de estudio en el campo de los ensayos no destructivos. Diferentes autores (p. ej.: Yamashita *et al.* 1996; Ludwig *et al.* 2002; Lu y Bowler, 2012) han calculado el potencial eléctrico generado sobre la superficie de un cilindro que es recorrido por una determinada intensidad de corriente .

En coordenadas cilíndricas, el potencial $V(\rho, \phi, z)$, de un cilindro conductor de dimensiones finitas satisface la ecuación de Laplace, $\nabla^2 V = 0$, y la diferencia de potencia entre dos puntos situados en \mathbf{r}_1 y \mathbf{r}_2 generada por la inyección de corriente en los puntos \mathbf{r}'_1 y \mathbf{r}'_2 sobre la superficie del cilindro viene dada por (Lu y Bowler 2012):

$$\Delta V = \frac{I}{b\sigma} [G(\mathbf{r}_1|\mathbf{r}'_1) - G(\mathbf{r}_2|\mathbf{r}'_1) - G(\mathbf{r}_1|\mathbf{r}'_2) + G(\mathbf{r}_2|\mathbf{r}'_2)]$$

donde $G(\mathbf{r}|\mathbf{r}')$ es la función de Green Neumann, que para el caso general estudiado por Lu y Bowler de dos cilindros concéntricos de diferentes resistividades tiene la forma:

$$\begin{aligned} G(\rho, \phi, z|\rho', \phi', z') &= \frac{-|z - z'|f_{01}(\rho)f_{01}(\rho')}{4\pi} + \frac{1}{2\pi} \sum_{n=2}^{\infty} f_{0n}(\rho)f_{0n}(\rho') g_{0n}(z|z') \\ &+ \frac{1}{\pi} \sum_{m=1}^{\infty} \cos[m(\phi - \phi')] \sum_{n=1}^{\infty} f_{mn}(\rho)f_{mn}(\rho') g_{mn}(z|z') \end{aligned}$$

La cual se simplifica para el caso en el que el cilindro está formado por un sólo medio homogéneo dando para $f_{mn}(x)$ los siguientes valores:

$$\frac{\sqrt{2}}{b} \quad m=0, n=1$$

$$\frac{\sqrt{2}}{bJ_0(K_{0n}b)} J_0(K_{0n}x) \quad m=0, n>1$$

$$\frac{\sqrt{2}}{\sqrt{(k_m^2 b^2 - m^2)} J_m(K_{mn}b)} J_m(K_{mn}x) \quad m>0, n \gg 1$$

siendo $g_{mn}(z|z') = \frac{\cosh[K_{mn}(\frac{c}{2}-z_>)] \cosh[K_{mn}(\frac{c}{2}+z_<)]}{K_{mn} \sinh(K_{mn}c)}$, donde c es la longitud del cilindro, b su radio, y $Z_>$ y $Z_<$ representan las coordenadas mayores y menores de Z y Z' respectivamente, y K_{mn} las raíces que aseguran las condiciones de contorno de Neumann para la superficie del cilindro.

En esta solución, al igual que en las constantes geométricas deducidas para los dispositivos usados en los ensayos de campo (Wenner, Schlumberger, dipolo-dipolo, etc.), se considera que tanto los electrodos de emisión como los de potencial son puntuales. Esta aseveración es teóricamente apropiada en el primer caso porque en realidad se utilizan electrodos puntuales sobre la superficie de la muestra en ensayos no destructivos, y en el segundo, porque la distancia que separa los electrodos es muy grande en comparación con su tamaño. Sin embargo, en los ensayos sobre muestras de suelo puede ocurrir que no sólo la posición espacial del electrodo tenga influencia en el valor de K , sino que también el tamaño de los electrodos, junto a las dimensiones y forma de la muestra, o como en nuestro caso, la presencia de sensores de medida, influyan en su valor final.

Para estudiar este aspecto y analizar si la presencia de otros sensores (watermark, MPS-2 y varillas de TDR) incluidos en las muestras de suelo tenían influencia en los valores de resistividad calculados, se ha recurrido a dos estrategias diferentes que se analizarán detalladamente en este apartado. En el siguiente apartado se cuantificará este efecto sobre las medidas de resistividad.

Por un lado, se han diseñado varios ensayos en los que se midieron la conductividad de diferentes soluciones en contenedores de las mismas dimensiones que los empleados para las de las muestras de suelo. La conductividad de las soluciones se modificaba mezclando varias concentraciones de sal común y de agua "dulce" en agua destilada. De este modo se utilizaron valores de resistividad que estaban comprendidos aproximadamente entre 0.5 y más de 1000 Ω m.

La conductividad de las soluciones se determinó empleando un conductímetro *EC-Meter BASIC 30⁺* y una célula *CRISON 50 70*, con un rango de medida de la conductividad eléctrica comprendido

entre 0.2 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 200 mS/cm (equivalente a una resistividad comprendida entre 5×10^4 y 5×10^{-4} Ωm).

Con anterioridad a la realización de los ensayos se procedió a la calibración del conductímetro mediante el empleo de tres soluciones patrón de 147 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 1413 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 12.88 mS/cm . De este modo, se obtiene una elevada exactitud de las medidas del equipo en un rango muy amplio de conductividades.

Con el fin de evitar la posible contaminación de las soluciones por la presencia de los electrodos impolarizables de Cu/CuSO_4 , estos se sustituyeron por simples electrodos de cobre en los ensayos.

Por otro lado, se utilizó un software de modelización basado en el método de elementos finitos (COMSOL Multiphysics) con el que se simularon las condiciones en las que se realizaron las medidas y se determinó otro valor diferente de K . Este último valor, teórico, no incluiría las variaciones provocadas por la precisión de los equipos de medida, o inexactitudes en las dimensiones de elementos tales como electrodos y/o muestra. Du Plooy *et al.* (2013), estudiaron la influencia que tenía el número de nodos de la malla utilizada en el cálculo por el método de elementos finitos para la modelización de la constante geométrica, concluyendo que la constante geométrica calculada a partir de una modelización numérica es sensible a la densidad de la malla empleada. Con el fin de reducir el tiempo de cálculo, se han empleado diferentes densidades de malla, haciéndola más fina en las proximidades de las zonas donde se determinan los potenciales de corriente.

Los parámetros físicos de entrada para el cálculo de los potenciales en los electrodos de recepción en el software empleado eran: la conductividad de la muestra, la intensidad de corriente que circulaba por el medio y su permitividad. Esta última se tomó como los valores derivados de las medidas de periodo proporcionadas por el reflectómetro en los ensayos que se hicieron para las sondas del TDR100 de 12 centímetros de longitud y en los casos en los que, dada sus dimensiones, no pudo medirse se estimaron mediante una regresión de los datos disponibles (figura 3.28).

En la modelización de los sensores Watermark, la conductividad del elemento sensible, formado por un material suelto con la textura de una arena fina, se calculó mediante la ley de Archie (1942), empleando la expresión:

$$\sigma = a^{-1} \sigma_w W^m \quad [3.37]$$

Para rocas detríticas débilmente cementadas, como es la arena, con una porosidad entre el 25 y 45%, los valores de los parámetros de ajuste de la expresión 3.37 son: $\alpha=0.88$ y $m=1.37$ (Zhdanov y Keller, 1994), y el valor medio de porosidad utilizado fue del 30% (Sanders, 1998).

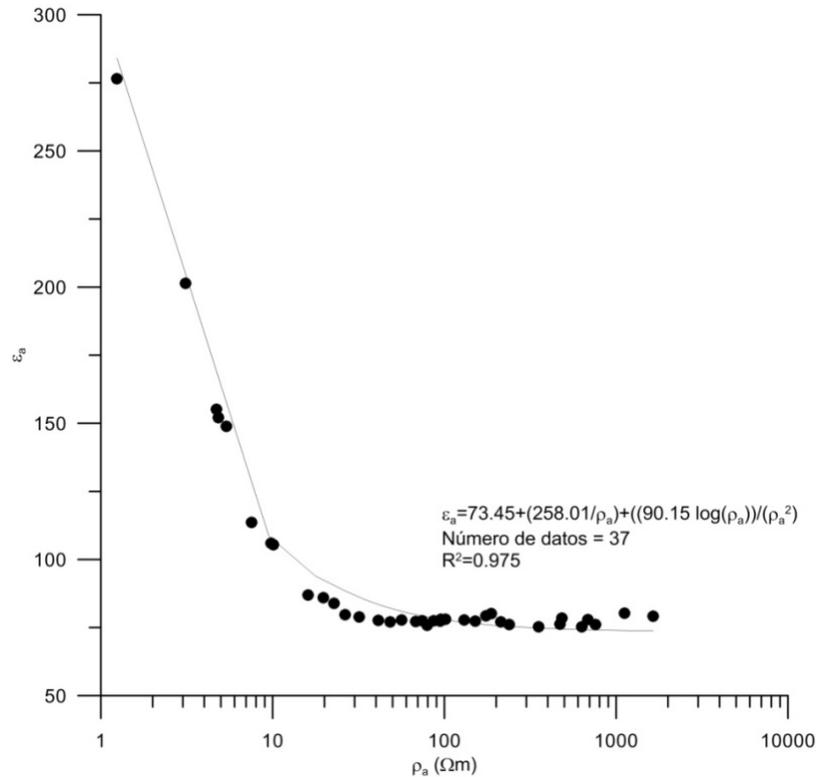


Figura 3.28. Relación experimental entre la resistividad y la permitividad aparente en las medidas realizadas en laboratorio para la determinación de K.

En el caso del MPS-2, el cual consta de dos discos de cerámica porosa sobre los que se determina la permitividad, se adoptó una porosidad del 18%, y unos parámetros para las constantes α y m de 0.62 y 1.72 respectivamente, los cuales se corresponden a una arenisca o caliza mesozoica bien cementada con el valor más bajo de porosidad (Zhdanov y Keller, 1994). Para estimar el valor de permitividad de dichos elementos la expresión utilizada fue (Martinez y Byrnes 2001):

$$\varepsilon = (\varphi(\varepsilon_w)^{1/2} + ((1-\varphi)(\varepsilon_s)^{1/2}))^2 \quad [3.38]$$

Donde ε es la permitividad, φ la porosidad del material, ε_w la permitividad del agua, tomada como el valor determinado por el periodo medido con el reflectómetro, y ε_s la permitividad de la parte sólida que se estimó 6.3, correspondiente a la permitividad de la Pirofilita ($Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$) y 4.5 para el cuarzo a una frecuencia igual o menor a 1 MHz (Olhoeft, 1979).

En el caso de muestras cilíndricas como la representada en la figura 3.24 se utiliza en el cálculo de la constante geométrica la expresión:

$$K = \frac{\pi \left(\frac{d}{2}\right)^2}{l} \quad [3.39]$$

siendo d el diámetro del contenedor cilíndrico de la muestra y l la distancia entre los electrodos de potencial MN . Esta constante de calibración procede de la propia definición de la resistividad de un conductor lineal y la ley de Ohm, y fue obtenida también por Ludwig *et al.* (2002) en los resultados de su expresión analítica sobre cilindros homogéneos.

Considerando que la resistividad, según viene dada por la ecuación 3.37, representa la expresión de una recta de la forma $y = ax + b$ que pasa por el origen ($b=0$), los valores de k se pueden determinar entonces mediante un ajuste por mínimos cuadrados, en el que dicho valor vendrá dado por el inverso de la pendiente de la recta de ajuste (figura 3.29).

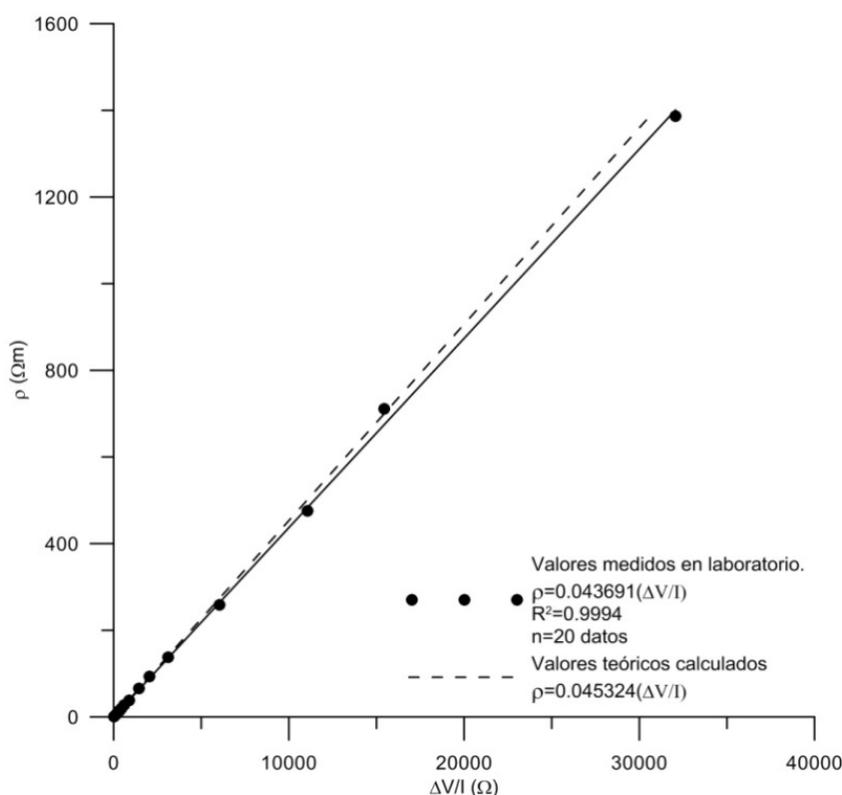


Figura 3.29. Ajuste por mínimos cuadrados de las medidas realizadas en laboratorio en soluciones salinas sobre cilindros contenedores de 5 centímetros de diámetro exterior.

El resultado obtenido en este caso con la expresión 3.39 para un diámetro interior del contenedor igual a 21.91 milímetros es $K=0.045244$, el cual coincide prácticamente con el valor medio calculado mediante la modelización, que se determinó como $K=0.045324$ y a su vez algo superior al obtenido en las medidas en laboratorio $K=0.043691$ (figura 3.29), valor obtenido con un coeficiente de determinación de $R^2=0.999$.

Para realizar un estudio más profundo sobre los datos obtenidos y comparar las técnicas de medida y cálculo, los datos se han analizado evaluando su concordancia mediante el método gráfico de diferencias propuesto por Bland y Altman (Altman y Bland 1983; Bland y Altman, 1986).

Según estos autores, al comparar con dos métodos de medida un mismo valor, el coeficiente de correlación de Pearson "r", sólo proporciona información sobre la dispersión de los valores alrededor de la línea de ajuste, y ninguna información de si la pendiente de la línea difiere de la unidad o de si el punto de intersección es diferente de cero. Además, el coeficiente de correlación depende del rango de valores observado, aumentando al incluir valores extremos. Para estudiar la concordancia de dos métodos diferentes que miden un mismo parámetro, los autores mencionados proponen un procedimiento consistente en representar gráficamente las diferencias entre dos mediciones frente a su media, proporcionando unos límites de concordancia, basados en el intervalo de confianza para la diferencia de las medidas. Estos límites de concordancia abarcan el intervalo comprendido entre dos veces la desviación estándar alrededor de la media, donde se incluirán el 95% de los datos. En el caso de no existir errores sistemáticos y de una distribución normal de las diferencias, los puntos se distribuyen aleatoriamente a ambos lados de la línea correspondiente a la diferencia cero, indicando la media de los valores calculados el error sistemático del segundo método de medida respecto al primero.

En aquellos casos en los que la desviación estándar se incrementa con las medias, es decir, las diferencias entre los métodos no presentan una distribución normal, suele utilizarse en lugar de estas, bien una transformación logarítmica o bien, la diferencia porcentual respecto de las medias en función del rango de medidas (Dewitte *et al.*, 2002). Estas transformaciones modifican el aspecto de los gráficos eliminando el efecto de abanico que muestran las diferencias absolutas. Podemos considerar que las diferencias tienen así una distribución normal, y por tanto suponer que aproximadamente el 95% de las diferencias entre los dos métodos se extienden entre la media y ± 1.96 veces la desviación típica (DS).

Cuando se emplea un valor incorrecto de la constante geométrica en el cálculo de las resistividades, añadimos a todas las medidas un error sistemático, desplazándolas en un sentido una determinada cantidad que se incrementa al mismo tiempo que lo hace la resistencia. Para calcular el valor más apropiado de la constante geométrica, se han estudiado las resistividades que se obtendrían multiplicando los valores de K obtenidos a partir de las medidas en laboratorio y de los cálculos teóricos.

El estudio se ha realizado mediante un método gráfico sencillo basado en una doble distribución acumulativa empírica (figura 3.30) propuesto por Krouwer y Monti (1995), la cual consiste en determinar un percentil para cada diferencia o diferencia porcentual ordenada.

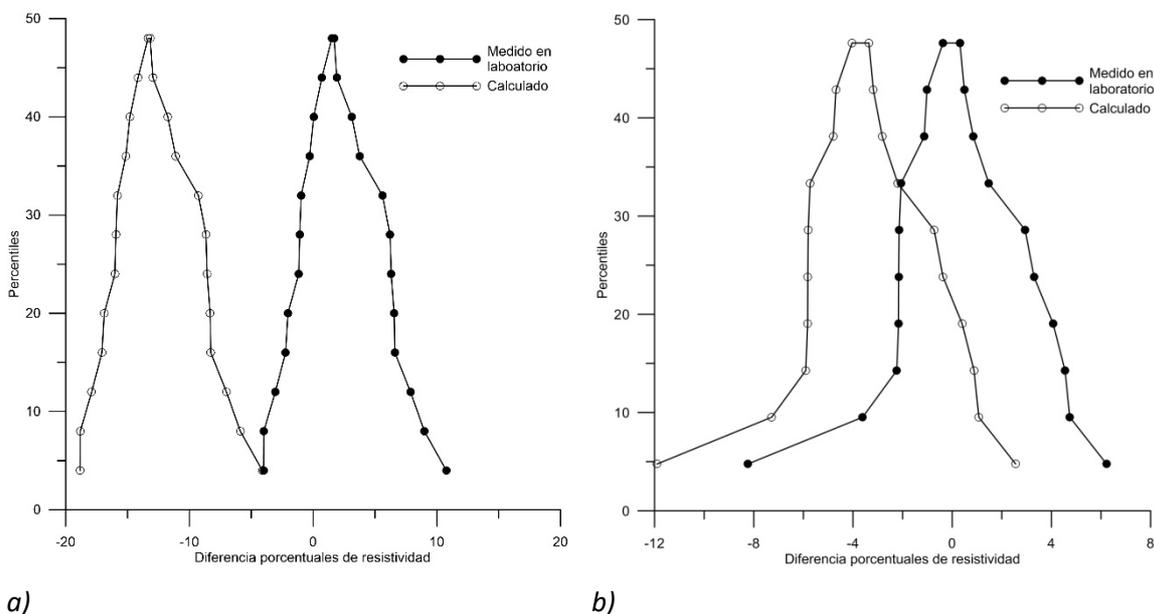


Figura 3.30. Gráficos Krouwer-Monti (*mountain plot*) de las diferencias porcentuales de los valores de resistividad calculados con dos constantes diferentes para el contenedor de (a) 3 y (b) 5 centímetros de diámetro exterior respectivamente.

Para conseguir el aspecto final del gráfico, al que sus autores se refieren como “*mountain plot*” por razones obvias, los percentiles superiores a 50 se sustituyen por el resultado de restar a 100 dicho percentil. Los gráficos así obtenidos centran la atención sobre dos características principales de los datos: el centro, el cual se encuentra sobre cero en el caso de no existir errores sistemáticos entre los dos métodos de medida, y las colas, que reflejan grandes diferencias entre los métodos.

Partiendo de gráficos Krouwer-Monti como los mostrados en la figura 3.30, podemos obtener de forma sencilla un valor de constante geométrica que no muestra errores sistemáticos con las medidas realizadas con el conductímetro en el laboratorio. Aplicando la expresión 3.40, donde K_C

$$K = \frac{200(K_C - K_L) - d_L K_L + d_C K_C}{d_L - d_C} \quad [3.40]$$

y K_L son los valores de las constantes geométricas determinados por regresión a partir de los valores de resistividad obtenidos con el conductímetro y de sus correspondientes resistencias mutuas calculadas y medias en laboratorio, y d_C y d_L son las diferencias porcentuales de la resistividad que se corresponden con el máximo de los gráficos Krouwer-Monti.

En resumen, la técnica propuesta de estimación de la constante geométrica consta de los siguientes pasos (figura 3.31):

- 1) Medida de la resistencia ($\Delta V/I$) en laboratorio en un rango amplio de resistividades, sobre un depósito de las mismas dimensiones y con las presencias de los mismos elementos (electrodos, sensores, etc.) que se emplearán para las medidas de las muestras de suelo. Los valores de resistencia mutua se corrigen de temperatura a un valor de referencia de 25° centígrados.
- 2) Cálculo, a partir de modelos teóricos, de la resistencia para los valores de resistividad ensayados en laboratorio.
- 3) Determinación de los correspondientes valores de constante geométrica mediante un ajuste de regresión por mínimos cuadrados (figura 3.31.a).
- 4) Representación de la diferencia entre las resistividades obtenidas como inversa de la conductividad (medida con el conductímetro de laboratorio) y las resistividades y las calculadas con los valores de K estimados en el paso anterior, frente a la media de resistividades (figura 3.31.b).
- 5) En el caso de observar falta de normalidad en los datos, transformarlos (figura 3.31.c).
- 6) Determinar las diferencias porcentuales de resistividad para los percentiles de 50% sobre los gráficos Krower-Monti obtenidos para los dos valores diferentes de K (figura 3.31.d).
- 7) Determinar el valor de la constante geométrica K mediante la aplicación de las expresiones 3.40 ó 3.41.

También podría estimarse el valor más apropiado de la constante geométrica utilizando tan sólo el valor de K obtenido mediante el cálculo teórico, y comparándolo con las medidas de laboratorio realizadas con el contenedor sin sensor. En este caso, la expresión de K viene dada por:

$$K = K_c \frac{200 + d_c}{200 - d_c} \quad [3.41]$$

Los resultados obtenidos en el cálculo de K según el procedimiento descrito, para los diferentes tipos de celdas y sensores empleados en este estudio, se resumen en la tabla 3.7.

Los valores del coeficiente de determinación (R^2) indicados en la tabla 3.7 deben tratarse con precaución, dado que los ajustes se realizaron con la condición de que las rectas calculadas pasaran por el origen. En este caso, R^2 no suele utilizarse como medida de calidad del ajuste, sin

embargo, consideramos que esta restricción refleja mejor la realidad a pesar de proporcionar un R^2 menor que el correspondiente a una recta “libre”.

Tabla 3.7. Valores calculados y medidos de la constante geométrica para los ensayos en laboratorio.

Tipo de Electrodo	K	Sin Sensor			Sensor		
				MPS-2	Watermark 200SS	TDR 100 Long. 12 cm	TDR 100 Long. 3 cm
		h= 6.5 cm	h= 17 cm	h= 17 cm	h=17 cm	h= 15 cm	h=15 cm
Cu-CuSO ₄	Medida en Laboratorio	0.142649 ($R^2=0.999$)	0.185648 ($R^2=0.997$)	0.182493 ($R^2=0.999$)	0.183409 ($R^2=0.995$)	0.203602 ($R^2=0.999$)	0.243614 ($R^2=0.999$)
	Teórica	0.155073	0.196219	0.196168	0.195907	0.204385	0.252269
	Calculada	0.146068	0.199474	0.185073	0.201835	0.201146	0.243141
	Medida en Laboratorio	-	0.193259 ($R^2=0.998$)	0.182630 ($R^2=0.999$)	0.192398 ($R^2=0.994$)	0.198432 ($R^2=0.997$)	-
Ag-CI/Ag	Teórica	-	0.195087	0.194898	0.196054	0.202939	-
	Calculada	-	0.188032	0.179803	0.191101	0.187559	-

3.6.3.-Influencia de la presencia de sensores en las medidas de resistividad.

Es evidente que en un dispositivo tetraelectrónico no sólo el volumen de material que se encuentra entre los electrodos interviene en la medida, y puesto que la resistividad aparente es proporcional al potencial eléctrico, y este disminuye a medida que se incrementa la distancia entre la fuente y el punto en el que se determina, no todos los elementos de un volumen dado influyen de igual forma.

Para cerciorarnos de que la presencia de los sensores empleados, los electrodos que son o no utilizados en la medida y la simetría de la muestra de suelo con respecto al dispositivo no tienen una influencia manifiesta sobre el valor de resistividad calculado, se ha analizado el impacto de estos elementos en las medidas. De existir, sería necesario comprobar que no varía con la resistividad de la muestra de manera significativa y en caso contrario se debería establecer una metodología que permitiera eliminar o al menos minimizar sus efectos.

Con este fin se ha realizado un estudio de la sensibilidad (S) del dispositivo, ya que este parámetro describe el efecto que provocan los cambios locales de la resistividad en el potencial medido.

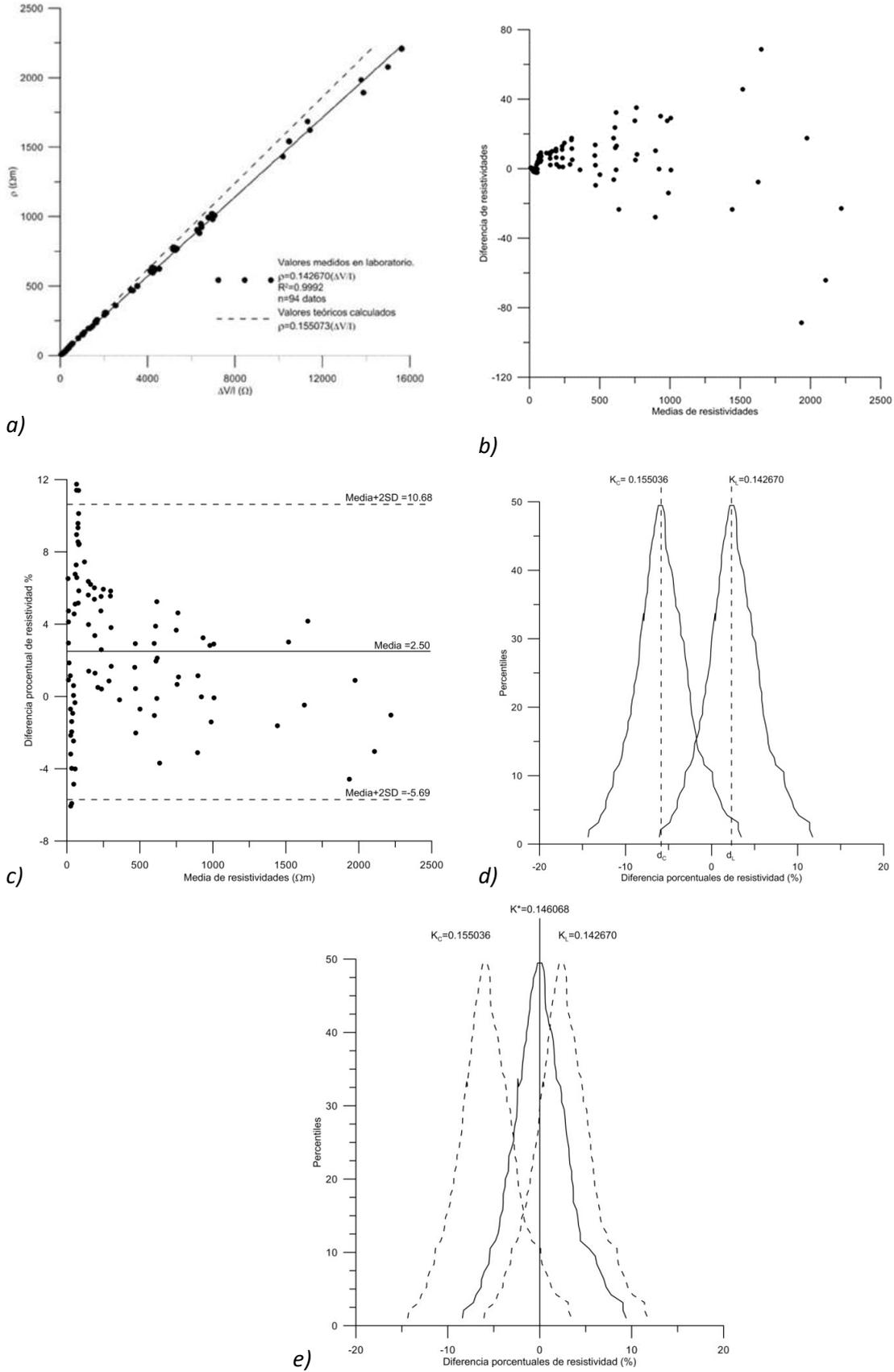


Figura 3.31- Secuencia seguida para el cálculo en la determinación de la constante geométrica K en los ensayos de laboratorio.

La sensibilidad (denominada también derivada de Fréchet) es un parámetro muy importante en los programas de inversión utilizados en la interpretación en tomografía eléctrica, y representa la perturbación en la variable medida (potencial) originada por la variación en los parámetros (conductividad) del modelo (Neukirch y Klitzsch, 2010). Comúnmente se ha empleado en los estudios 1D y 2D para analizar la profundidad de investigación de un dispositivo, comparar la capacidad de resolver una determinada anomalía entre diferentes dispositivos, o diseñar dispositivos más eficaces (Furman *et al.*, 2003, 2004 y 2007). Extendiendo la idea a un contexto 3D podría utilizarse además para entender la influencia de perturbaciones laterales.

Spitzer (1998) propone cuatro métodos de determinar la sensibilidad sobre cuerpos tridimensionales. Entre los métodos numéricos enunciados por el autor, se encuentra el cálculo de la sensibilidad por modelización directa para una determinada configuración emisor-receptor en un dispositivo tetrapolar, donde esta puede expresarse como el producto escalar de las densidades de corriente \vec{j}' y \vec{j}'' producidas por una fuente de intensidad I en las posiciones del transmisor y el receptor respectivamente, es decir, haciendo uso del principio de reciprocidad intercambiando las posiciones entre emisor y receptor:

$$S = \frac{1}{I} \int \vec{j}' \cdot \vec{j}'' dv \quad [3.42]$$

Según el principio de reciprocidad, permutar los electrodos de corriente AB por los electrodos de potencial MN no tiene influencia en el valor de resistividad aparente. En el cálculo de esta expresión suele aplicarse normalmente una intensidad I de corriente unidad (Spitzer, 1998).

Para definir la sensibilidad de un volumen elemental dentro de un medio, Grimnes y Martinsen (2007), se basan al igual que Spitzer en la expresión propuesta por Geselowitz (1971), pero la modifican normalizando la densidad de corriente por la intensidad del campo recíproco (Malmivuo and Plonsey, 1995) para obtener una unidades apropiadas de S [m^{-1}], con lo que la expresión de la sensibilidad para un volumen elemental queda de la forma:

$$S = \frac{\vec{j}' \cdot \vec{j}''}{I^2} \quad [3.43]$$

En la figura 3.32 se muestran, sobre varias secciones, los gráficos de sensibilidad calculados por la expresión anterior para el estudio de una muestra conteniendo el sensor de matriz granular Watermark 200SS. Como puede observarse, las secciones de sensibilidad presentan sus valores más altos, tantos positivos como negativos, en un plano que contienen los electrodos de emisión y recepción. En las zonas de valores negativos altos, la presencia de una anomalía de resistividad mayor que el valor medio de fondo, hace que la resistividad aparente medida disminuya, mientras

que si la anomalía resistiva se sitúa en la zona donde la función de sensibilidad presenta valores altos positivos la resistividad aparente medida aumenta (Loke, 2004).

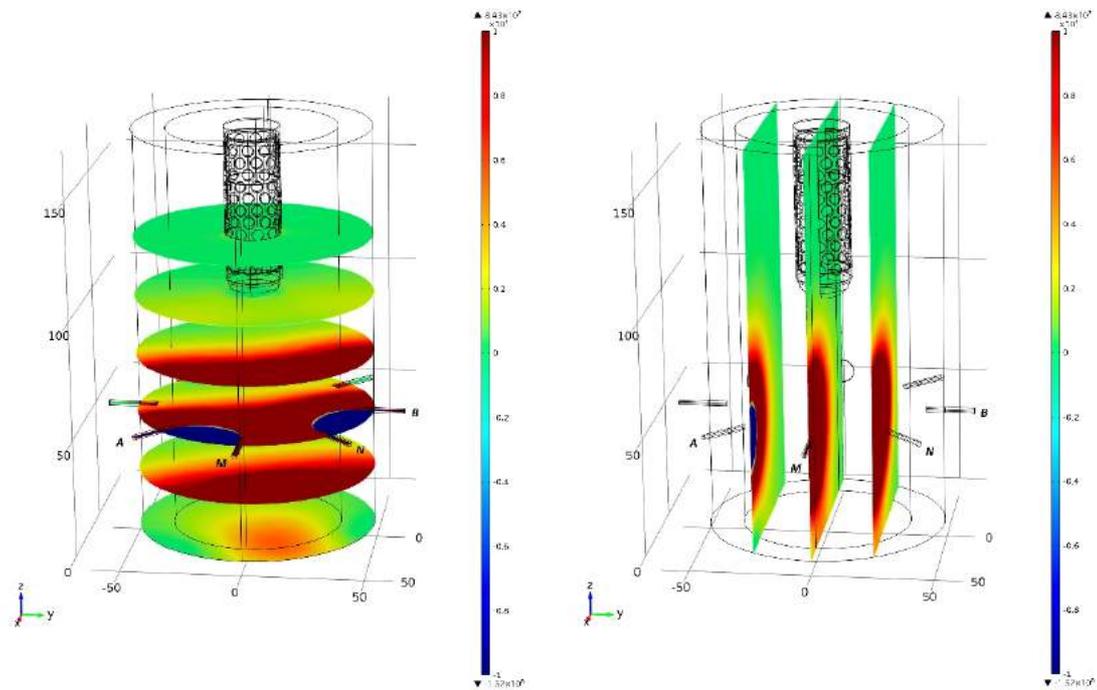


Figura 3.32. Gráficos de sensibilidad calculados para la celda conteniendo el sensor de matriz granular Watermark 2005S.

Furman *et al.* (2003, 2004 y 2007) utilizan la función de sensibilidad de un dispositivo tetrapolar definida como el cambio medido en valor absoluto de la resistividad aparente entre los electrodos de potencial, dividida por la constante geométrica y multiplicada por la intensidad de corriente aplicada, cuando se mide en un medio homogéneo y en el mismo medio alterado por la presencia de una determinada perturbación. Según Furman *et al.* (2003) la zona que produce influencia en la medida de un dispositivo concreto está determinada por el límite del percentil 90%, es decir, asumen que un 10% de las medidas (las más alejadas de los electrodos) no tendrán influencia en el valor de resistividad.

Los gráficos de sensibilidad, como el mostrado en la figura 3.32, no proporcionan información sobre las medidas, sino que simplemente nos muestra las zonas que mayor influencia ejercen en estas. Grimnes y Martinsen (2007 y 2008) definen la contribución de un determinado elemento de resistividad (ρ), a la resistencia R total [Ω] medida por un dispositivo tetrapolar como:

$$R = \int_v \rho \frac{\vec{j}' \cdot \vec{j}''}{I^2} dv \quad [3.44]$$

Esta expresión nos permite evaluar la contribución de cada uno de los diferentes elementos ajenos a las muestras de suelo, aportando una valoración cuantitativa de su efecto sobre las medidas.

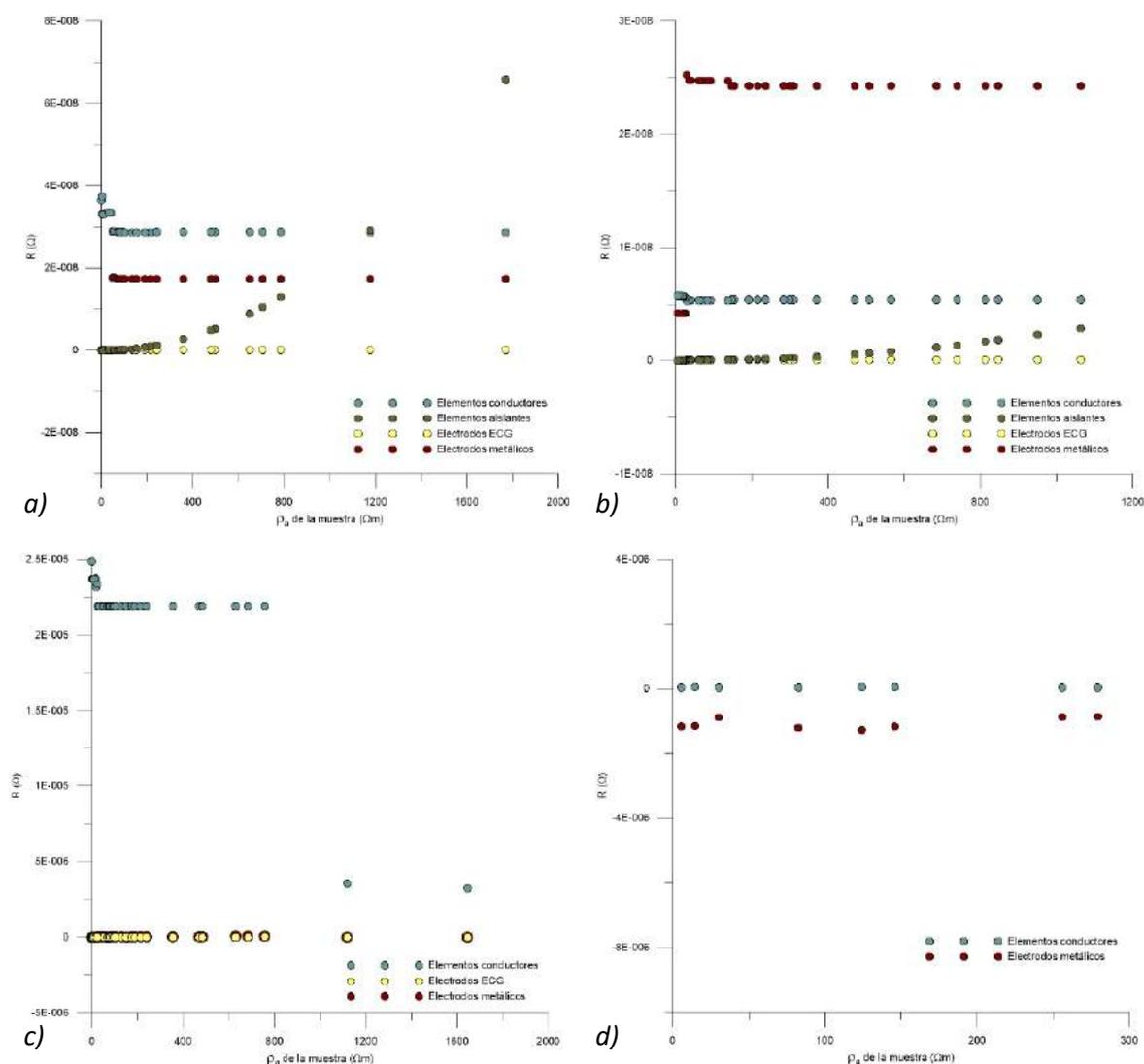


Figura 3.33. Aportación en Ω a la resistencia total medida de la muestra de los elementos ajenos a ella frente a su resistividad para: a) los sensores Watermark, b) MPS-2, c) TDR100 con varillas de 12 cm de longitud y d) TDR100 con varillas de 3'8 cm de longitud.

El resultado del estudio, realizado del modo descrito utilizando COMSOL Multiphysics, muestra (figura 3.33) que la contribución de los diferentes elementos que configuran los sensores es prácticamente despreciable en comparación con el valor medido, por lo que consideramos que la resistividad de la muestra de suelo es la que genera el valor de la resistividad medida.

Para el presente análisis, los cálculos se han realizado considerando tanto las fuentes de corriente como los electrodos de recepción puntuales, salvo para el modelo de celda de la figura 3.26.d, y

se han aplicado los mismos parámetros y consideraciones que las indicadas en apartado anterior para el cálculo de la constante geométrica del dispositivo.

3.6.4.- Resultados de las medidas de resistividad, cargabilidad y permitividad dieléctrica.

A diferencia de los estudios que relacionan humedad del suelo y resistividad, no existen muchos trabajos en los que se estudie la correspondencia entre la polarización inducida en dominio de tiempo y la humedad del suelo. Entre ellos cabe destacar los de Titov (2004), Kiberu (2002), Iliceto et al. (1982) Ogilvy y Kuzmina (1972). En el penúltimo trabajo se muestra un extenso estudio en laboratorio de la variación de la cargabilidad con el contenido de agua en muestras de sedimentos, si bien la intención principal de los autores era determinar la naturaleza de los sedimentos a partir de las medidas de polarización inducida.

La posibilidad de medir la cargabilidad al tiempo que la resistividad con la instrumentación de tomografía eléctrica, junto con lo explicado al final del apartado 3.2.2 nos ha motivado a la realización de estas medidas.

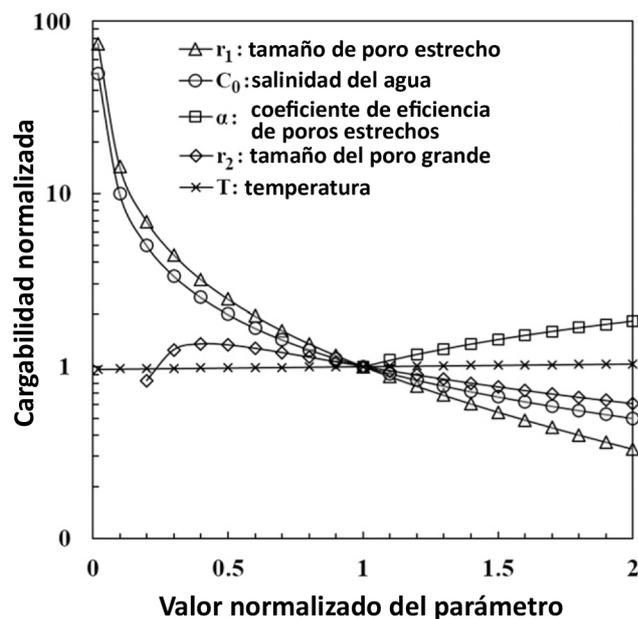


Figura 3.34.- Sensibilidad de la cargabilidad a los diferentes factores que le influyen. Modificado de Park et al., (2017).

Park et al., (2017) analizaron la influencia sobre la cargabilidad de los principales factores que contribuyen a su valor: el tamaño de los poros, la salinidad del agua que los rellena, el coeficiente de eficiencia de los poros estrechos (i. e.: la relación entre la conductividad capilar media y la conductividad de la solución) y la temperatura (figura 3.34), determinado que el factor que le

afecta principalmente es el tamaño de los poros estrechos (en realidad, la acumulación de cationes en zonas estrechas, estimuladas por el efecto de la doble capa, que dificulta el flujo de la corriente eléctrica y provoca un aumento de la cargabilidad). El segundo factor en importancia es la salinidad, la cual, al aumentar, facilita el flujo de la corriente eléctrica que, junto al incremento del espesor de la doble capa, hace disminuir la cargabilidad. Según estos autores, el resto de las variables presentan una influencia considerablemente menor.

Iliceto *et al.*, (1982) observaron que las curvas de cargabilidad-humedad de las arenas presentaba una forma característica de campana, cuyo máximo aparecía generalmente para valores de humedad comprendidos entre el 5% y el 10% (fig. 3.34.a), y demostraron que esta forma característica era consecuencia de la presencia de fracciones finas mezcladas con las arenas. Para ello realizaron medidas sobre muestras lavadas escrupulosamente eliminando la fracción inferior a 74 μm , es decir toda la fracción inferior a una arena fina (figura 3.35.b).

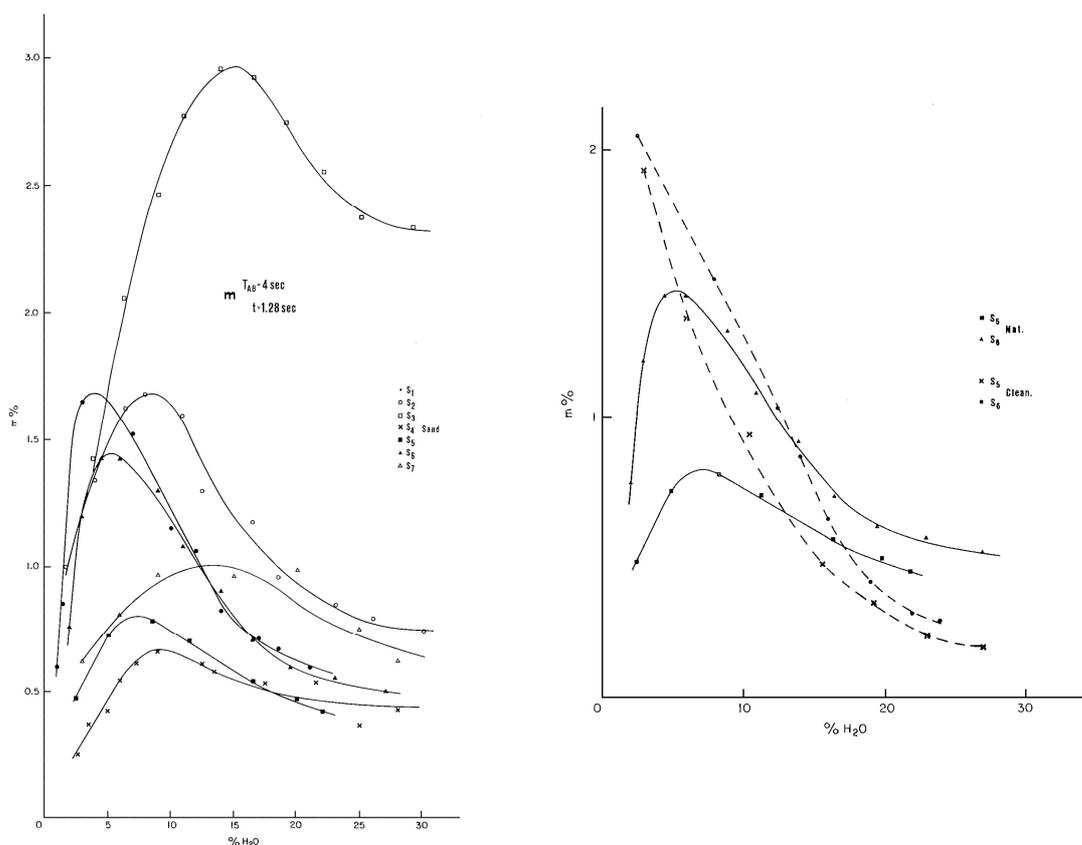


Figura 3.35. a) Forma característica de las curvas cargabilidad-humedad en arenas. b) Cargabilidad frente a contenido en agua para dos muestras de arena natural (línea continua) y eliminado la fracción inferior a 74 μm (línea discontinua). Modificado de Iliceto *et al.* (1982).

El efecto de eliminar las fracciones finas de las muestras provocó un cambio sustancial en la forma de las curvas que pueden resumirse de la siguiente manera (figura 3.35.b):

- 1) Para valores altos de humedad la cargabilidad presenta valores más bajos. Esto podría deberse a que al eliminar los finos los poros entre granos son ahora de mayor tamaño.
- 2) La pendiente de la parte ascendente de la curva aumenta considerablemente.
- 3) No se observa el descenso que da la característica forma de campana.

Un comportamiento similar fue observado por Titov *et al.*, (2004). Estos autores (figura 3.36.a) remarcaron la forma de campana de las curvas de cargabilidad-humedad en arenas, definiendo dos regiones bien diferenciadas, las cuales aparecían también definidas por el comportamiento de las medidas de resistividad (figura 3.36.b).

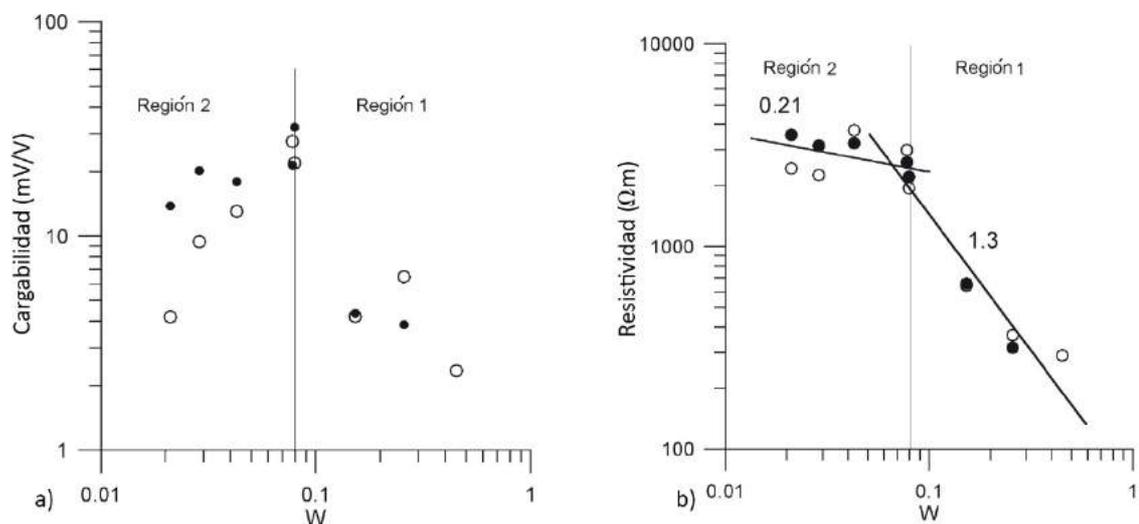


Figura 3.36. Variación de a) la cargabilidad y b) la resistividad con el contenido volumétrico de agua en una muestra de arena humedecida solamente con agua (círculos en blanco) y humedecidas con agua contaminada de queroseno (círculos negros). Modificado de Titov, *et al.* (2004).

Para estos autores, la explicación del fenómeno sería una consecuencia del propio proceso de pérdida de humedad en las arenas.

Los huecos de mayor tamaño entre granos son los primeros en drenar, quedando una lámina de agua rodeándolos, como un anillo conectado con el resto de los poros, e incrementando en consecuencia el valor de la cargabilidad hasta un máximo que se corresponde con el momento en el que todos los huecos grandes han pasado de un estado de saturación total a uno de saturación parcial. Al continuar el proceso de pérdida de humedad, el agua que rellena todos los poros tiende a convertirse en agua ligada o absorbida, implicando una disminución en el diámetro efectivo de los poros y, por tanto, de la cargabilidad.

Esta interpretación resulta coherente, pero parece en principio no ser consistente con los resultados de Iliceto *et al.* (*óp. cit.*) mostrados en la figura 3.35.b, donde, eliminar la fracción más fina de las muestras, parece indicar que la disminución continua del diámetro efectivo de los canales de agua conllevaría un incremento sostenido de la cargabilidad. Puesto que esta idea no parece lógica, cabe pensar que de haberse realizado más medidas es posible que se hubiera constatado que la eliminación de finos tendría como consecuencia un desplazamiento del valor máximo de la cargabilidad hacia la izquierda.

La justificación dada por Titov *et al.* (2004) nos hace suponer que el máximo de cargabilidad observados en suelos arenosos puede estar próximo a la capacidad de campo de las muestras, ya que describe explícitamente el estado de humedad que en ocasiones se utiliza para definir la capacidad de campo (p. ej.: Thompson y Troeh, 1978, citado por Witkowska-Walczak *et al.*, 2004)

En la tabla 3.8 se resumen las características de las muestras analizadas en este estudio. Las clases texturales indicadas en ella hacen referencia los indicadas en la figura 3.11. Se incluyen en esta tabla, además, las dimensiones de las celdas, los parámetros medidos, los tipos de electrodos de emisión y recepción, así como si se había realizado algún tamizado de las muestras.

Tabla 3.8. Relación de muestras ensayadas. Parámetros medidos: Resistividad (R), Cargabilidad (C), Potencial mátrico (P), Permitividad (Pd). Textura de la muestra PAR200SS11: Arena 88'5%, Limo, 10%, Arcillas 1'5%.

Denominación	Longitud/Diámetro (cm)	Parámetros medidos	Textura	Tamizado (mm)	Electrodos AB/MN
Celdas convencionales					
PAR	11/3.8	R-C	<i>Arena de obra</i>	0.125-0.25	Sn/CuSO ₄
MMS	11/3.8	R-C	<i>franco-arenosa</i>	6	Sn/CuSO ₄
V55C11	11/3.8	R-C	<i>franco-arenosa</i>	4	Cu/CuSO ₄
VS15C12	10/5	R-C	<i>franco-arenosa</i>	-	Sn/CuSO ₄
PSGR	10/5	R-C	<i>arcillosa-arenosa</i>	-	Sn/CuSO ₄
PSPQ	11/3.8	R-C	<i>arcillosa-arenosa</i>	-	Sn/CuSO ₄
PEDef	10/5	R-C	<i>arcillosa</i>	-	Sn/CuSO ₄
NAE1	10/5	R-C	<i>arcillosa</i>	-	Cu/CuSO ₄
NAE2CUSN	10/5	R-C	<i>arcillosa</i>	-	Sn/CuSO ₄
Celdas modificadas (fig. 3.26)					
PAR200SS11	17/10	R-C-P	<i>arenosa</i>	-	acero/Ag-AgCl acero /CuSO ₄
AE200SS11	17/10	R-P	<i>arcillosa</i>	-	acero /Ag-AgCl acero /CuSO ₄
VSMP2	17/10	R-P	<i>franco-arenosa</i>	2	Cu/CuSO ₄
AEMP2	17/10	R-C-P	<i>arcillosa</i>	-	Cu/CuSO ₄
VSTDR2011	15/10	R-C-Pd	<i>franco-arenosa</i>	8	Sn/CuSO ₄
AETDR2011	15/10	R-Pd	<i>arcillosa</i>	-	acero/CuSO ₄

Las figuras 3.37 a 3.44, 3.46 y 3.47 muestran las curvas medidas de muestras contenidas en celdas convencionales (figura 3.24) que se utilizaron para observar el comportamiento de la humedad con la resistividad y la cargabilidad con la intención de comprobar si los cambios de pendiente de esta última coincidían con los de resistividad.

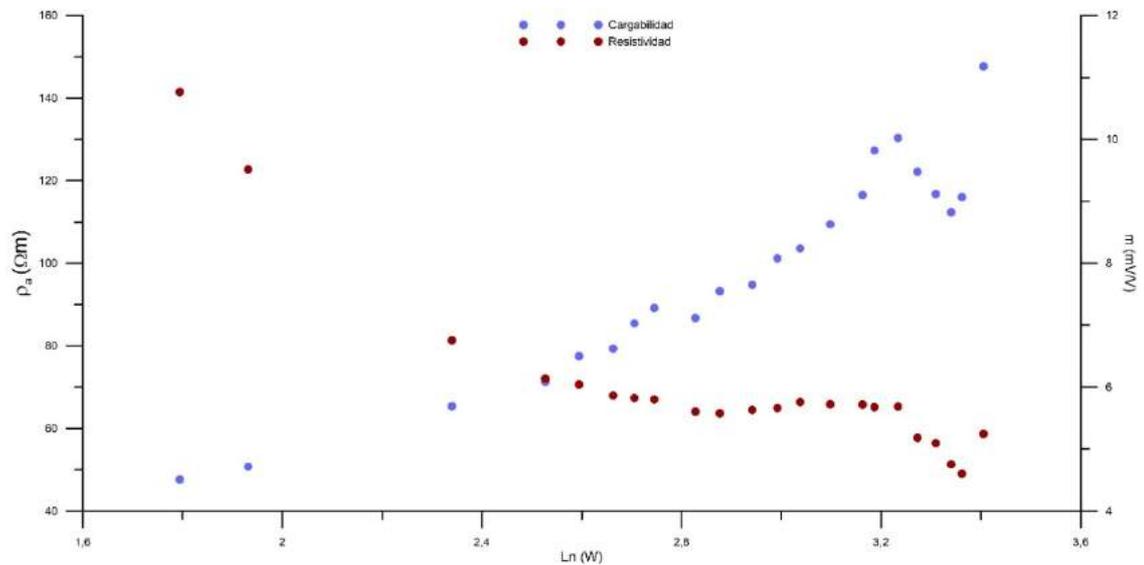


Figura 3.37. Muestra PAR. Resistividad-cargabilidad frente a $\ln(W)$ en una muestra de arena utilizada para construcción, tamizada entre 125 y 250 μm sin eliminación de finos.

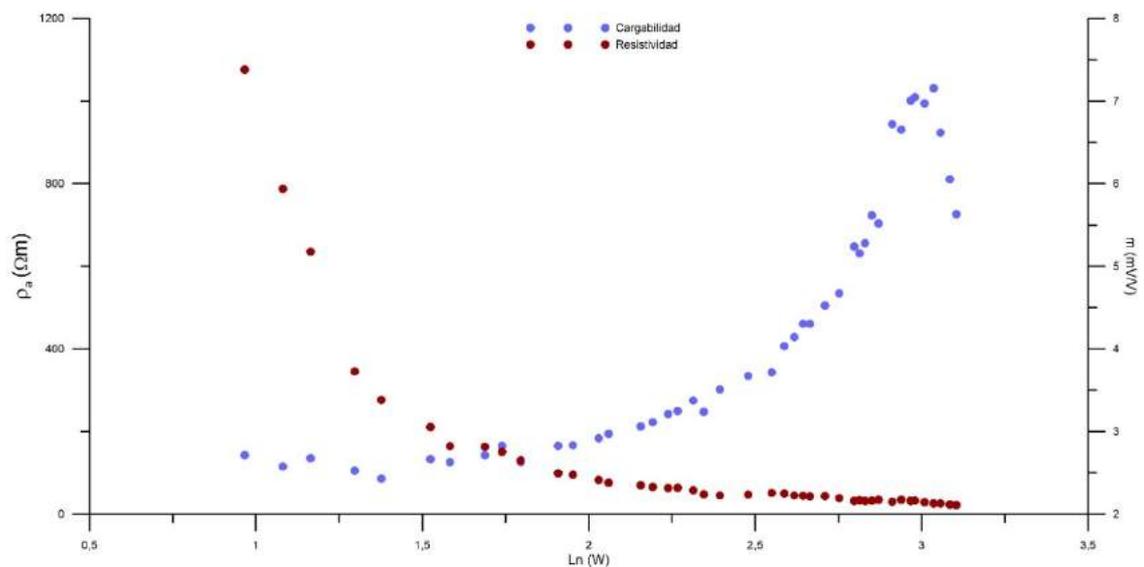


Figura 3.38. Muestra MMS. Resistividad-cargabilidad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arenosa, tamizada 600 μm sin eliminación de finos.

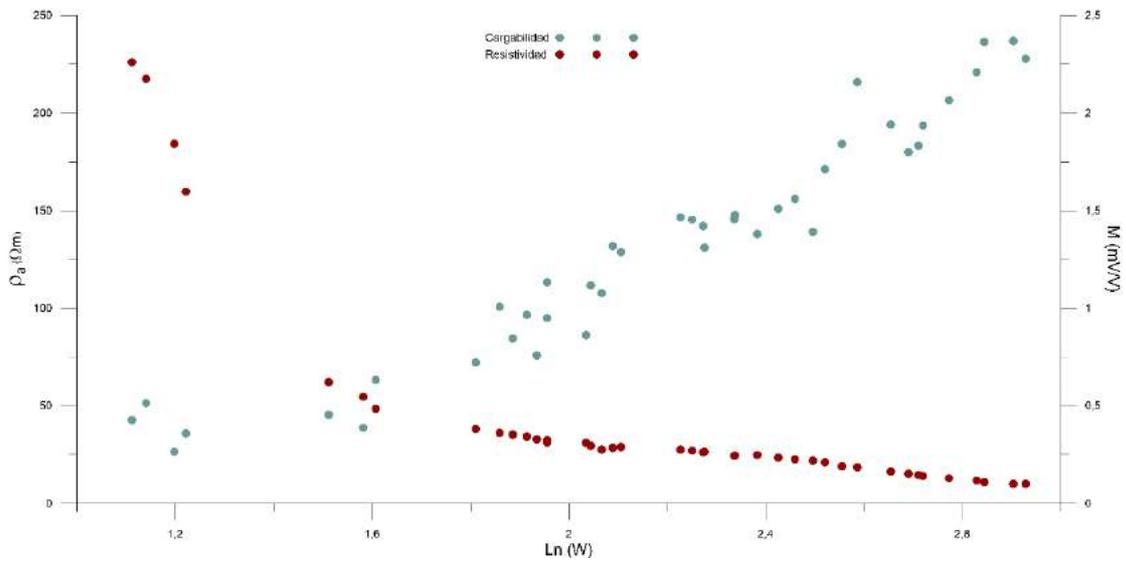


Figura 3.39. Muestra VS5C11. Resistividad-cargabilidad frente a $\text{Ln}(W)$ en una muestra de textura Textura franco-arenosa.

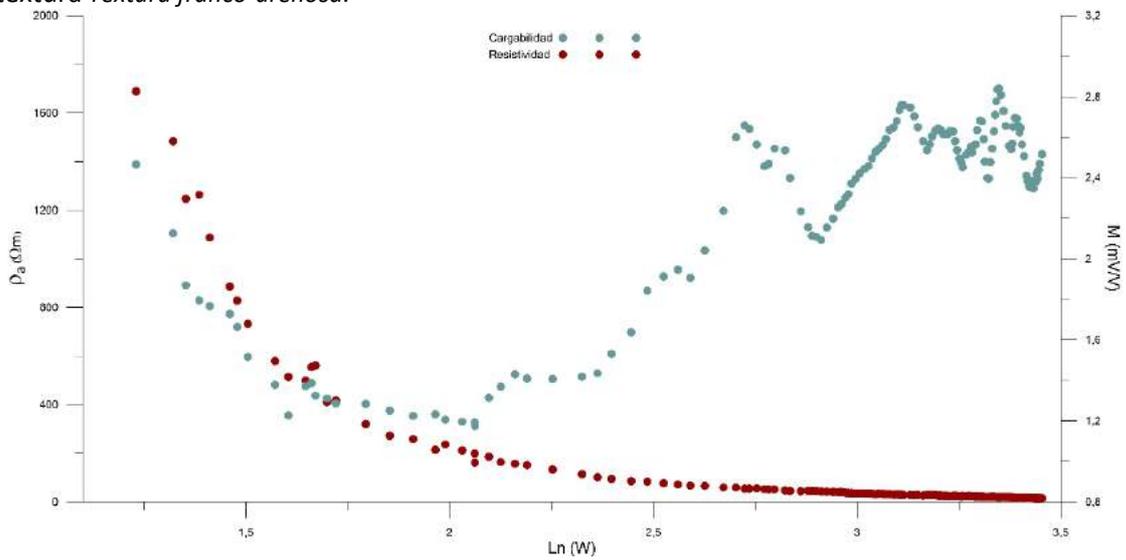


Figura 3.40. Muestra VS15C12. Resistividad-cargabilidad frente a $\text{Ln}(W)$ en una muestra de textura franco-arenosa (los datos de cargabilidad se han suavizado para mejorar su representabilidad).

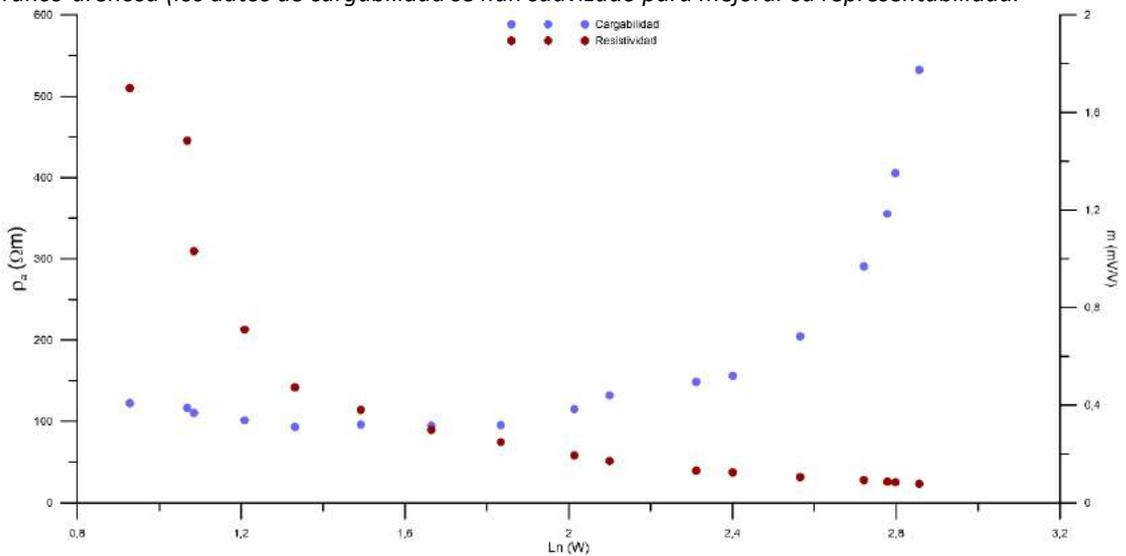


Figura 3.41. Muestra PSGR. Resistividad-cargabilidad frente a $\text{Ln}(W)$ en una muestra de textura arcillosa-arenosa.

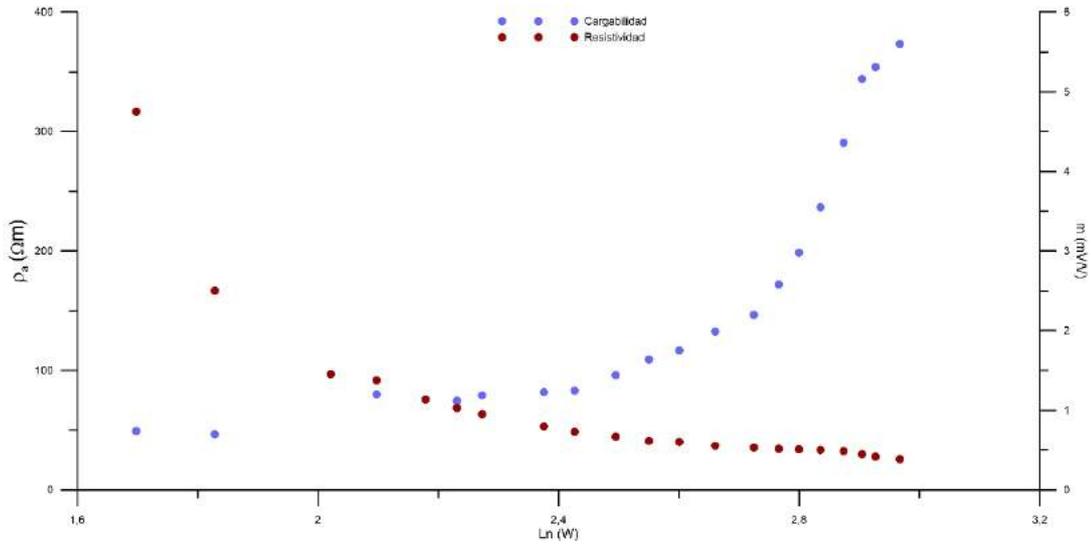


Figura 3.42. Muestra PSPQ. Resistividad-cargabilidad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arcillosa-arenosa.

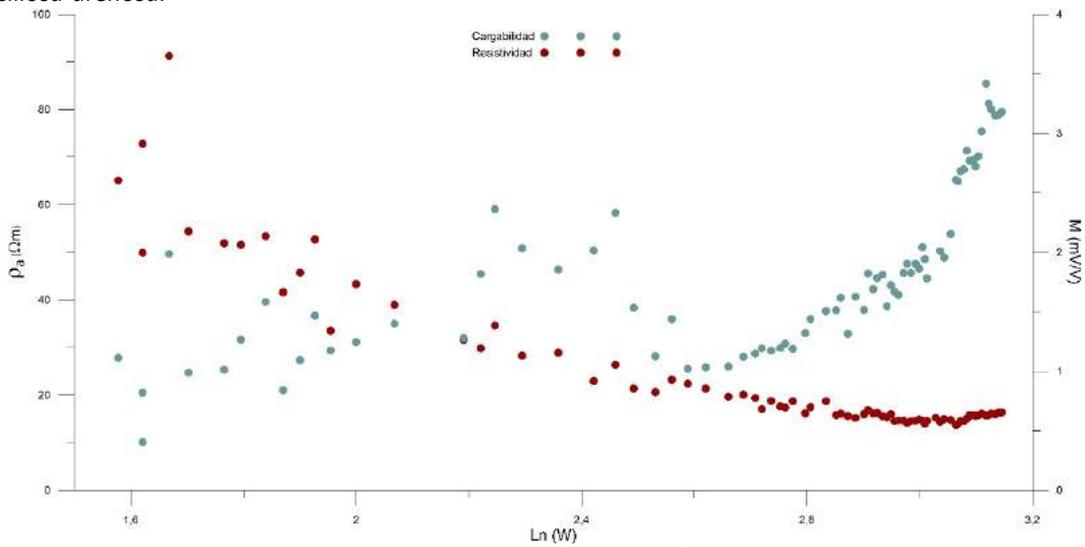


Figura 3.43. Muestra NAE1. Resistividad-cargabilidad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arcillosa.

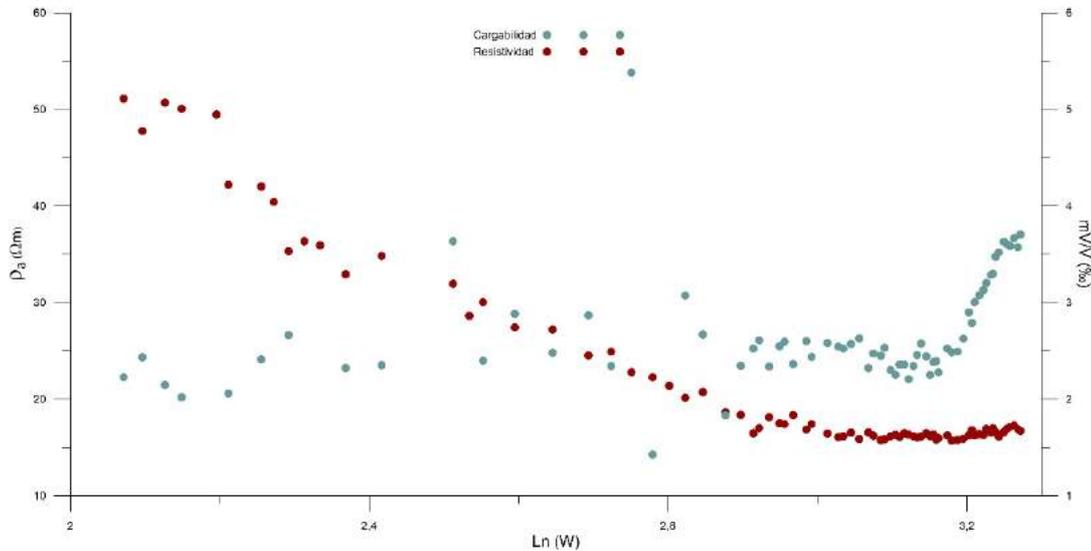


Figura 3.44 Muestra NAE2CUSN. Resistividad-cargabilidad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arcillosa.

El sensor de humedad de matriz granular Watermark se utilizó en dos muestras de textura arenosa y arcillosa respectivamente (figura 3.45). El principal inconveniente de este sensor para nuestro estudio es el escaso rango para el que está calibrado, ya que las medidas pueden realizarse solamente ente cero y 199 kPa.

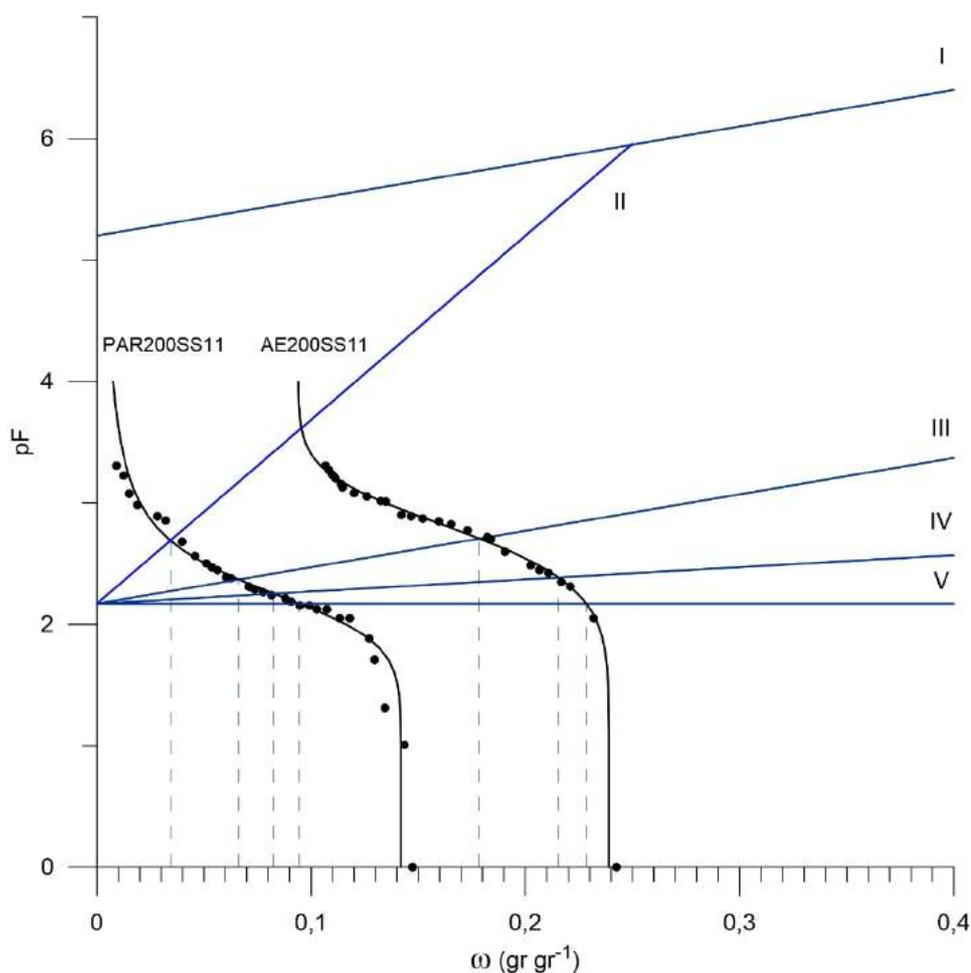


Figura 3.45. Curvas de retención succión-humedad medidas con el sensor Watermark 200SS en las muestras PAR200SS11 y AE200SS11 con indicación de los puntos críticos calculados.

Los datos de potencial se analizaron utilizando el software de ajuste no lineal “SWRC fit” (Seki, 2007) que permite comparar los ajustes de varios modelos a las medidas utilizando el AIC como estimador de la calidad relativa. En este caso se seleccionó el modelo de Fredlund y Xing (1994) ya que proporcionaba un ajuste ligeramente mejor que el de Van Genuchten. Los puntos críticos, intersección del modelo con las líneas de Voronin se determinaron, como se explicó anteriormente, utilizando el teorema del punto fijo de Banach (figura 3.45).

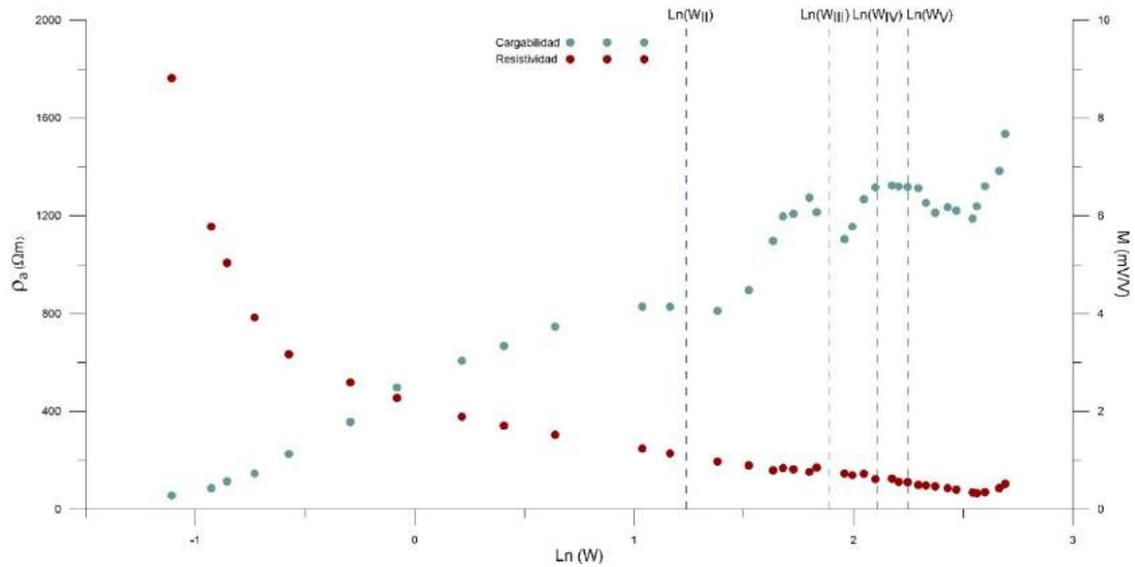


Figura 3.46. Muestra PAR200SS11. Resistividad-cargabilidad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arenosa (arena: 88'5%; limo: 10%; arcillas: 1'5%) con indicación de los puntos críticos calculados.

Los resultados de la muestra AE200SS11 se representan en la figura 3.47. La resistividad se determinó, como en la muestra PAR200SS11, como la media de los valores medidos con los electrodos de recepción de Cu-CuSO₄ y Ag-AgCl. Para esta muestra, las medidas de cargabilidad resultaron de muy baja calidad por lo que se desearon y no representan en la figura 3.47.

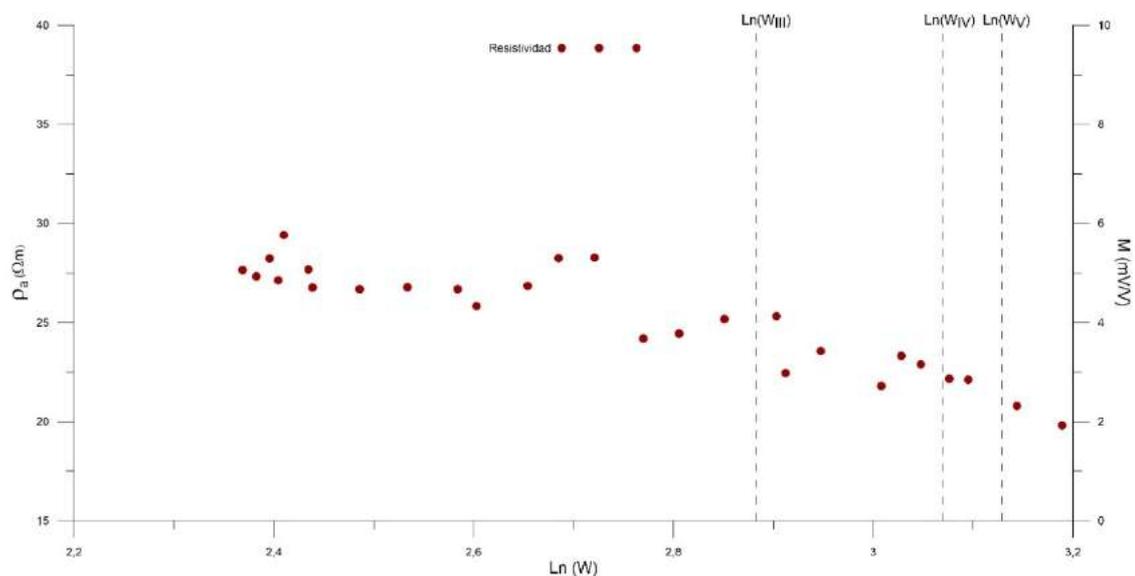


Figura 3.47. Muestra AE200SS11. Resistividad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arcillosa con indicación de los puntos críticos calculados.

Dada el escaso rango de medida de los sensores Watermark se ensayaron dos muestras utilizando el sensor de humedad MPS-2 de *Decagon Devices*, cuyo rango de medida se considera generalmente que se encuentra entre -5 a -500 kPa (1,71 a 3,71 pF), con una resolución de 0,1

kPa. Recientemente, este fabricante ha comenzado a comercializar un nuevo sensor (MPS-6), con un rango que se extiende entre la capacidad de campo hasta aire seco. En realidad, según *Decagon Devices*, el rango de medida de los dos sensores se encuentra entre -9 y -100.000 kPa (pF 1,96 a pF 6,01), siendo la diferencia entre ambos el proceso de calibración y en consecuencia la exactitud que proporcionan de las medidas, mayor para el MPS-6 que para el MPS-2.

Dos muestras (VSMPS2 y AEMPS2) se estudiaron utilizando el sensor MPS2 y celdas no convencionales (figura 3.26.b). Este sensor se utilizó con la intención de obtener valores más altos de potencial mátrico e intentar estudiar el comportamiento de las curvas en los tramos de resistividades más altas.

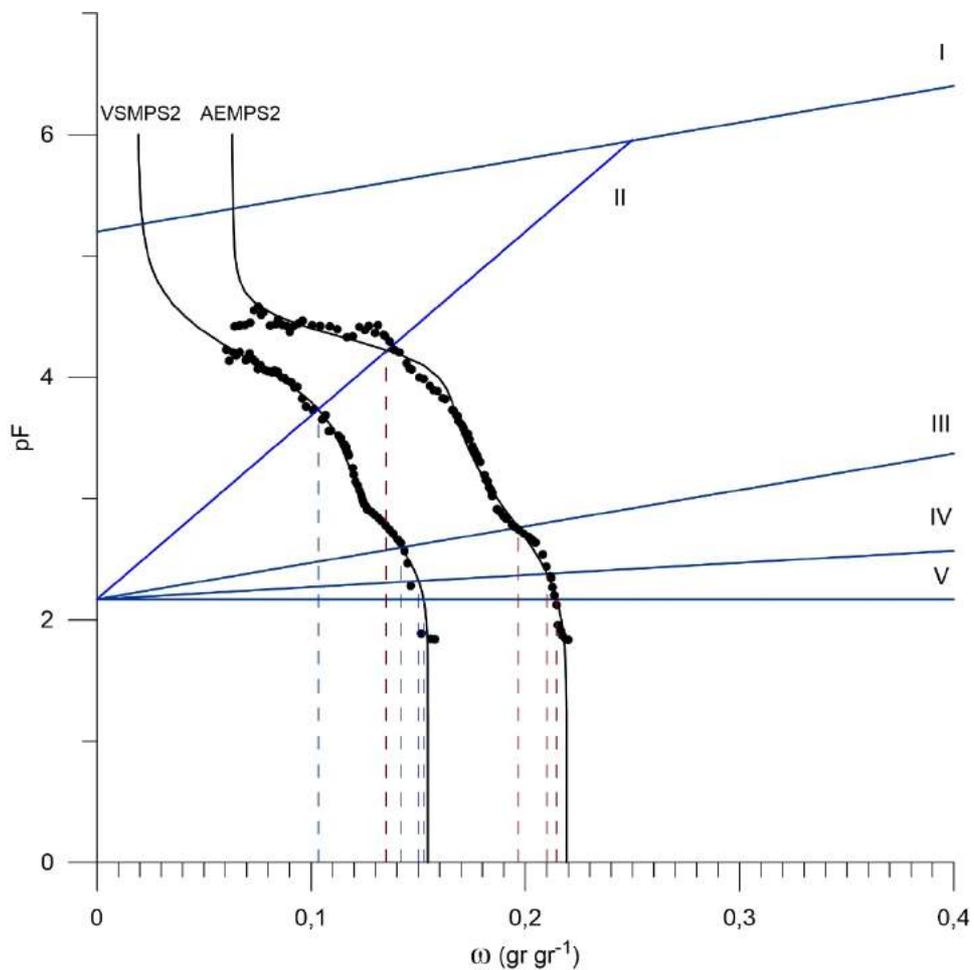


Figura 3.48. Curvas de retención succión-humedad medidas con el sensor MPS2 en las muestras VSMPS2 y AEMPS2 con indicación de los puntos críticos calculados.

Los datos se trataron de forma similar al caso anterior determinado valores máximos de -2.500 kPa. Alcanzados estos rangos, las medidas mostraban variaciones muy fuertes de la tendencia de las curvas que desaconsejaban continuar realizando lecturas (figura 3.48).

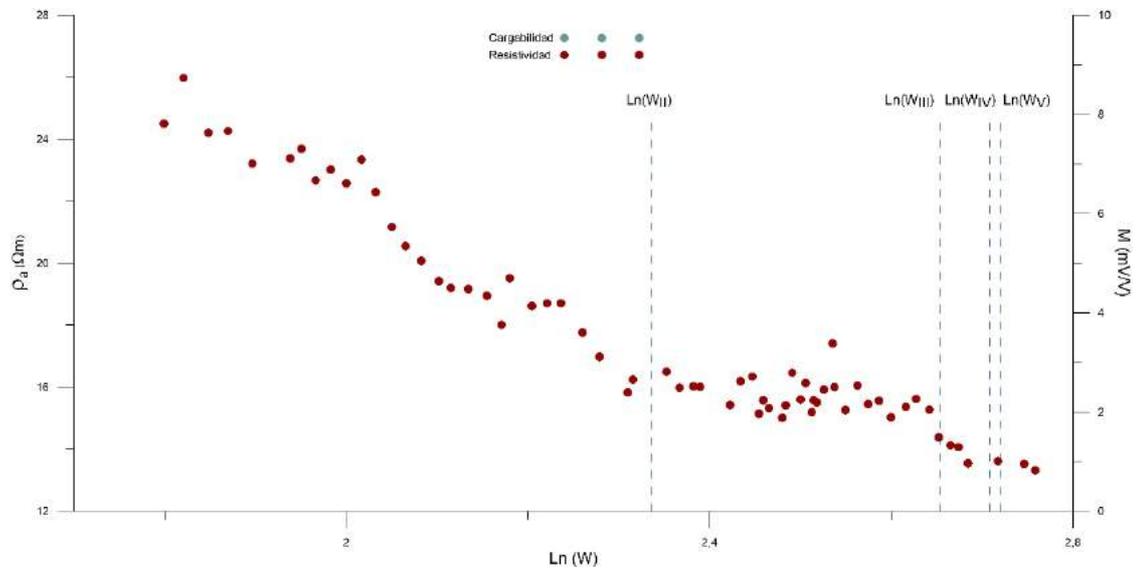


Figura 3.49. Muestra VSMP2. Resistividad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arenosa con indicación de los puntos críticos calculados.

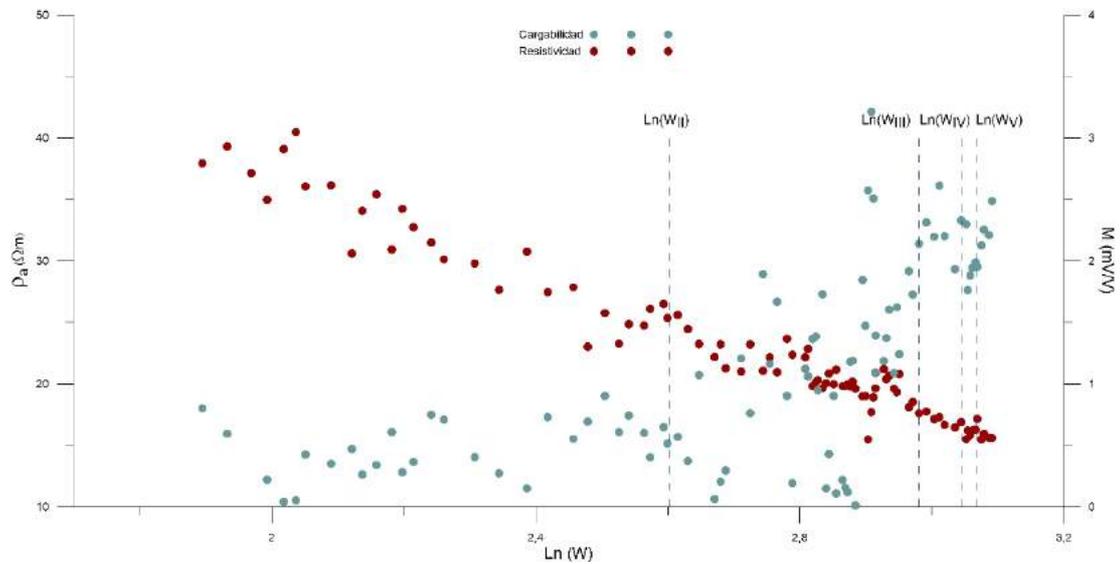


Figura 3.50. Muestra AEMPS2. Resistividad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arcillosa con indicación de los puntos críticos calculados.

Las curvas de retención de humedad (figura 3.48) se ajustaron utilizando el modelo bimodal de Durner (1994).

Las medidas de cargabilidad mostraron una gran dispersión y un comportamiento errático a diferencia de las realizadas con celdas convencionales (figura 3.50).

Por último, se estudiaron las muestras VSTDR2011 y AETDR100 equipadas con las sondas del WCR TDR100 de 12 y 3.8 centímetros de longitud, empleando celdas como las representadas en las figuras 3.26 c y d respectivamente.

Wang y Schmugge (1980) señalan que, en todos los suelos, en función de su textura, la permitividad se incrementa lentamente con la humedad hasta alcanzar un determinado valor, a partir del cual, este incremento se acentúa considerablemente. Según estos autores, dicho punto de transición está estrechamente relacionado con el punto de marchitez permanente y puede determinarse por la relación:

$$W_t = 0.49WP + 0.165 \quad [3.45]$$

Donde W_t corresponde con el contenido en humedad donde se produce la transición y WP es el punto de marchitez permanente (cm^3/cm^3), el cual determinan por la ecuación:

$$WP = 0.06774 - 0.00064 Sa + 0.00478 Ca \quad [3.46]$$

siendo Sa y Ca los porcentajes de arenas y arcillas de la textura del suelo en cuestión.

Otros autores (Miyamoto *et al.* 2003; Blonquist *et al.*, 2006) apuntan a que el punto de transición puede corresponderse con la meseta de las SWCC bimodales, el cual representa aquel donde todos los poros inter-agregados están rellenos de aire y todos los poros intra-agregados están completamente saturados de agua (figura 3.6).

Puesto que los WCR son equipos que en realidad miden la permitividad del suelo, se consideró la posibilidad de utilizar esta instrumentación para comprobar si los cambios de pendiente de las curvas humedad-resistividad, que se observan claramente en las zonas de valores más altos de resistividad, podrían aparecer reflejados las curvas de permitividad humedad.

Las curvas resistividad-humedad se analizaron como se ha explicado en apartados anteriores con el fin de localizar dónde se producen los cambios en los ajustes lineales de cada tramo. Los resultados de este estudio se muestran en las figuras 3.51 y 3.52. En ellas, la línea discontinua representa la posición del punto donde se produce el cambio de pendiente de las rectas, y el área gris alrededor de ellas indica la zona donde, con una probabilidad de 95%, se encuentra dicho punto.

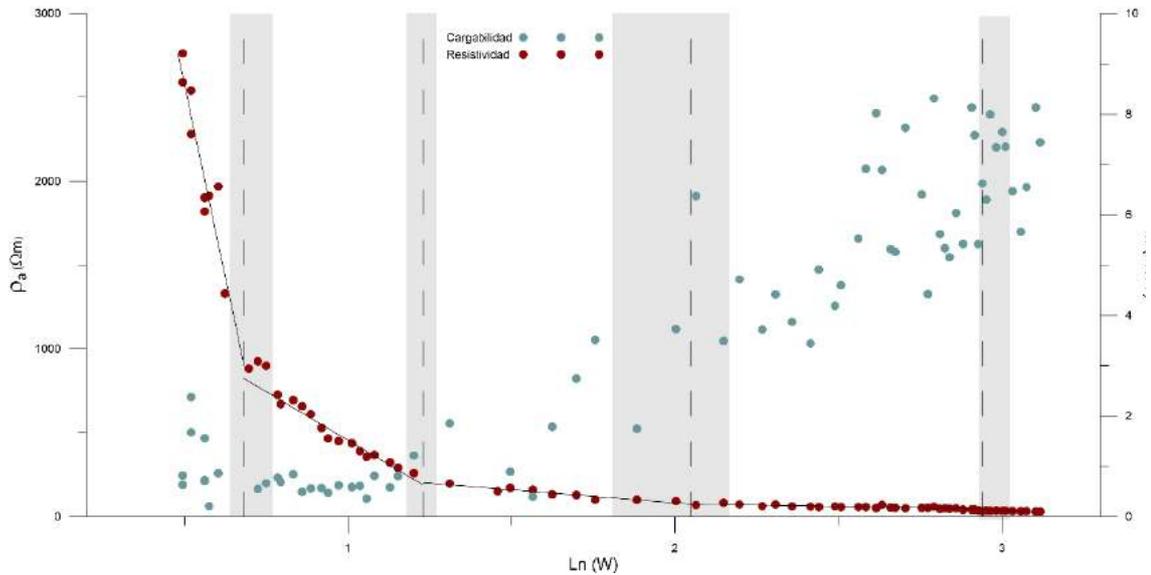


Figura 3.51. Muestra VSTDR2011. Resistividad y cargabilidad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arenosa.

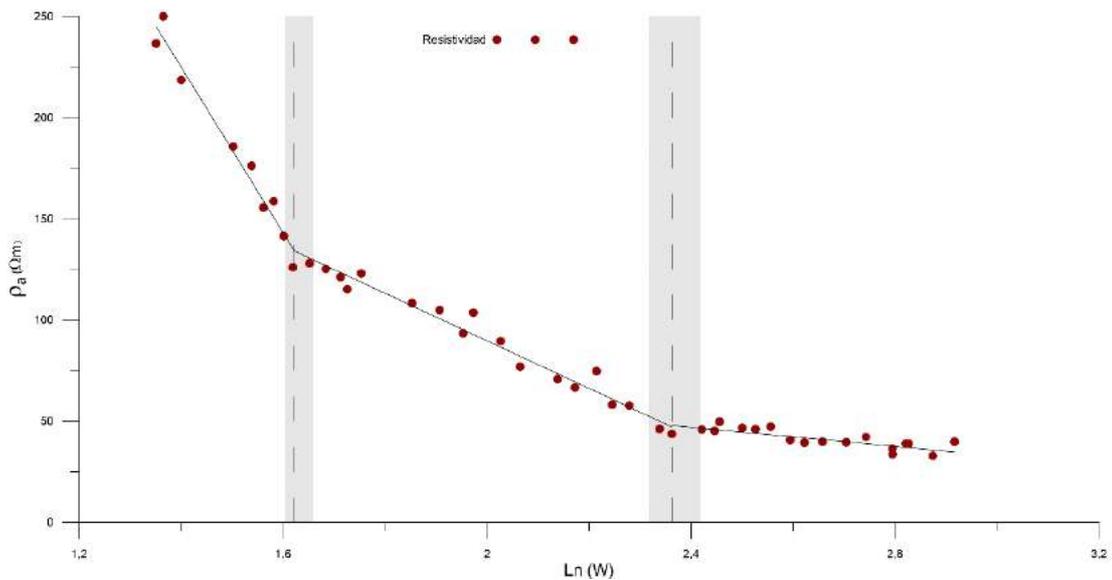


Figura 3.52. Muestra AETDR2011. Resistividad frente a $\ln(W)$ en una muestra de textura arcillosa.

La permitividad es un parámetro complejo cuya parte real representa la energía eléctrica almacenada y su parte imaginaria la energía disipada durante el viaje de la onda, de modo que permitividad aparente incorpora tanto la contribución de la relajación dieléctrica y la conductividad.

La componente debida a la relajación (ϵ''_{rel}) es relativamente pequeña y puede asumirse que es aproximadamente nula sin una pérdida importante de precisión (Chen *et al.*, 2007). Sin embargo,

puesto que las muestras van modificando continuamente la resistividad al mismo tiempo que pierden humedad, para poder realizar el estudio es necesario aislar la componente real de la permitividad, para lo cual aplicamos la expresión 3.25, donde la conductividad efectiva (σ_e) viene dada por:

$$\sigma_e = \varepsilon_0 \varepsilon_{rel}'' \omega + \sigma_{cd} \quad [3.46]$$

Los WCR operan generalmente en frecuencias mucho más bajas que los TDR (29.5 MHz en nuestro caso) siendo más sensibles a las variaciones de temperatura (Seyfried and Murdock, 2001). Además, como se deduce de las ecuaciones 3.25 y 3.46, la conductividad también tiene una influencia mayor en la parte imaginaria de la permitividad, mientras que en equipos que operan a altas frecuencias será menos acentuada.

Previamente a la determinación de las partes real e imaginaria es necesario realizar las correcciones de temperaturas de las medidas de periodo obtenidas con el WCR. Para ello, a lo largo del proceso de toma de datos, en varias ocasiones a medida que las muestras perdían humedad, se procedió a realizar medidas de la variación del periodo con la temperatura, de las cuales se obtuvieron las ecuaciones que nos permitirían realizar las correcciones de temperatura como se explica en el apartado 3.5.3.

Los valores calculados de la componente real e imaginaria de la permitividad para las muestras de textura arenosa VSTDR100 y arcillosa AETDR100 se representan en la figura 3.53. En esta misma figura se han indicado los puntos donde se han calculado los cambios de pendiente en las medidas de resistividad para esas mismas muestras (figuras 3.51 y 3.52 respectivamente).

La figura 3.53.a muestra un claro cambio de comportamiento de la componente real de la permitividad en la zona de mayor humedad coincidente con un cambio estimado para la resistividad (figura 3.51). Sin embargo, los cambios que quedan mejor representados en la figura 3.51 no parecen tener una equivalencia en la figura 3.53.a.

Tampoco podemos afirmar que exista una correspondencia evidente entre los cambios detectados en la figura 3.52 y las curvas de la 3.53.b., por lo que debemos concluir que estos ensayos no han proporcionado los resultados que se esperaban en lo referente a los postulados de Pozdnyakova y Pozdnyakov *et al.*

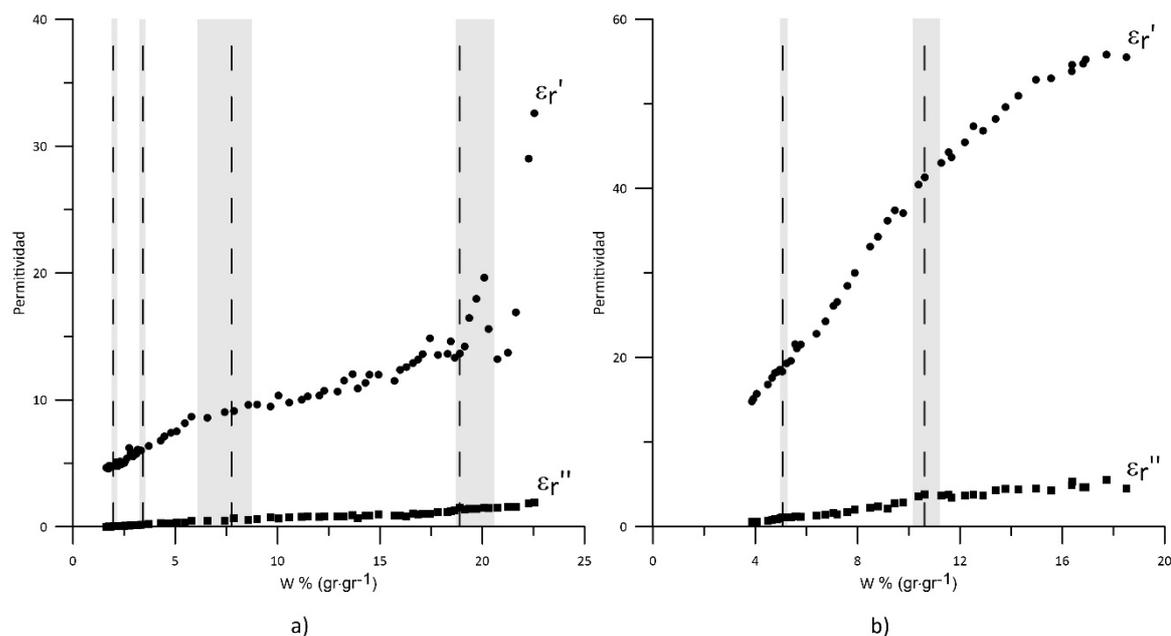


Figura 3.53. Relaciones de las componentes real e imaginaria de la permitividad frente a la humedad gravimétrica para las muestras: a) VSTDR100 y b) AETDR100.

Las medidas de cargabilidad realizadas sobre celdas cilíndricas modificadas, a diferencia de las de resistividad, presentan con frecuencia un comportamiento muy disperso. Sin embargo, las tomadas en celdas convencionales, sobre todo cuando se efectuaron con una densidad de medida muy elevada, muestran una clara influencia de la textura de la muestra. Cuando dicha textura presenta un contenido alto en arcillas, en las zonas de mayor humedad manifiestan solamente un cambio de pendiente (figuras 3.41, 3.42, 3.43 y 3.44), mientras que cuando el contenido en arcillas es bajo, comúnmente presentan la consabida forma de campana (figuras 3.37 y 3.38) o una secuencia de máximos y mínimos (figuras 3.39, 3.40 y 3.46).

Dada la importancia del tamaño de los poros en el fenómeno de polarización inducida, un estudio porosimétrico de las muestras permitiría realizar un análisis de este comportamiento.

Por otro lado, y aunque sería necesario ampliar los estudios de permitividad sobre muestras de suelo, los resultados son más acordes con las propuestas de Miyamoto *et al.* y Blonquist *et al.* que con las de Wang y Schmutge previamente mencionadas.

4.- Ensayos de Tomografía Eléctrica en laboratorio y detección de contornos con precisión sub-píxel en las secciones de resistividad.

4.1. Introducción.

En comparación con otras técnicas de irrigación, el riego por goteo ofrece mejores rendimientos, requiere menos agua y disminuye costos, ya que permite humedecer con precisión solo la zona necesaria y aplicarlo con un alto grado de uniformidad a bajos niveles de flujo, reduciendo la escorrentía superficial y la percolación. Esto hace que dichos sistemas sean potencialmente mucho más eficientes que otros métodos de riego y que su empleo conlleve un ahorro significativo de agua (Elmaloglou y Diamantopoulos, 2010).

En microirrigación, disponer de información fiable sobre las dimensiones de la zona humedecida bajo los emisores permite determinar el flujo y número de emisores óptimo en el diseño del sistema, disminuyendo costes en equipamiento y permitiendo un uso más eficiente del agua y los fertilizantes (Malek y Peters, 2011), además, como afirman Gispert, *et al.* (2017), *“el volumen de suelo mojado es la variable más importante tanto en el diseño como en el posterior manejo del riego localizado, puesto que es el principal factor que determina la distribución de raíces”*.

La zona humedecida bajo una fuente puntual donde se aplica el riego por goteo adopta una forma elipsoidal (Zur,1996), siendo el radio y la profundidad de la zona humedecida los principales parámetros que la definen (Dasberg y Or, 1999).

Bodman y Colman (1944) estudiaron en laboratorio el proceso de humedecimiento de un suelo homogéneo y crearon un modelo empírico dividiendo la distribución de la humedad que se originaba en cuatro zonas diferenciadas (figura 4.1):

- a) Zona de saturación y transición.
- b) Zona de transmisión.
- c) Zona de humedecimiento.
- d) Frente húmedo.

Durante el periodo de riego en un suelo homogéneo, se forma en su superficie una zona de encharcamiento a partir de la cual se produce el proceso de infiltración. Inmediatamente por debajo del área encharcada se encuentra una zona completamente saturada que no cambia en el tiempo, seguida de una zona de humedad uniforme denominada de transmisión, con un contenido de humedad ligeramente superior a la capacidad de campo y cuyo espesor se incrementa con la duración de la infiltración. Entre esta región y el frente húmedo (límite brusco entre el suelo húmedo y seco) se encuentra la zona de humedecimiento, con un contenido en humedad que disminuye desde la zona de transición y el frente húmedo, pero en la que se incrementa la humedad a medida que avanza el agua con la profundidad.

Al desaparecer el aporte de agua superficial, esta continuará redistribuyéndose en el suelo y el frente de humedecimiento seguirá avanzando hasta que el contenido de agua en toda la zona humedecida sea igual a la capacidad de campo. Cuando esto ocurre, el movimiento del agua se vuelve extremadamente lento y se detiene. Es decir, el agua que se infiltra en el suelo durante el riego llega hasta la profundidad en la que la suma de agua aportada más la humedad que ya poseía el suelo, alcanza la capacidad de campo.

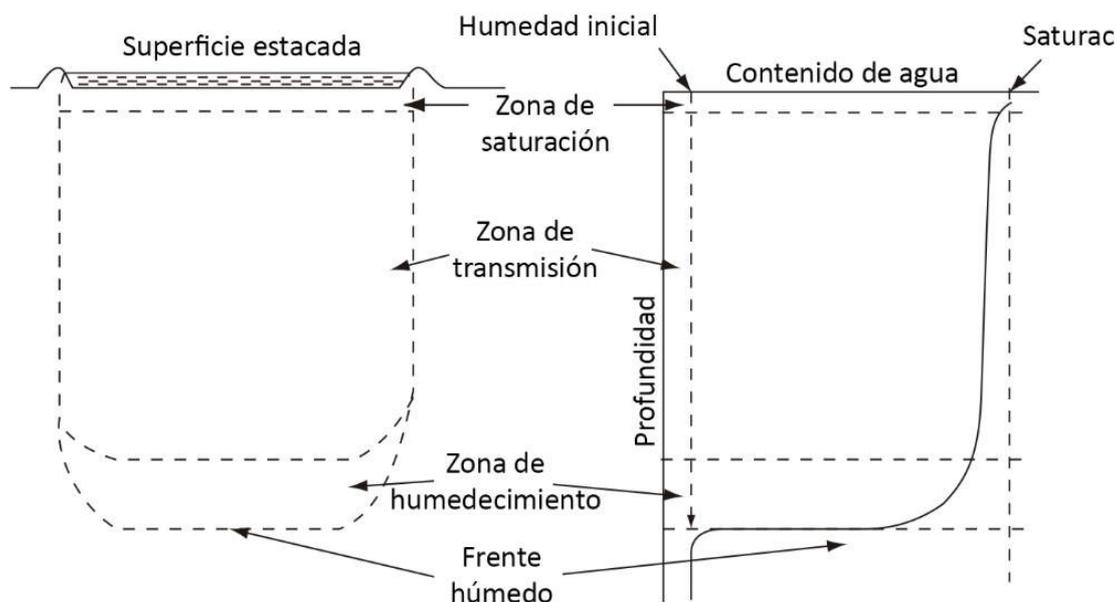


Figura 4.1. Perfil idealizado de humedecimiento del suelo durante el proceso de infiltración. Modificado de Hillel, 2003.

La evolución del bulbo húmedo en los sistemas de irrigación por goteo se estudia mediante modelización numérica (Subbaiah, 2013; Bhatnagar y Chauhan, 2008), ensayos de laboratorio (Li *et al.*, 2004; Saxena *et al.*, 2018) o ensayos de campo (Gil, 2001; Gispert, 2008).

Se acepta que la forma exacta que adquiere esta zona humedecida viene dada por la textura del suelo, la humedad inicial, el caudal del emisor, el número de emisores y el tiempo de riego. De todos estos factores, el más impredecible y que menos se puede controlar para conseguir un bulbo húmedo adecuado a las necesidades de cada caso es la textura del suelo.

Dadas las dificultades que presenta el estudio de estos sistemas está justificado un cierto grado de empirismo en su diseño (Keller y Bliesner, 1990; Losada, 2005; Elmaloglou y Diamantopoulos, 2010). Por otro lado, Thorburn *et al.* (2003) consideran que los criterios de textura y tipo de suelo tienen una pobre correlación con la zona humedecida final, y que es necesaria más información para definir las propiedades hidráulicas del suelo y conseguir sistemas de irrigación más eficientes.

A medida que aumenta el tiempo de riego (suponiendo un caudal constante) el tamaño del bulbo aumenta en profundidad, siendo generalmente el incremento de su extensión en sentido horizontal menor que en sentido vertical. La extensión horizontal del bulbo no se puede aumentar indefinidamente con el tiempo de riego ni con el caudal del emisor. En la figura 4.2 se muestra la evolución del frente húmedo en función del tiempo de riego, del caudal de emisión y la textura del suelo.

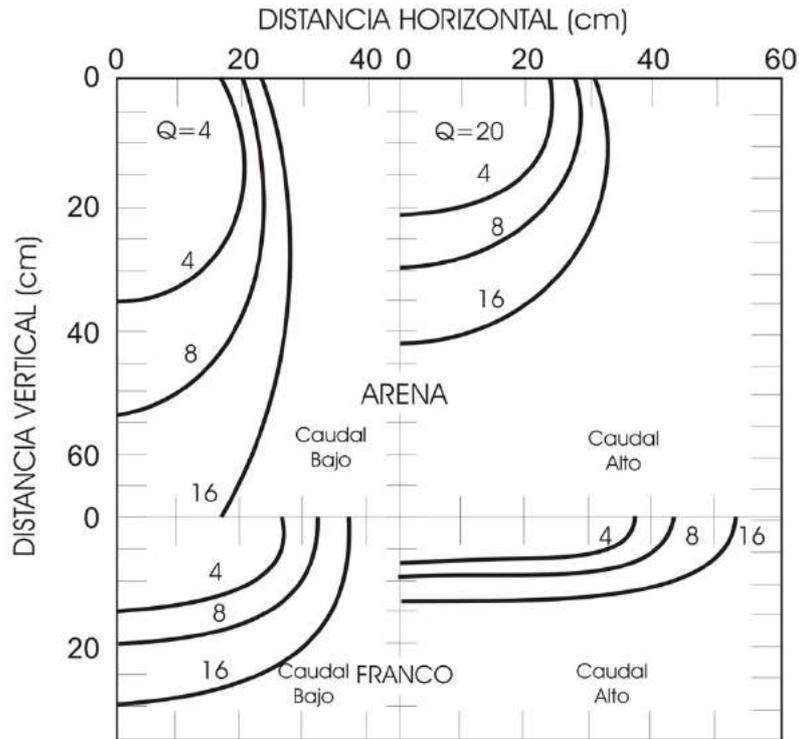


Figura 4.2.- Forma y tamaño del bulbo húmedo en función del caudal Q (l/h) del emisor y el tiempo de riego para dos tipos de suelos (Bresler, 1977). Las curvas indican la posición del frente húmedo cuando se han aportado 4, 8 y 16 litros respectivamente. Modificado de Amorós Castañer, 2000.

En lo referente sólo a la textura del suelo, es evidente que los suelos arcillosos tienen una velocidad de infiltración menor que los suelos de textura arenosa, por lo que en los primeros el charco debe ser mayor y el bulbo se extenderá más horizontalmente que en profundidad (figura 4.3). Del mismo modo, la estratificación del suelo también influirá en la forma del bulbo húmedo, al estar presentes capas de roca con diferentes propiedades hidráulicas.

Con frecuencia, la tomografía eléctrica se emplea en la localización y evolución de zonas húmedas en la zona no saturada. En estos casos, el método resulta particularmente útil ya que, como se ha comentado, el contenido de humedad y la concentración iónica del agua que rellena los poros del suelo es la principal causa de la circulación de la corriente. Estos estudios proporcionan finalmente

una imagen de la geometría, distribución de resistividades en el suelo y su evolución en el tiempo. De hecho, la bibliografía científica referida a trabajos realizados con tomografía eléctrica 2D y 3D en este ámbito es muy extensa (Baker y Moore, 1998; Al Hagrey y Micheaelsen, 2002; Srayeddin y Doussan, 2009; Kelly et al., 2011; Satriani et al., 2012; Garré et ál, 2012 y 2013; Beff et al., 2013; Cassiani et al., 2015 y 2016; Consoli et al., 2017; Michot et al., 2003; Moreno et al., 2015; Persson et al., 2015; Wehrer y Slater, 2014; Ain-Lhout et al., 2016; Hardie et al., 2018).

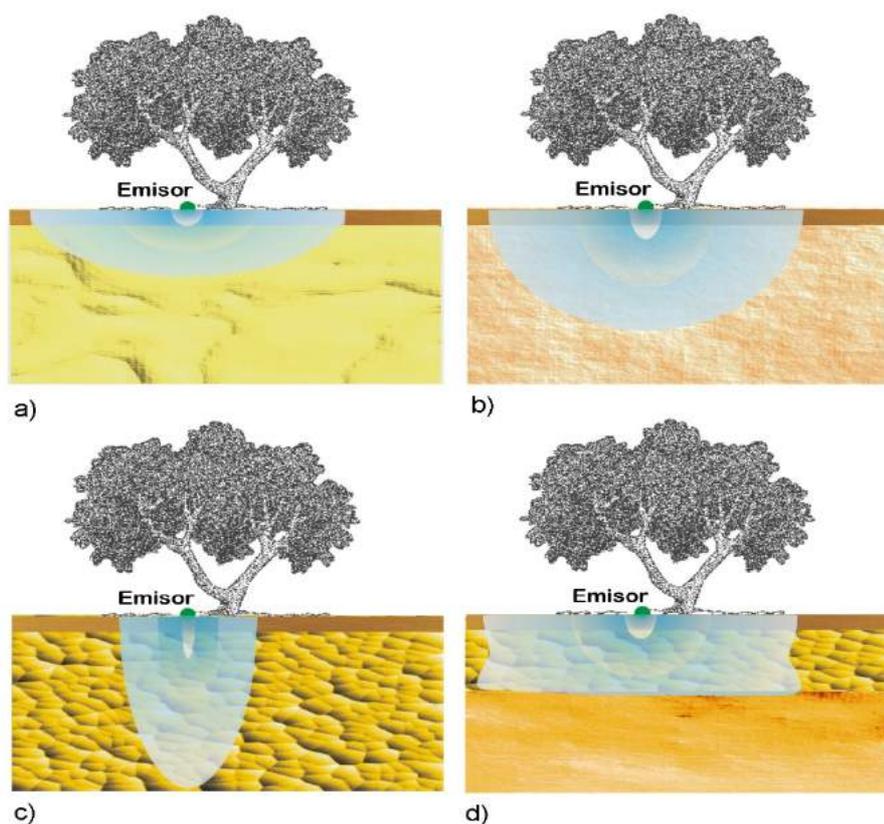


Figura 4.3. Esquema de las zonas humedecidas en función de la textura y estructura del suelo. a) Suelo de grano fino (arcilloso); b) suelo franco; c) suelo de grano grueso; d) suelo estratificado con una capa subyacente impermeable.

Cuando el objetivo de la investigación son los procesos dinámicos de la zona humedecida, los trabajos de tomografía eléctrica se ejecutan con frecuencia comparando secuencias de medidas realizadas en el mismo lugar en diferentes momentos (*time-lapse*), analizando las modificaciones de resistividad asociadas (p. ej.: Baker y Moore, 1998; Jayawickreme *et al.*, 2010).

A pesar de la copiosa labor de investigación que se viene desarrollando desde hace algunas décadas persisten limitaciones que siguen siendo objeto de estudio. Por un lado, la ya tratada en el capítulo anterior, según la cual las relaciones entre resistividad y humedad solamente puedan aplicarse mediante correlaciones locales. Por otro lado, el procesado para transformar las pseudosecciones de resistividad aparente en secciones de resistividad verdadera puede no ser

muy preciso y con frecuencia aparecen artefactos que no están relacionados con estructuras presentes en el terreno o con procesos físicos que suceden en su interior y por último, la posición de los contactos entre zonas de diferente resistividad puede ser difícil de localizar con precisión ya que los resultados del proceso de inversión muestran una transición continua. Las imágenes de tomografía eléctrica suelen mostrar una gradación más suave y de mayor extensión espacial donde en realidad existe una discontinuidad neta, por lo que las anomalías pueden extenderse a lo largo de zonas de transición. Además, en la representación de las secciones del software Res2DInv, el más difundido y utilizado en este estudio, las resistividades se representan con una distribución escalonada, mostrando solo los valores entre cada par de valores consecutivos.

Rucker (2009) modelizó y estudio la respuesta de los dispositivos dipolo-dipolo, Wenner y polo-polo en procesos de infiltración concluyendo que los dispositivos se volvían insensibles al avance del frente húmedo una vez que alcanzaba una profundidad equivalente a una, dos y al menos diez veces el espaciado interelectrónico para cada uno de los dispositivos mencionados respectivamente.

Rings y Hauck (2009) modelizaron la influencia del frente húmedo en las medidas de tomografía eléctrica para estudiar la fiabilidad de esta técnica en las distribuciones de resistividad en procesos de infiltración. Para estos autores, las inversiones que el dispositivo dipolo-dipolo proporcionaban eran más precisas que las del Wenner-Schlumberger. Así mismo observaron que en las inversiones podían coexistir zonas donde se obtienen errores de resistividad pequeños y por consiguiente hay una precisa representación del medio, con otras donde aparecen grandes artefactos.

Más recientemente, Audebert *et al.* (2014) estudiaron la posición del frente húmedo sobre modelos teóricos aplicando un análisis de conglomerados de K-medias proponiendo como solución una técnica que denominaron MICS (*Multiple Inversions and Clustering Strategy*) (figura 4.4). Estos autores fijan su atención en la influencia de los parámetros de inversión seleccionados: elección de la norma L_1 (inversión robusta) o L_2 (inversión suavizada) del modelo, relación de aplanamiento X-Z o de anisotropía, y factor de amortiguamiento λ .

Para evitar las consecuencias de una elección subjetiva del conjunto de los parámetros de inversión, Audebert *et al.*, proponen de forma similar al trabajo de Rings y Hauck (2009), la realización de un conjunto de inversiones para un mismo grupo de datos, variando los parámetros seleccionados en cada caso y descartando las inversiones que proporcionaban un error mayor, así

como las zonas de menor sensibilidad. Los valores obtenidos para cada interpretación se comparan con el modelo inicial y se dividen en dos clusters: aquellos en los que se reduce el valor de resistividad al compararlo con un modelo inicial, lo que implicaría el avance de frente húmedo, y el medio que rodea a la zona humedecida que debe mostrar una variación de la resistividad próxima a cero. Por último, comparan y agrupan todas las celdas que al 100% muestran en todas las inversiones pertenencia a un cluster que corresponde a un área de infiltración.

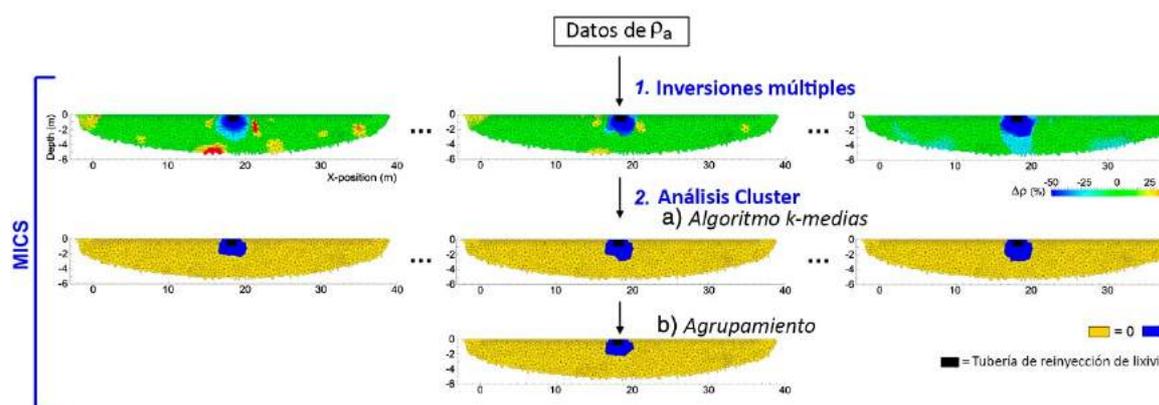


Figura 4.4. Esquema de ampliación de la técnica MICS. Modificado de Audebert et al. (2014).

Localizar con precisión la posición del frente húmedo utilizando tomografía eléctrica 2D es uno de los objetivos de este trabajo. Su posición en un instante determinado no se pueda inferir de los datos de campo y puede ser complicado a partir de los resultados de la inversión ya que, por un lado, hay una tendencia a suavizar los modelos, mientras que, por otro, la aparición de artefactos puede complicar la interpretación (Carey et al., 2017).

La segmentación de imágenes se ha aplicado en la tomografía eléctrica en varios contextos. Nguyen *et al.* (2005) tratan las secciones de resistividad verdadera como una imagen usando el algoritmo “watershed” para obtener las posiciones de los contactos de fallas con algunas limitaciones y diferentes resultados en función de la distribución de resistividades y la estructura estudiadas.

Hsu *et al.*, (2010) utilizan el método “Laplacian edge detection” para localizar el contacto entre un basamento resistivo y los sedimentos conductores suprayacentes. Para estos autores, los límites localizados con el operador laplaciano sobre las secciones de resistividad verdadera son más precisas que las curvas isorresistivas y responden bien en las zonas donde la magnitud del gradiente es alta, pudiendo aparecer también líneas cero espurias relacionadas con pequeñas magnitudes de gradiente que identifican con ruidos.

Posteriormente, Bouchedda *et al.* (2012) introducen el “Canny edge detector” en el propio proceso de inversión para obtener información estructural usando GPR y tomografía eléctrica entre sondeos (*cross-hole*) y en 2014 Zhou *et al.* proponen utilizar técnicas de procesamiento de imágenes, entre otras, para determinar las características estructurales de la zona estudiada y aplicar una estrategia de inversión guiada por imágenes para mejorar los resultados de la tomografía eléctrica.

4.2. Diseño del experimento.

Para la ejecución del ensayo se preparó e instrumentó una jardinera de la forma y dimensiones indicadas en la figura 4.5.a y 4.5.b, en la que se colocaron 24 electrodos de cobre de cuatro centímetros y medio de longitud, introducidos en el suelo 3 centímetros y separados entre sí la misma distancia, realizándose una serie de perfiles, a intervalos regulares de tiempo, a medida que se humedecía el suelo.

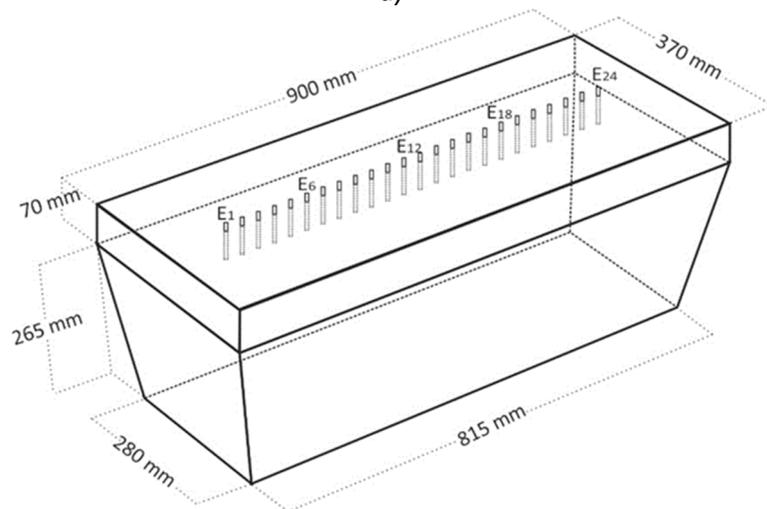
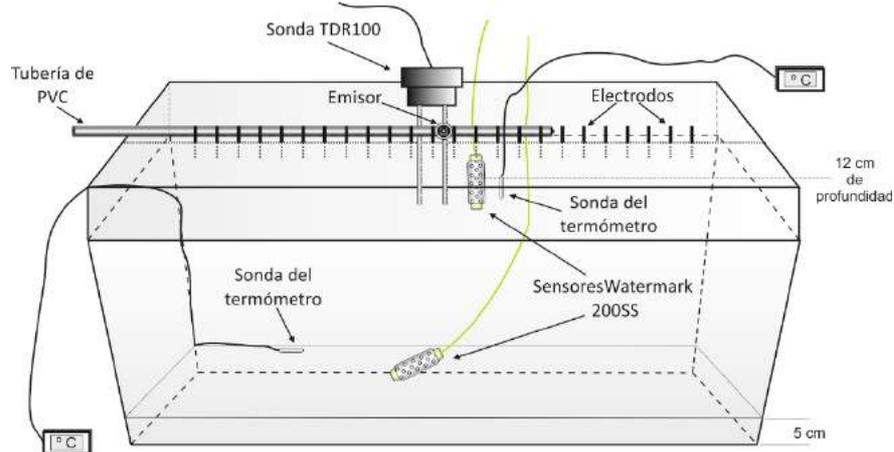


Figura 4.5. a) Esquema de la instrumentación de la jardinera utilizada en los ensayos de laboratorio. b) Dimensiones de la jardinera.

La jardinera se rellenó con un suelo de textura franco-arenosa (58% de arena, 26% de limo y 17% de arcilla), cribado con un tamiz de una luz de 16 mm y vertido en tongadas de unos 5 centímetros que se compactaron sucesivamente.

En la parte central se plantó un Olivo silvestre o acebuche (*Olea europaea* var. *sylvestris*) de pequeñas dimensiones entre cuyas raíces se encontraba un bulbo de *Mirabilis jalapa* que quedó situado bajo el electrodo número 15, y en el centro del dispositivo se instaló un gotero que proporcionaba un caudal de 4 litros/hora.

Dos termómetros controlaban la temperatura para corregir las medidas de resistividad a una temperatura de referencia de 25° C (Ma *et al.*, 2011) y a la misma altura se instalaron horizontalmente dos sensores de matriz granular para registrar la humedad, uno de ellos a doce centímetros de la superficie, en las proximidades de la zona de raíces del olivo y otro a cinco centímetros del suelo de la jardinera. También en la parte central y alejado de la línea de electrodos se situó la sonda de un WCR (*Water Content Reflectometer*) previamente calibrado para estimar los valores de permitividad del suelo.

Para estudiar las desviaciones impuestas en este ensayo del caso ideal sobre los resultados de la tomografía, se realizó una modelización utilizando el software Comsol Mutiphysics, para lo que se ha tomado una resistividad del medio de 250 Ω m y una permitividad de 8.19, valores adoptados de los resultados en la zona central de los ensayos de tomografía eléctrica registrada con el suelo seco, y de medidas con el reflectómetro en las misma zona y condiciones de humedad.

La figura 4.6 y 4.7 muestran los modelos obtenidos tras la inversión con el software Res2DInv en una primera prueba utilizando tres dispositivos diferentes (Wenner, Wenner-Schlumberger y dipolo-dipolo), tanto sobre la jardinera seca (figuras 4.6.a, b y c), como tras un breve periodo de riego de 15 minutos (equivalente a añadir 1 litro de agua) y tras cinco minutos de reposo (figuras 4.7.a, b y c). En ellas se observa en los primeros tres centímetros una zona de baja resistividad que resalta sobre el resto. Esta zona está probablemente causada por la presencia de los propios electrodos de cobre que han sido empleados, ya que se encuentran enterrados en el suelo aproximadamente tres centímetros, distancia equivalente a la que los separa. Recordemos que Rucker y Günther (2011) subrayan la importancia de la relación longitud/espaciamiento de electrodos y consideran que, a efectos prácticos, la influencia de la forma y dimensiones de los

electrodos desaparece cuando éstos penetran en el medio menos del 20% de su espaciamiento. Condiciones que como vemos se alejan mucho de las de nuestro ensayo.

Otro aspecto que llama la atención es la inclusión resistiva que aparece en las proximidades del electrodo número 15 a unos 44 centímetros del origen del perfil, la cual se corresponde con la presencia del mencionado tubérculo de don pedro (*Mirabilis jalapa*) que permaneció junto a las raíces del olivo mientras se preparaba el ensayo. En la figura 4.8 se muestra uno de estos tubérculos que fue retirado antes de comenzar las medidas. Attia al Hagrey (2006), Werban *et al.* (2008) y Satriani *et al.* (2010), entre otros, señalan que las raíces leñosas producen zonas de alta resistividad en las medidas geoeléctricas mientras que las raíces más finas son eléctrica e hidráulicamente conductivas y proporcionan anomalías eléctricas negativas, es decir, bajadas de resistividad.

Por último, los resultados muestran unos valores extremadamente altos de resistividad que parecen ser apropiados para las condiciones en las que se realizaba el ensayo. Su justificación podría deberse a que, al menos en una primera estimación, a medida que es mayor el tamaño del dispositivo, los valores de resistividad aparente deben ser superiores a los de la resistividad real, dado que los límites exteriores de la maceta actuarán como inclusiones de resistividad infinita.

Las condiciones del medio en las que se realiza cualquier medida de resistividad suelen estar idealizadas. El cálculo de esta se realiza suponiendo que el medio objeto de estudio es homogéneo e isótropo, que se extiende hasta el infinito en todas direcciones y que los electrodos de corriente y potencial utilizados en la medida son puntuales. Sin embargo, como se verá a continuación ninguna de estas condiciones se cumple en el caso particular que nos ocupa, lo que puede hacer que nuestras medidas experimentales estén influenciadas negativamente por alguno de estos efectos o por una combinación de ellos, comprometiendo las conclusiones.

Para el resto del ensayo las medidas se realizaron utilizando un dispositivo Wenner en el que se tomaron 84 datos por perfil. La elección del dispositivo se realizó por la buena relación señal ruido que presenta, el reducido número de medidas (225 para el dipolo-dipolo y 121 para el Wenner-Schlumberger) y los resultados obtenidos en la inversión (figuras 4.6 y 4.7). El número de medidas indicadas corresponden a las signadas a un diseño simple del dispositivo utilizando el software "Electre II" de Iris Instruments.

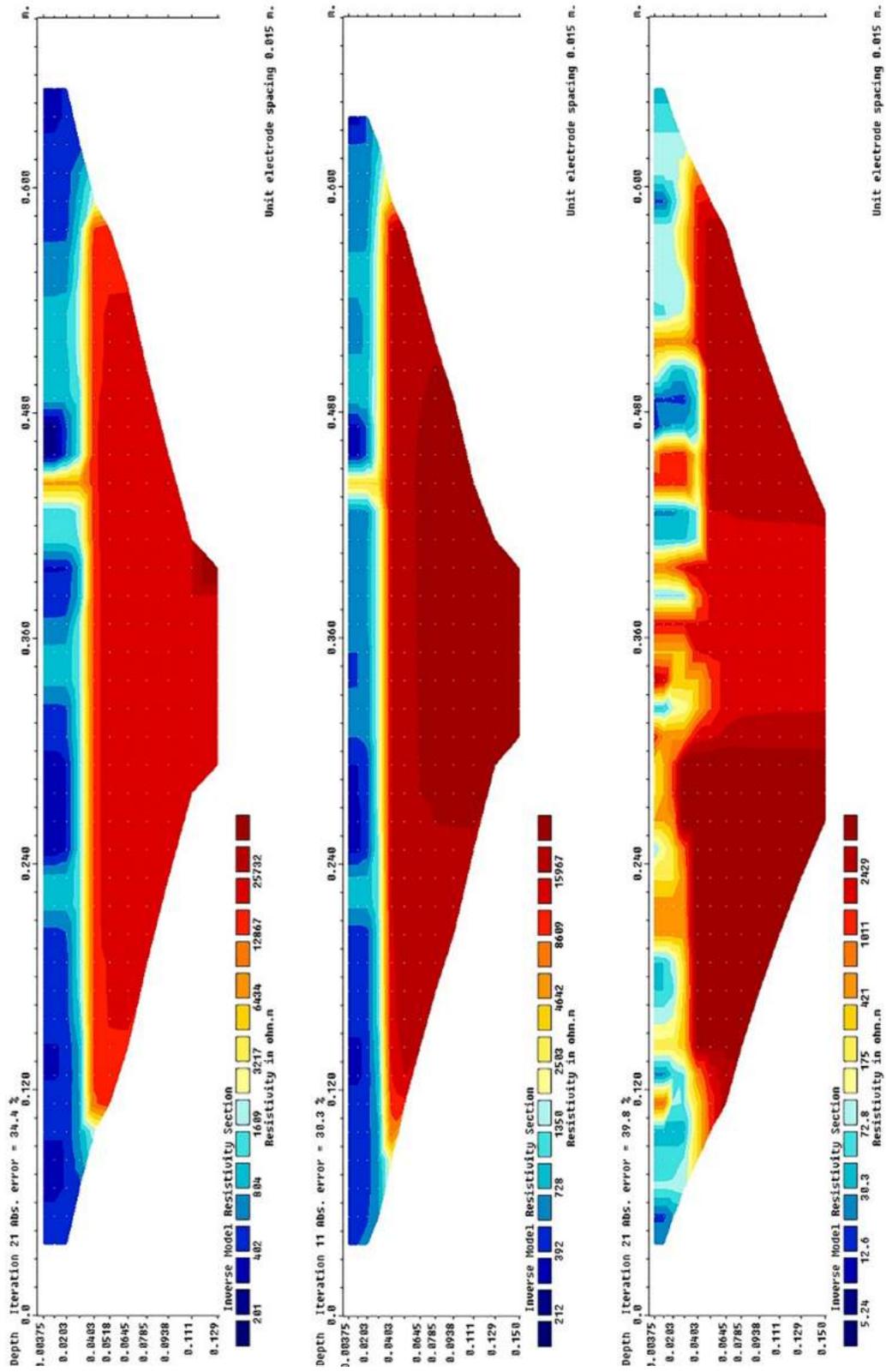


Figura 4.6. Interpretación de los perfiles realizados en la jardinera seca con los dispositivos a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger y c) Dipolo-Dipolo.

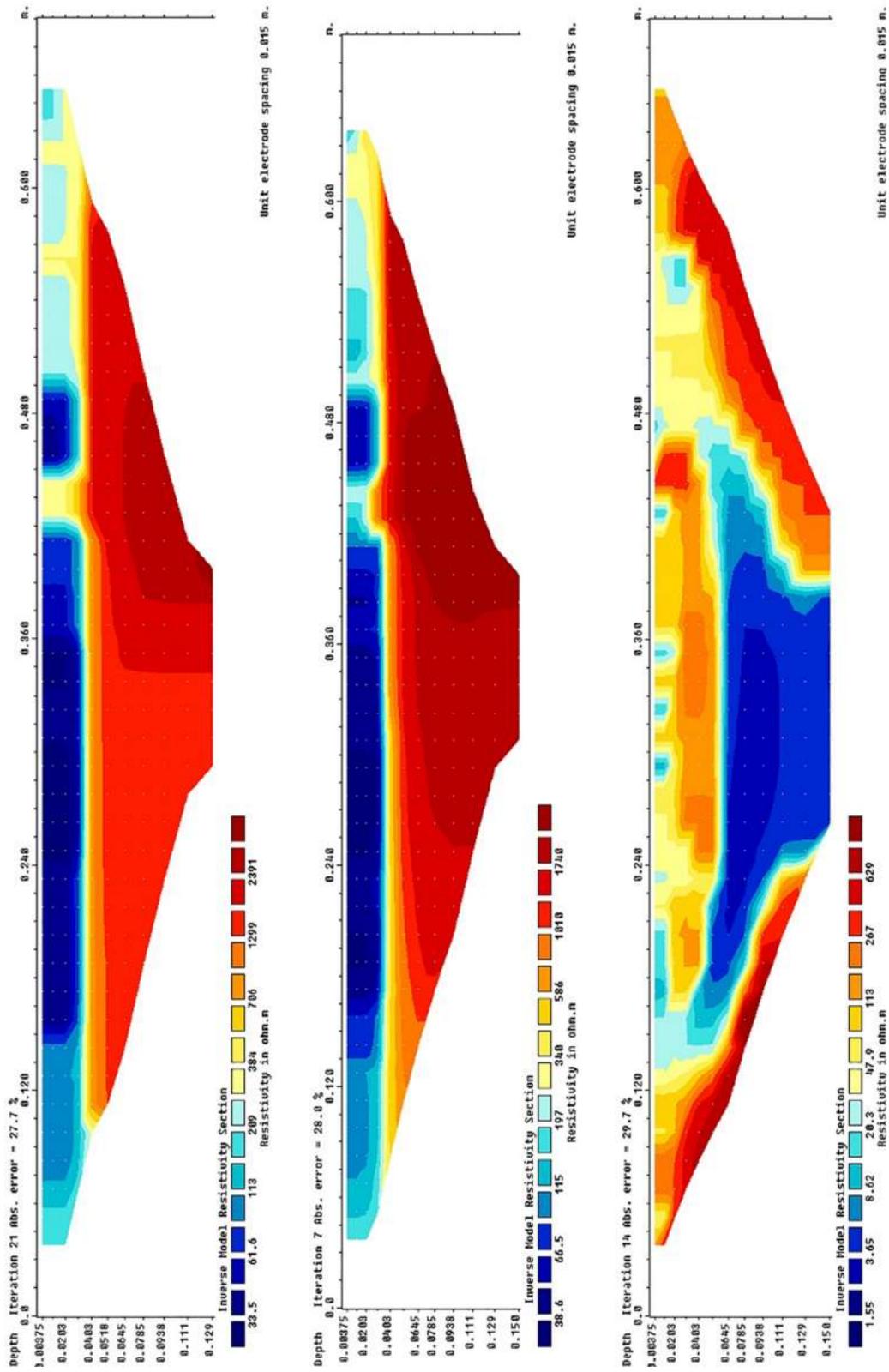


Figura 4.7. Interpretación de los perfiles realizados en laboratorio tras regar durante 15 minutos (equivalente a añadir 1 litro de agua) a) dispositivo Wenner realizado 44 minutos después de finalizar el riego, b) Wenner-Schlumberger realizado 57 minutos tras finalizar el riego y c) dispositivo Dipolo-Dipolo realizado 5 minutos después de finalizar el riego.



Figura 4.8. Tubérculo de "Mirabilis jalapa" retirado durante la preparación del ensayo de aproximadamente el mismo tamaño del que permaneció entre las raíces del olivo.

El número de medidas tomadas por perfil debería ser un acuerdo entre las dimensiones y profundidad del objetivo de la investigación y el tiempo necesario para realizar el perfil.

Se midieron 21 perfiles a intervalos regulares de tiempo sobre el mismo conjunto de electrodos. El primero antes de comenzar el riego, seis mientras se añadían 2 litros de agua durante un periodo de 30 minutos, y el resto durante un periodo de una hora después de haber cesado el riego.

A pesar de que se intentó reducir al máximo el tiempo de adquisición de datos, el proceso tenía una duración aproximada de cuatro minutos, por lo que los perfiles sucesivos se realizaron con un intervalo de cinco minutos.

4.3. Modelización teórica del experimento y cálculo de las correcciones de la constante geométrica.

Para reducir los efectos negativos que las dimensiones finitas de la jardinera y la relación dimensión-separación de los electrodos, que excede a las que podrían calificarse como apropiadas para considerar los electrodos de medida como puntuales, se estudió un modelo teórico basado en la figura 4.5.b, en el que se analizó la respuesta para un medio homogéneo de resistividades: 10, 50, 100, 150, 250, 350, 500, 750, 1000, 1250, 1500, 1750, 2000, 2300, 3000, 3500, 4000, 5000, 6000, 7500 y 10000 Ωm .

Determinado el potencial para cada electrodo según la secuencia de medida realizada en los ensayos (ver Anexo IV), se calculó para cada tetraelectrodo una nueva constante geométrica (K') dividiendo el valor de la resistividad asignada al modelo por la resistencia calculada ($\Delta V/I$).

Resulta evidente que de no existir ningún efecto adverso que influya en las medidas y al referirnos a un medio isótropo y homogéneo, el resultado final de multiplicar la resistencia teórica calculada en el modelo por el valor apropiado de la constante geométrica proporcionará el valor real de la resistividad en lugar de una resistividad aparente.

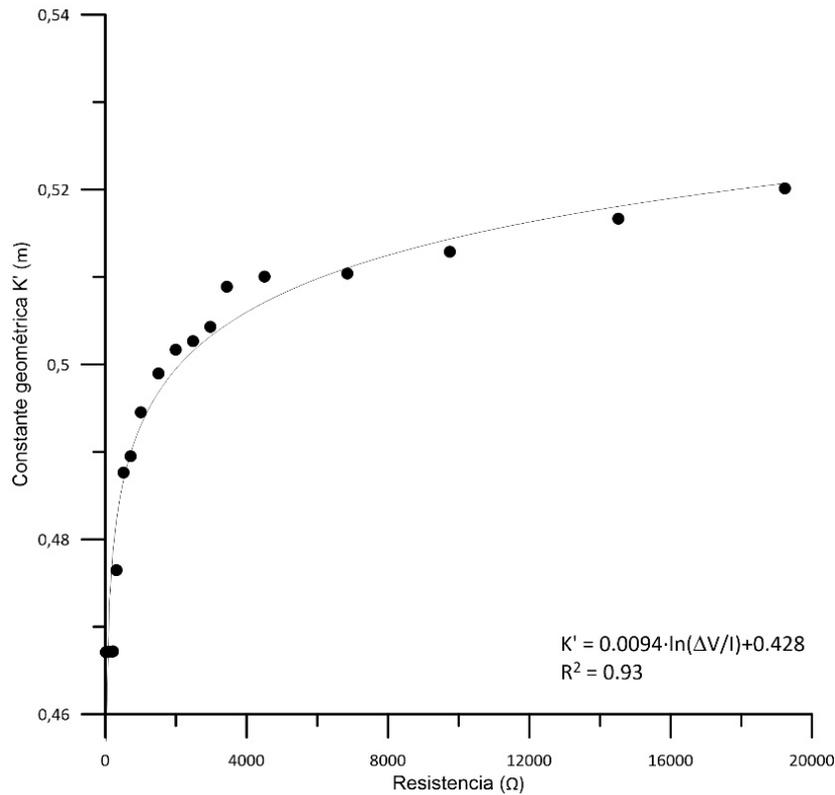


Figura 4.9. Relación entre la constante geométrica y la resistencia del medio para los electrodos de emisión A=1, B=22 y de recepción M=8, N=15 (nivel de investigación n=7).

Un ajuste logarítmico por mínimos cuadrados utilizando una expresión de la forma (figura 4.9):

$$K' = a \ln\left(\frac{\Delta V}{I}\right) + b \quad [4.1]$$

entre la resistencia y la constante geométrica estimada para cada modelo permitió obtener en cada posición de medida los coeficientes a y b en la expresión 4.1, cuyos valores aparecen recopilados en el Anexo IV (Secuencia de medida y coeficientes de corrección calculados para estimar K').

De este modo, para cada posición de medida se recalcula una nueva constante geométrica en función de la resistencia medida en los ensayos de laboratorio.

La comparación de los resultados al utilizar ambas constantes geométricas sobre los modelos teóricos de resistividad 50, 500 y 5000 Ωm se muestran en la figura 4.10, donde se evidencia que solo para una determinada dimensión del dispositivo, con una distancia interelectródica $3a$ (tres veces la separación entre electrodos), los resultados de utilizar la constante geométrica convencional proporcionan valores próximos a los que se esperaban, mientras que para valores inferiores se produce una disminución de la resistividad aparente, y para niveles de investigación $n > 3$ la resistividad aparente calculada podía llegar a ser muy superior a la real.

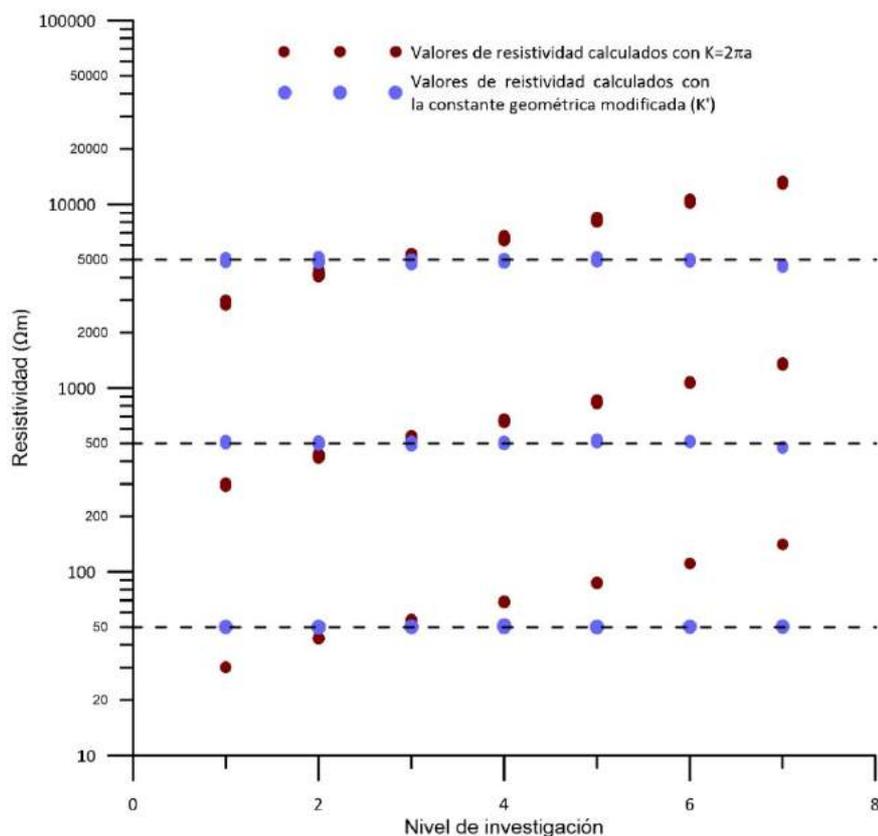


Figura 4.10. Resistividades calculadas para modelos isótropos y homogéneos de 50, 500 y 5000 Ωm utilizando el valor convencional de la constante geométrica para un dispositivo Wenner y los estimados en función de la resistencia.

Evidentemente esta forma de operar no corregirá únicamente los efectos de la forma y tamaño de los electrodos, sino que también, otras fuentes de error como las debidas a la forma y dimensiones de la jardinera son también corregidas. En realidad, esta última parece ser la principal causa de error, como queda patente en la figura 4.11, donde se comparan los valores calculados de resistividad aparente utilizando fuentes de corriente tridimensionales y puntuales para un dispositivo Wenner en un modelo de 2300 Ωm de resistividad. En ella observamos que a medida que aumenta el nivel de investigación, o lo que es lo mismo, a medida que la separación entre electrodos es mayor, las resistividades aparentes se desvían de las reales en ambos casos.

Todo esto justifica los malos resultados que exhiben los primeros ensayos mostrados en las figuras 4.6 y 4.7, fundamentando la necesidad de corregir las medidas del modo expuesto.

En la figura 4.12 se muestra el resultado de la inversión de 17 de los 21 perfiles medidos durante la realización del ensayo corregidos de temperatura y tras aplicar la transformación mencionada previamente de la constante geométrica. En ellos se observa cómo se forma y desarrolla el frente húmedo durante el periodo de riego (Perfiles P1-P7) y su evolución posterior (P8-P16) una vez

finalizado. El perfil P0 corresponde al medido antes de comenzar el riego (suelo seco) y muestra dos anomalías resistivas, una en la parte derecha, relacionada sin duda con la presencia de la raíz bulbosa, y otra central que podría estar relacionada con el acebuche.

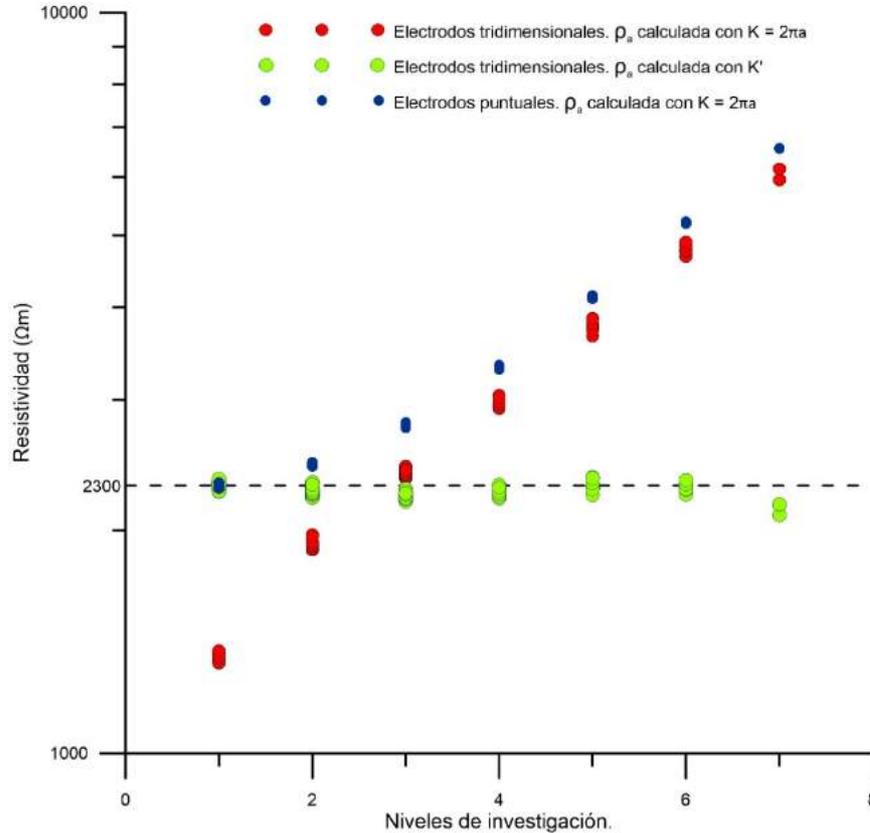


Figura 4.11. Comparación de los resultados teóricos obtenidos con electrodos tridimensionales y puntuales en un medio homogéneo e isótropo de 2300 Ωm de resistividad con un dispositivo Wenner.

Los rangos de resistividades presentados en la figura 4.12 se han seleccionado de forma que evidencien el fenómeno estudiado y eviten la representación de artefactos.

4.4. Segmentación de imágenes y detección de contornos con precisión sub-pixel.

La detección de contornos es fundamental para reconocer objetos en imágenes y una de sus principales limitaciones es el tamaño de los píxeles. Un amplio espectro de aplicaciones como la fotogrametría, el análisis de imágenes de satélite y médicas o la visión computarizada en aplicaciones robóticas y en procesos industriales utilizan la detección de contornos inferior al pixel para obtener la forma exacta de los objetos representados en ellas, por lo que este campo de estudio se está desarrollando de forma continuada y muy rápidamente (Fabijańska, 2015).

Con el objetivo de demarcar de forma precisa el área de infiltración, se propone una secuencia de operaciones que tratan las secciones de resistividad verdadera obtenidas en los procesos de

inversión como una imagen. La secuencia metodológica propuesta se resume en la figura 4.13, indicando los operadores y algoritmos que se aplican en cada fase del cálculo.

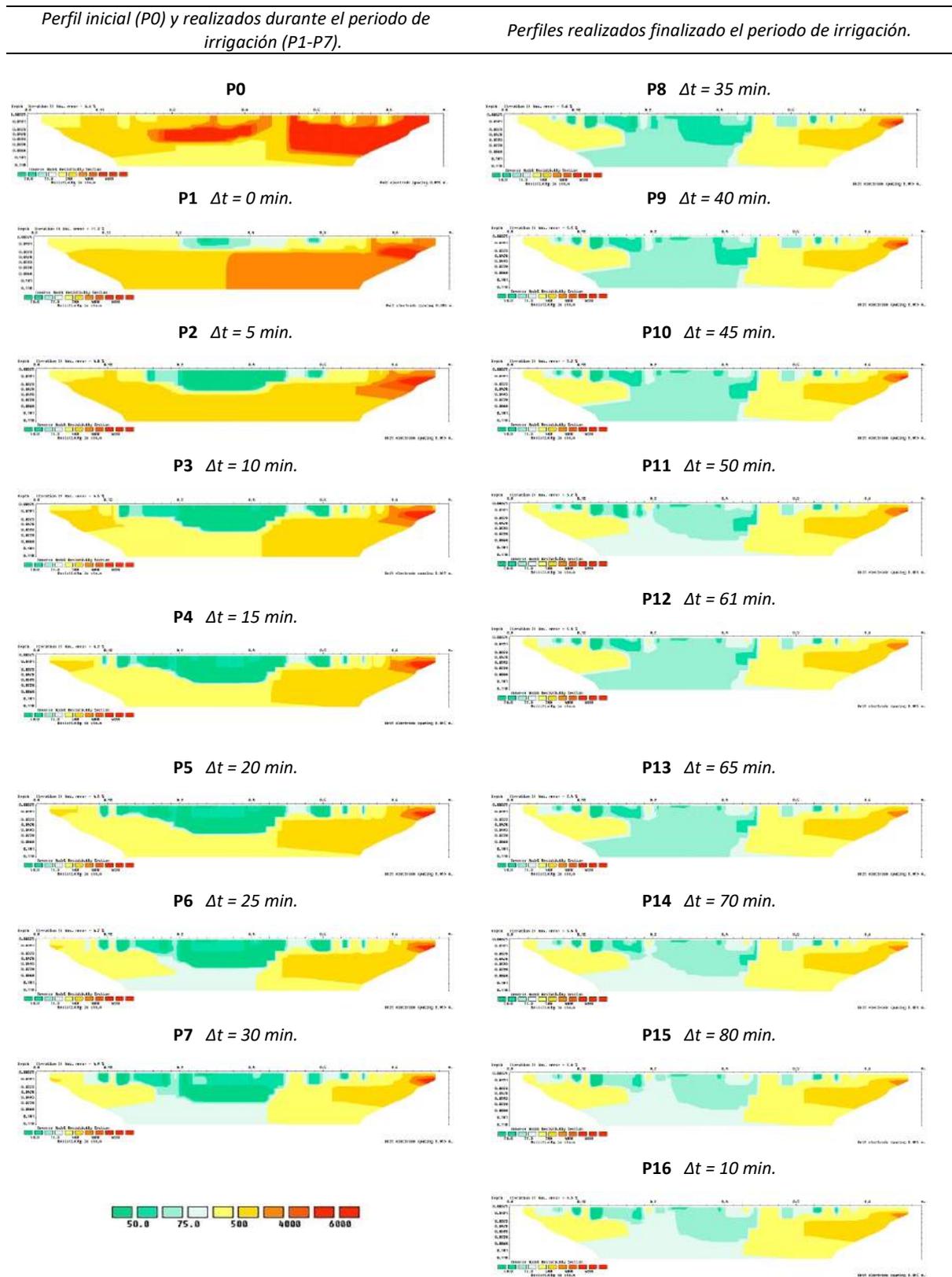


Figura 4.12. Resultado de la inversión de los perfiles realizados una vez corregidos.

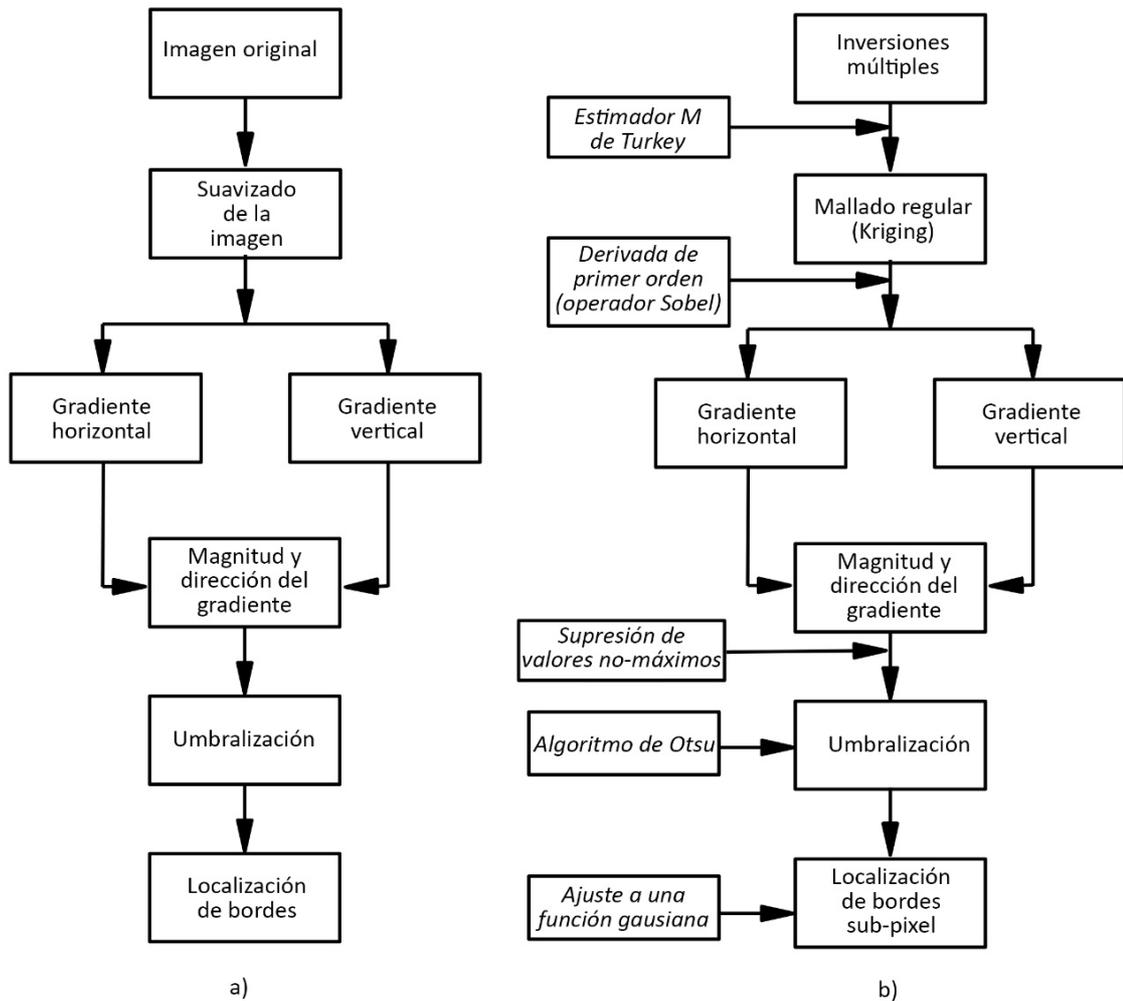


Figura 4.13. Bloques diagramas del procedimiento genérico empleado en la localización de límites y contornos en imágenes a) según Premaratne et al. (2010), y b) del método propuesto en este estudio indicando los algoritmos utilizados.

Uno de los algoritmos más empleados en segmentación de imágenes es el denominado: operador de Canny (Canny, 1986), el cual combina un filtro gaussiano con un operador diferencial para crear una imagen formada por píxeles que pertenece, o no, a un borde. De forma resumida consta de cuatro pasos: 1.) Filtrado gaussiano para suavizar la imagen y minimizar el ruido. 2.) Obtención del gradiente de la imagen para localizar los bordes mediante la aplicación del filtro Sobel (tabla 4.1). 3.) Supresión de valores no-máximos para localizar los máximos locales eliminando aquellos que no tienen un valor máximo de gradiente en dirección perpendicular a éste. 4.) Umbralización con histéresis para conectar los puntos cuyo gradiente se encuentra entre dos umbrales predefinidos.

4.4.1.- Inversiones múltiples.

Es evidente que la primera limitación de cualquier técnica de tratamiento de imágenes es la propia imagen. Como advierten Nguyen et al., (2005), el resultado de la inversión de la tomografía está

supeditada a factores como los impuestos por la física del método (descenso exponencial de la resolución en función de la profundidad), los relacionados con las diferentes sensibilidades, profundidades de investigación y resolución del dispositivo de medida elegido, y los relacionados con el software de inversión, como la selección de parámetros de inversión, tamaño y posición de las celdas, etc.

El software de interpretación realiza una discretización del modelo dividiéndolo en un conjunto de celdas o bloques (figura 4.14), que emplea durante el proceso de optimización para intentar reducir las diferencias entre las resistividades aparentes medidas y las calculadas, ajustando la resistividad del modelo de bloques. El resultado final de la inversión puede obtenerse, además de como una imagen, como valores numéricos de resistividad asociados al centro de cada celda.

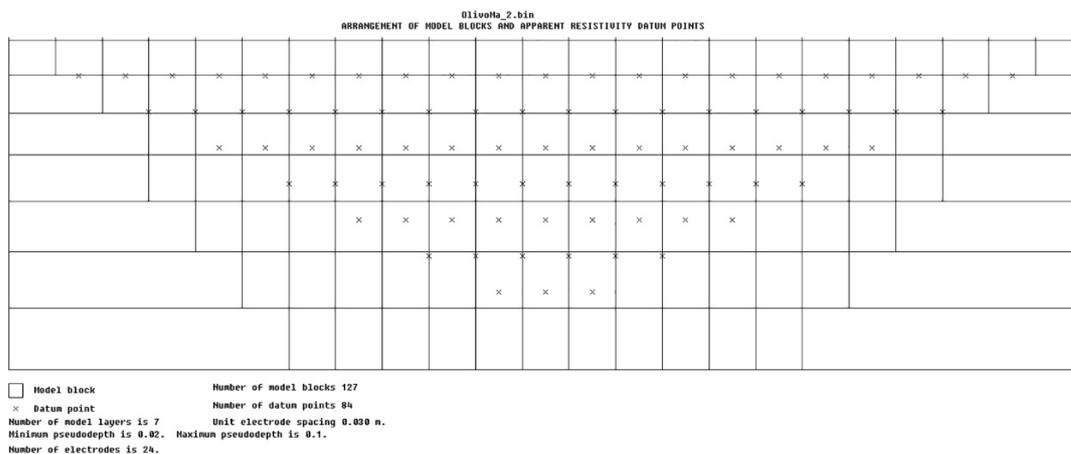


Figura 4.14. Distribución del modelo de bloques y puntos de atribución en Res2DInv.

Puesto que la metodología se aplicó a datos previamente invertidos, los parámetros seleccionados para la inversión tendrán una fuerte influencia. Por esta razón, al igual que en MICS (Audebert *et al.*, 2014), el proceso comenzó ejecutando una serie de inversiones de los datos seleccionando aleatoriamente los parámetros de inversión. En nuestro caso, se han realizado 75 inversiones en las que todos los parámetros variaban dentro de los rangos utilizando Res2DInv (Anexo V). Con ello se pretende reducir la influencia de esta elección sobre los modelos de resistividad verdadera. El valor de resistividad para cada celda del modelo definitivo se obtiene entonces promediando los valores calculados en cada una de las inversiones.

Puesto que en una determinada sección pueden introducirse artefactos originados en el propio proceso de inversión, no consideramos apropiado utilizar una simple media aritmética, por esta razón se ha preferido recurrir al estimador bponderado de Tukey (*Tukey's Biweight Robust Mean*), en el que partiendo de una primera valoración del promedio se obtiene la tendencia central de

los datos (x^*). Para ello se utiliza un proceso iterativo en el que se calcula la expresión (4.2) hasta que se alcanza un valor estable:

$$x^* = \frac{\sum w_i x_i}{\sum w_i}$$

$$w_i = \begin{cases} \left(1 - \left(\frac{x_i - x^*}{cS}\right)^2\right)^2 & \text{cuando } \left(\frac{x_i - x^*}{cS}\right)^2 < 1 \\ 0 & \text{en otro caso} \end{cases} \quad [4.2]$$

donde w_i representa el peso asignado al valor de cada celda, S es una medida de la dispersión estadística (p. ej.: 1/2 IQR) y c una constante.

Este procedimiento se justifica dado que, las resistividades suministradas por las múltiples inversiones para un determinado píxel, no tiene por qué tener una distribución simétrica (normal) y en algunas inversiones pueden obtenerse valores extremos.

4.4.2.- Mallado regular mediante Kriging.

El suavizado aplicado en el procedimiento general del procesado de imágenes (figura 4.13.a), se ha sustituido por un método de interpolación espacial de datos. Al aplicar un procedimiento de interpolación como por ejemplo *Kriging*, o *inverse-distance weighting* (IDW) introducimos un efecto inherente de suavizado que en ocasiones se intenta corregir (Yamamoto, 2005).

Estos métodos de interpolación son similares en algunos aspectos, aunque difieren en otros. En el IDW el valor del nodo de cada cuadrícula se estima ponderando, en función de la distancia, los puntos de muestreo que caen dentro de un radio circular, de modo que los más cercanos tienen una mayor influencia en el valor calculado que los más alejados.

Por otro lado, el kriging utiliza una combinación lineal de los pesos en puntos conocidos para estimar el valor en un punto desconocido. Para ello tiene en cuenta la correlación espacial entre el conjunto de puntos de valor conocido estudiando el semivariograma experimental y eligiendo el modelo matemático que mejor se ajusta. Este proporcionará una función para determinar los pesos a aplicar según la distancia.

En nuestro caso se ha recurrido a realizar un kriging sobre los resultados de la inversión múltiple promediadas, proporcionando además del suavizado adicional de la información de partida una

mallla más densa y regular que la originada por el centro de las celdas del modelo de bloques, lo que consideramos conveniente para el procesado posterior de la información.

4.4.3.- Magnitud y dirección del gradiente.

El operador Sobel es un operador diferencial discreto que calcula una aproximación al gradiente de una imagen tratándola como una función $f(x,y)$ de intensidad o densidad bidimensional. Se trata de dos matrices de convolución rotadas 90 grados similar a otros operadores basados en la primera derivada como el de Roberts o el de Prewitts.

Tabla 4.1. Coeficientes de los filtros de convolución de Sobel.

Gx=	-1	0	1	Gy=	1	2	1
	-2	0	2		0	0	0
	-1	0	1		-1	-2	-1

El gradiente en la posición (x,y) de $f(x,y)$ es un vector que apunta en la dirección de la máxima variación de la función y cuyo módulo es proporcional a dicha variación:

$$|\nabla f| = \sqrt{\left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial y}\right)^2} \quad [4.3]$$

La dirección del vector gradiente viene dada por la relación:

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial x}\right)}{\left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial y}\right)} \quad [4.4]$$

Para una distribución bidimensional discreta de datos, los gradientes fila y columna pueden determinarse por la diferencia entre píxeles adyacentes al situado en la posición (x_i, y_j) dividido por la distancia que los separa, 2 para los localizados en una misma fila o columna y 4 para los situados en diagonal. Sobel (2015) propone multiplicar por 4 el resultado por razones de operatividad, con lo que las componentes horizontal y vertical del gradiente quedarían dadas por:

$$\begin{aligned} \frac{\partial f(x_i, y_j)}{\partial x} &= \left(f(x_{i-1}, y_{j-1}) + 2 f(x_i, y_{j-1}) + f(x_{i+1}, y_{j-1}) \right) \\ &\quad - \left(f(x_{i-1}, y_{j+1}) + 2 f(x_i, y_{j+1}) + f(x_{i+1}, y_{j+1}) \right) \\ \frac{\partial f(x_i, y_j)}{\partial y} &= \left(f(x_{i-1}, y_{j-1}) + 2 f(x_{i-1}, y_j) + f(x_{i-1}, y_{j+1}) \right) \\ &\quad - \left(f(x_{i+1}, y_{j-1}) + 2 f(x_{i+1}, y_j) + f(x_{i+1}, y_{j+1}) \right) \end{aligned} \quad [4.5]$$

Por tanto, el gradiente de la función puede determinarse por medio de la convolución de la imagen con las máscaras escalares mostradas en la tabla 4.1.

4.4.4.- Supresión de valores no-máximos.

Conocidas la dirección y magnitud del gradiente en la posición de cada pixel, se procede a eliminar todos los puntos que no sean valores máximos, ya que los contornos deben coincidir con los valores máximos del gradiente. El procedimiento seguido consiste en comprobar, si los puntos adyacentes a ambos lados de cada punto $X(i,j)$, según la dirección perpendicular al gradiente, tienen un valor de la magnitud del gradiente inferior a la del punto considerado, en tal caso, el punto es tomado como un máximo, mientras que en caso contrario se le asigna como valor de la magnitud del gradiente el valor cero.

Dado que estamos trabajando con datos discretos, los valores del gradiente con el que se ha de comparar el punto en cuestión se interpolan utilizando las expresiones (Nixon y Aguado, 2008):

$$\begin{aligned} G_1 &= \frac{G_y}{G_x} G(i+1, j-1) + \frac{G_x - G_y}{G_x} G(i, j-1) \\ G_2 &= \frac{G_y}{G_x} G(i-1, j+1) + \frac{G_x - G_y}{G_x} G(i, j+1) \end{aligned} \quad [4.6]$$

4.4.5.- Umbralización por el método de Otsu.

El método de Otsu (Otsu,1979) es un procedimiento iterativo de discriminación del umbral óptimo maximizando la varianza entre clases. El método se fundamenta en el análisis del histograma de

una imagen dividiéndolo en dos clases, de forma que la varianza sea mínima dentro de cada grupo y máxima entre ambos.

Para ello se evalúan todos los posibles conjuntos de agrupaciones calculando la varianza intragrupal por la expresión:

$$\sigma_w^2(t) = w_1(t)\sigma_1^2(t) + w_2(t)\sigma_2^2(t) \quad [4.7]$$

donde $w_i(t)$ representan las proporciones y $\sigma_i^2(t)$ las varianzas de cada grupo. Comparando el resultado de las diferentes varianzas intrgrupales calculadas para cada posible umbral con la varianza total del histograma (σ^2), se adopta como valor más apropiado aquel umbral que maximiza la varianza entre grupos (expresión 4.8).

$$\sigma_b^2(t) = \sigma^2 - \sigma_w^2(t) \quad [4.8]$$

En el histograma utilizado para la umbralización los valores de resistividad se normalizaron para que estuvieran comprendidos entre 0 y 256. Para que el resultado sea menos susceptible a la presencia de ruidos en la imagen, estos valores se suavizaron utilizando un filtro unidimensional *low-pass* (Liu y Jezek, 2004).

4.4.6.- Algoritmo basado en ajuste de curvas.

Shang *et al.* (2010) propusieron una sencilla técnica para localizar límites al nivel del sub-píxel. Para estos autores las curvas de gradiente tienen una distribución gaussiana, según la dirección del gradiente, por lo que pueden ajustarse a la expresión dada por:

$$y = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad [4.9]$$

donde μ representa la media, valor que se corresponde con la posición del máximo, en el cual estamos interesados y σ la desviación típica.

Para simplificar el ajuste de una función de este tipo, Shang *et al.*, transforman la función tomando logaritmos neperianos a ambos lados de la expresión y ajustan el borde a una función polinómica de segundo grado del tipo $y=ax^2+bx+c$, donde el valor de μ se determina ahora por la expresión:

$$\mu = \frac{-b}{2a} \quad [4.10]$$

Con el fin de evitar que se incluyan en el ajuste valores de gradiente que afecten negativamente a los resultados solamente se tendrán en cuenta los tres valores más altos en cada caso.

4.4.7. Aplicación de la técnica propuesta sobre figuras geométricas tridimensionales.

Para analizar el comportamiento y fiabilidad del algoritmo propuesto en la detección de contornos, se ha aplicado este a varias figuras geométricas sencillas (figura 4.15). De las figuras elegidas, la última pretende representar el caso general que se espera encontrar al realizar una tomografía eléctrica 2D sobre un bulbo húmedo. Evidentemente en este análisis se obvian las primeras fases (inversiones múltiples y estimador M de Turkey), que solamente se aplicarán a las secciones de resistividad verdadera, ya que en este caso no es necesario su empleo.

En la columna de la izquierda de la figura 4.15 se representan las figuras geométricas 3D utilizada para el análisis según se obtienen tras el krigeado de los datos de partida. En la central se muestra mediante puntos el resultado de la segmentación sobre una representación de las figuras mediante isovalores. Por último, en la columna de la derecha se comparan con la posición del contacto sobre el valor de fondo representado por una línea roja.

A excepción de la semiesfera (figura 4.15.c), los puntos que muestran la posición de los contactos delimitan con buena precisión el contorno de las figuras estudiadas. En general se observa que los límites curvos tienden a subestimar las dimensiones de los cuerpos, localizando la posición del contacto en su parte interior.

4.5. Evaluación de la técnica propuesta.

Para el estudio de los resultados del ensayo, los datos medidos han sido tratados como se explica en los apartados 4.4.1 (inversiones múltiples) y 4.4.2 (mallado regular mediante kriging), mostrándose el resultado en la figura 4.16, donde se indica el tiempo transcurrido desde el momento de inicio del riego hasta el instante en que se comenzó a medir el perfil.

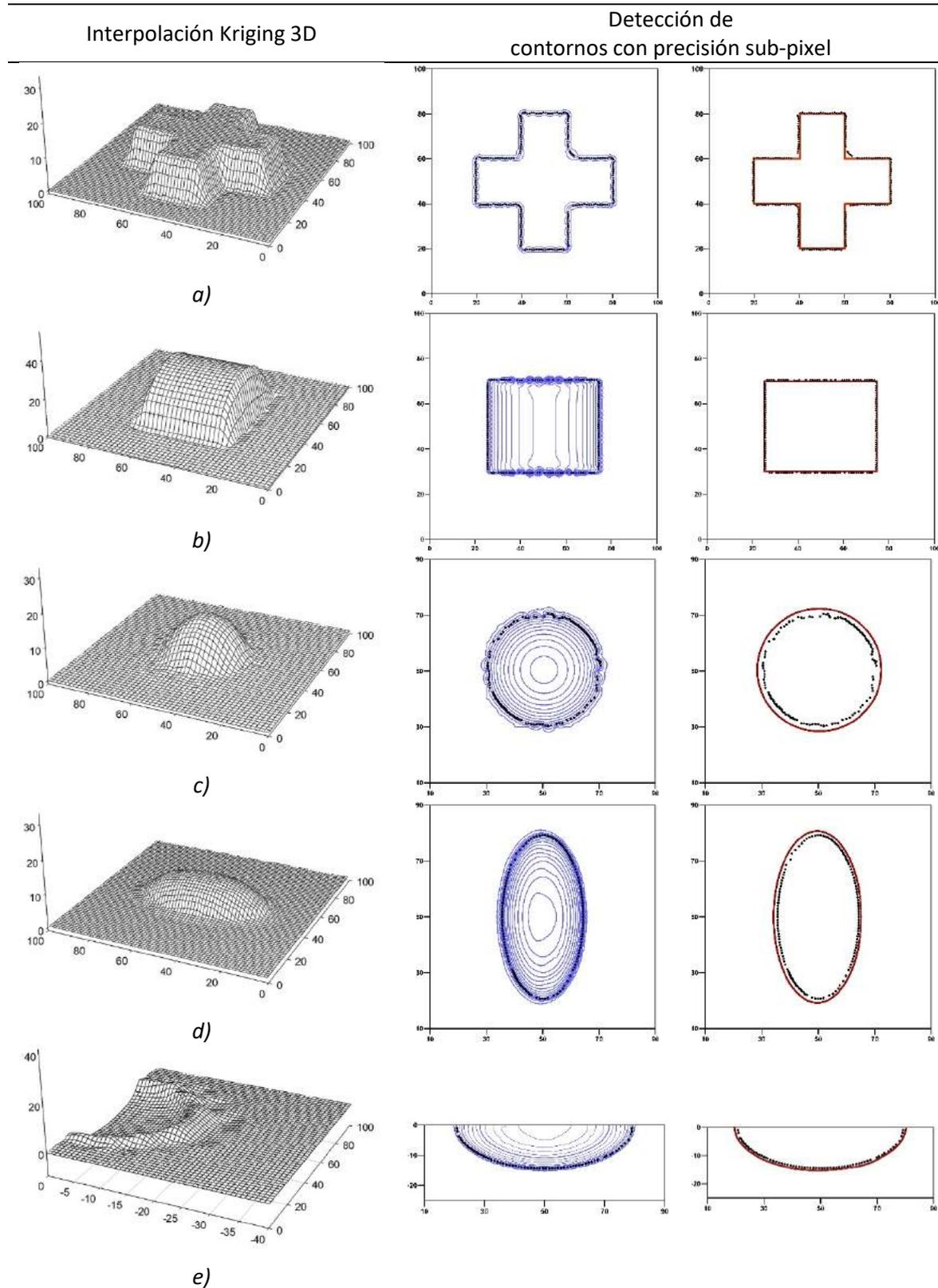


Figura 4.15. Ejemplos de aplicación de la metodología propuesta sobre figuras geométricas tridimensionales. En la columna central se muestran los resultados sobre un esquema de isovalores de cada figura. Las líneas rojas en la columna de la derecha indican la posición del contacto de los modelos sobre el valor de fondo.

El procedimiento de cálculo se ha realizado utilizando una hoja de cálculo de Microsoft Excel usando funciones Visual Basic para desarrollar los algoritmos necesarios (Anexo VI). La información introducida en dicha hoja de cálculo se obtenía mediante los procesos de krigeado y filtrado de las mallas con las máscaras de Sobel, para lo que se utilizó la aplicación informática Surfer de Golden Software Inc.

El perfil P0 (realizado sobre el suelo seco antes de comenzar el riego) muestra con claridad la anomalía resistiva que se corresponde con la presencia del bulbo de *Mirabilis jalapa* situado a unos 44 centímetros del origen del perfil (electrodo nº 15). Al igual que en la figura 4.12, este elemento resistivo influye en otras medidas realizadas en su proximidad, según estas avanzan a lo largo de perfil, mientras que las realizadas a la derecha de este bulbo cuando la separación de electrodos es pequeña están próximas al valor de fondo, evidenciando el origen de la extensa anomalía resistiva que se muestra a la derecha de los gráficos.

De los 21 perfiles realizados se han seleccionado solamente 17 para su representación en las figuras 4.12 y 4.16, porque el proceso de difusión, una vez que ha cesado el periodo de irrigación, era más lento y los perfiles mostraban poca variación entre sí. Por esta razón, algunos de los últimos perfiles aparecen separados por periodos de tiempo de 10 minutos en lugar de cinco.

Puesto que el tiempo necesario para la medida de un perfil era de aproximadamente cuatro minutos, el primer perfil P1 ($\Delta t = 0$ min.), realizado al comienzo del periodo de irrigación, muestra una pequeña anomalía conductora en su parte central, ya que al terminar la toma de datos de este perfil se habrían añadido aproximadamente 0.27 litros de agua a la jardinera.

También se observa en el perfil P1 que, para el rango de valores seleccionado, desaparece el bulbo causante de las zonas de alta resistividad, aunque el efecto de su presencia sigue observándose en el conjunto completo de perfiles.

Desde el comienzo del riego se observa un descenso de la resistividad aparente en las proximidades de la zona humedecida que abarca una extensión mucho mayor que la que debería corresponderle. Al igual que en los ensayos de laboratorio realizados por Jolly *et al.* (2011), en los que se observaron variaciones de resistividad superiores al 50%, estas modificaciones no pueden atribuirse a un proceso físico, sino que, por el contrario, es más probable que estén relacionados con un artefacto originado por el proceso de inversión.

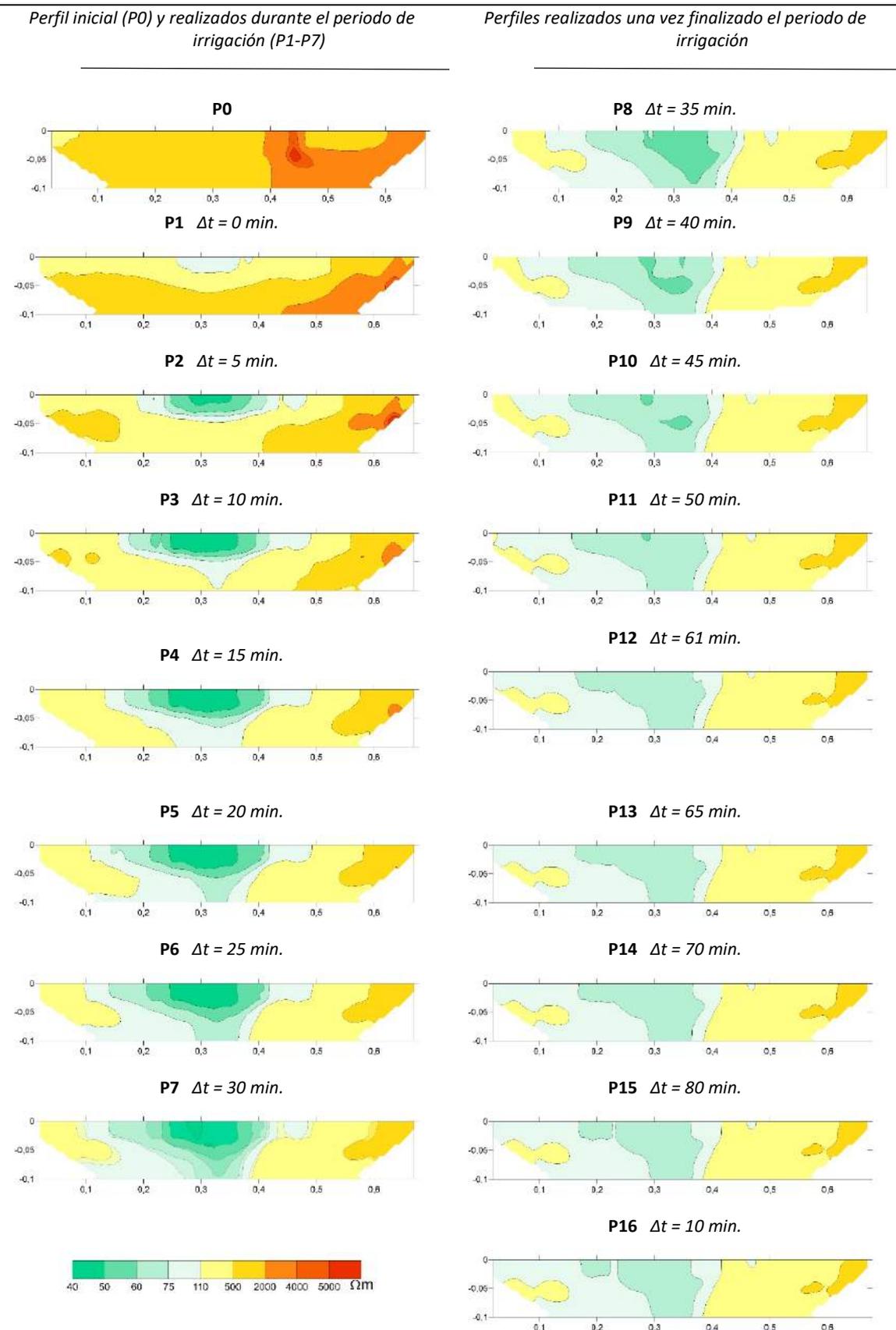


Figura 4.16. Resultado de las inversiones múltiples de los perfiles realizados.

Así mismo, Clément et al. (2009) advierten (citando también trabajos previos) de la posible aparición de valores falsos de resistividad asociados a los procesos de infiltración y evaporación en zonas superficiales al realizar medidas a lo largo del tiempo. Por ejemplo, cuando la resistividad real desciende en zonas someras, suelen aparecer un artefacto típico consistente en un incremento de resistividad en profundidades intermedias, cuando en realidad la resistividad verdadera no cambia.

Es por tanto evidente que tanto la presencia de anomalías resistivas como conductoras influyen en los resultados de la inversión mucho más allá de su posición, contaminando el resto de la sección. También queda de manifiesto que el proceso completo de infiltración y posterior difusión del agua en el suelo puede representarse y analizarse con nitidez al menos desde un punto de vista cualitativo.

No obstante, persiste la cuestión fundamental de dónde se encuentra exactamente el frente húmedo en cada instante.

En resumen, al comparar las figuras 4.12 y 4.16 se comprueba que esta última proporciona resultados más coherentes con el proceso observado y exhibe mayor detalle.

La primera opción al tratar con datos medidos a intervalos de tiempo sobre una misma posición de electrodos es evidentemente un análisis *time-lapse*. Sin embargo, como reconocen Karaoulis et al. (2014), hay que tener presente que la interpretación de este tipo de información se complica por la presencia de ruidos y la influencia de las zonas de baja sensibilidad al dispositivo, con lo que el uso de algoritmos *time-lapse* solo tiene éxito parcialmente en eliminar algunos de los artefactos relacionados con el tiempo.

4.6. Aplicación al estudio de modelos teóricos.

Para comprobar los resultados que pueden esperarse de la aplicación de la técnica de segmentación propuesta en este ensayo se ha estudiado un modelo teórico basado en los resultados de los perfiles medidos durante el proceso de infiltración (figura 4.17). Este modelo, a diferencia del utilizado previamente para calcular las correcciones de las medidas (figura 4.5b), incluye la simulación de un tubérculo de dimensiones similares al que se encontraba entre las raíces del olivo y un bulbo húmedo representado por dos semielipses de revolución concéntricas, con lo que se pretendía modelizar unas condiciones en cierta medida similares a las representadas

en la figura 4.1. La primera de las semielipses, de menor tamaño, correspondería a la zona de saturación, mientras que la elipse de mayores dimensiones representa la zona de transmisión.

El contacto del frente húmedo se ha considerado neto y no se ha incluido una zona de humedecimiento, ya que debería de ser de dimensiones muy reducidas y podemos considerar que no tendría una influencia significativa en los cálculos.

Partiendo de los valores aportados por el resultado de las inversiones múltiples comentados en el apartado anterior, se realizó una aproximación mediante tanteos sucesivos, modificando en cada uno de ellos los valores de los parámetros físicos del modelo y comparando los resultados con las medidas obtenidas en el perfil P2. De este modo se pretendía seleccionar los más adecuados. En la tabla 4.2 se resumen las propiedades físicas de cada elemento del modelo adoptado.

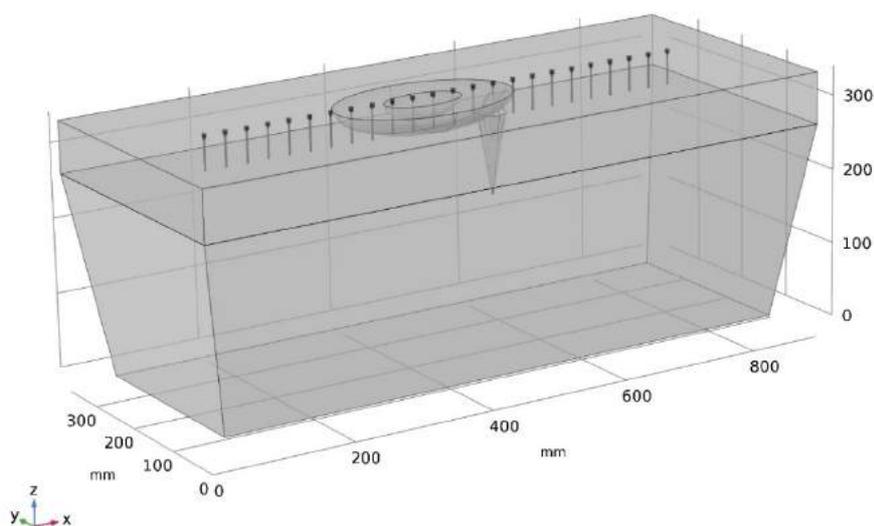


Figura 4.17. Modelo teórico realizado con Comsol Multiphysics simulando las condiciones de medida durante el proceso de infiltración. El modelo incluye el bulbo húmedo y el tubérculo de "Mirabilis jalapa".

Los valores de permitividad se estimaron a partir de las medidas realizadas con el WCR usando una sonda con varillas de 20 centímetros de longitud y transformando las medidas del equipo según se explica en el apartado 3.5.1.

Por último, para simular las condiciones impuestas por la exactitud de los equipos de medida en cualquier estudio, se ha añadido un error aleatorio de $\pm 3\%$ a los valores de resistividad computados.

Tabla 4.2. Parámetros físicos y dimensiones del modelo empleado en la simulación teórica (figura 4.17).

Resistividad	Suelo	450 Ωm
	Tubérculo	3500 Ωm
	Zona saturada	10 Ωm
	Zona de difusión	70 Ωm
Permitividad aparente	Suelo	8
	Tubérculo	10
	Zona saturada	30
	Zona de difusión	25
Zona saturada		
<i>Dimensiones del elipsoide</i>	Semieje a	55 mm
	Semieje b	30 mm
	Semieje C	15 mm
Zona de difusión		
<i>Dimensiones del elipsoide</i>	Semieje a	150 mm
	Semieje b	110 mm
	Semieje C	50 mm

El resultado del proceso de inversión múltiple para el conjunto de datos así preparado se muestra en la figura 4.18, donde se representan la posición del frente húmedo y la zona de encharcamiento modelizadas, indicadas ambas por las semielipses de color negro y blanco respectivamente.

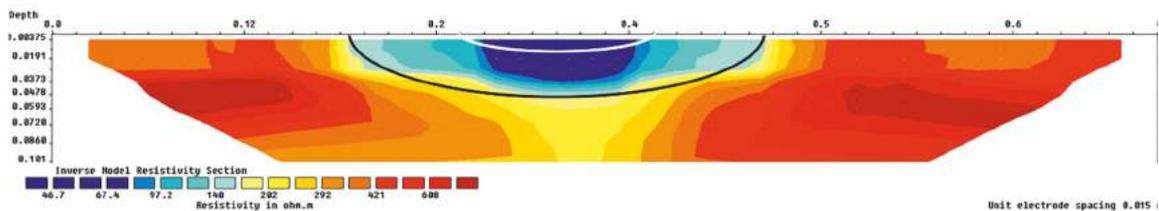


Figura 4.18. Resultado de las inversiones múltiples aplicadas al modelo estudiado.

En la figura 4.18 se observa con claridad la posición del frente húmedo en lo que parece ser un resultado bastante aceptable, al menos desde un punto de vista cualitativo. También son evidentes los artefactos resistivos y conductores asociados a este tipo de anomalía, los cuales no se han conseguido eliminar aplicando el proceso de inversiones múltiples.

Es necesario, por tanto, realizar un proceso de blanqueado desechando las zonas que no pertenecen a la anomalía que nos interesa antes de proceder a intentar localizar su posición. En caso contrario y dado el elevado gradiente que pueden presentar estos artefactos, obtendríamos sus límites en lugar de los del bulbo húmedo.

El blanqueado de los datos se ha realizado sustituyendo todos los valores de resistividad superiores a un determinado valor de fondo (en este caso 200 Ωm) y sustituyéndolos por ese

mismo valor antes de realizar el kriging. La selección de este valor de fondo se ha elegido basándose en la observación de las secciones de resistividad.

Los resultados del cálculo sobre el modelo se han evaluado estimado la distancia desde cada punto definido por el procedimiento (x_p, y_p) al más próximo a la elipse (x_e, y_e) formada por la intersección del plano de la sección estudiada y el elipsoide de revolución usado en la modelización (figura 4.19).

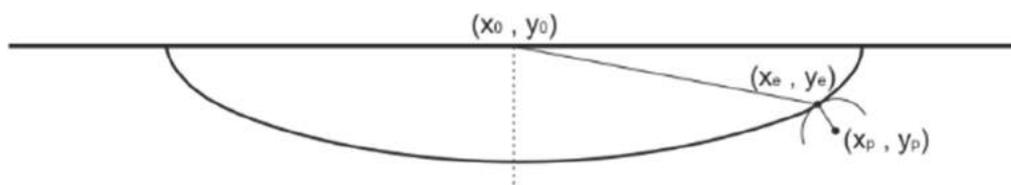


Figura 4.19. Estimación del error de cálculo.

Al finalizar el proceso de localización de contactos se ha incurrido en un error máximo entre el punto identificado en el cálculo como frente húmedo y el punto de la elipse más próximo a este último de 14.2 milímetros, con un promedio de 8.7 milímetros para los cuarenta y un puntos obtenidos. Sin embargo, es evidente que existe un error constante que implica una subestimación en la posición del frente húmedo. Esta reducción en el valor de la profundidad puede estar causada por la presencia de la zona de saturación y el efecto que esta zona de baja resistividad tiene sobre el resto de las medidas.

La zona de saturación queda pobremente reflejada, estando indicada solamente por algunos puntos que representan los contactos laterales más superficiales (zona central a ambos lados del emisor en la figura 4.20), lo cual puede ser debido al bajo contraste de resistividad entre ella y la zona de difusión y al efecto anteriormente mencionado que tienen las áreas conductoras en zonas adyacentes.

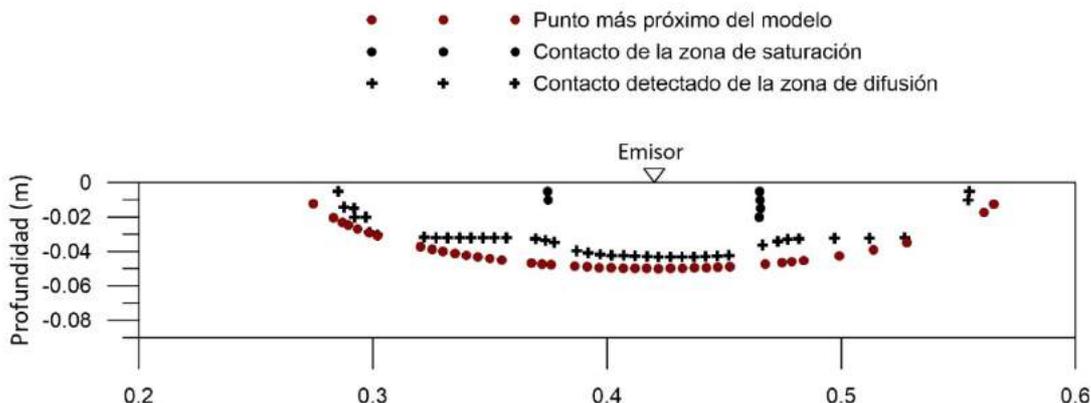


Figura 4.20. Resultado del cálculo y la estimación del errores para el modelo estudiado (ver figura 4.18).

Así mismo, se ha estudiado un modelo simplificado similar al previamente analizado en el que un bulbo húmedo de las mismas dimensiones y 50 Ωm de resistividad, está formado por un solo medio homogéneo, es decir sin la presencia de la zona de saturación, e incluido en uno de resistividad algo superior a la del modelo anterior (500 Ωm). En este caso, se obtuvo un ajuste claramente mejor (figura 4.21) con un error máximo de 13.6 milímetros y un promedio de solo 3 milímetros.

En ambos casos se obtiene una subestimación de la extensión superficial del modelo, siendo este el lugar donde se producen las mayores diferencias y mostrando una cierta verticalización de los contactos. Por otro lado, aunque no parece que los resultados muestren una influencia clara del efecto tridimensional del modelo, esta podría explicar dicho resultado, junto con el hecho de que debe haber un cierto límite de espesor que puede ser captado en la tomografía.

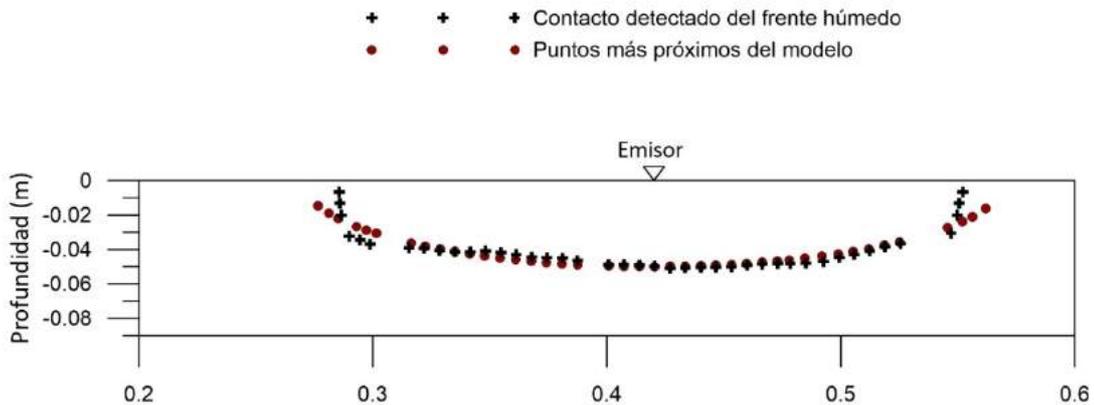


Figura 4.21. Resultado del cálculo y estimación del errores para el modelo simplificado.

4.7. Aplicación a los ensayos de laboratorio.

Finalmente analizaremos los resultados del análisis de los datos del perfil P2 medido durante el ensayo y que fue utilizado como base para el desarrollo de los modelos teóricos. En este caso se seleccionó como valor de referencia para el blanqueo de datos 400 Ωm (figura 4.22).

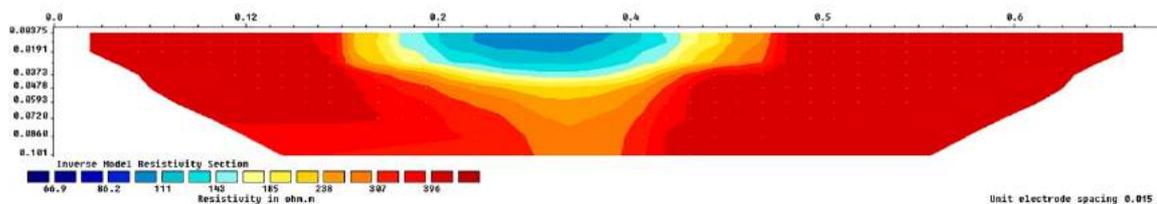


Figura 4.22. Resultado de las inversiones múltiples aplicadas al perfil P2.

Los resultados mostrados en la figura 4.23, a diferencia de las figuras 4.20 y 4.21, no se han corregido de su posición, quedando referidos al origen del perfil (electrodo nº 1) en lugar de al borde izquierdo de la jardinera.

En ella aparecen varios puntos en la parte central inferior posiblemente relacionados con algún artefacto o originados por el propio blanqueo aplicado a los datos. En cualquier caso, esos puntos no están relacionados con la anomalía que nos ocupa.

Al no disponer de un método contrastado para la valoración de la bondad de los resultados, la mayoría de los autores optan por el empleo de su experiencia en el desarrollo de su propia metodología y en nuestro caso todo lo desarrollado y aprendido en el estudio de los modelos teóricos nos sirve de base para hacer una valoración de los resultados, permitiéndonos extraer algunas conclusiones útiles.

A tenor de lo manifestado en el párrafo anterior podemos concluir diciendo que la posición del límite inferior del bulbo húmedo está bien representada o algo subestimada en la figura 4.23, mientras que su extensión en superficial debe ser algo mayor a la mostrada. De hecho, debería superar la posición del tubérculo enterrado según se desprende de la observación de la figura.

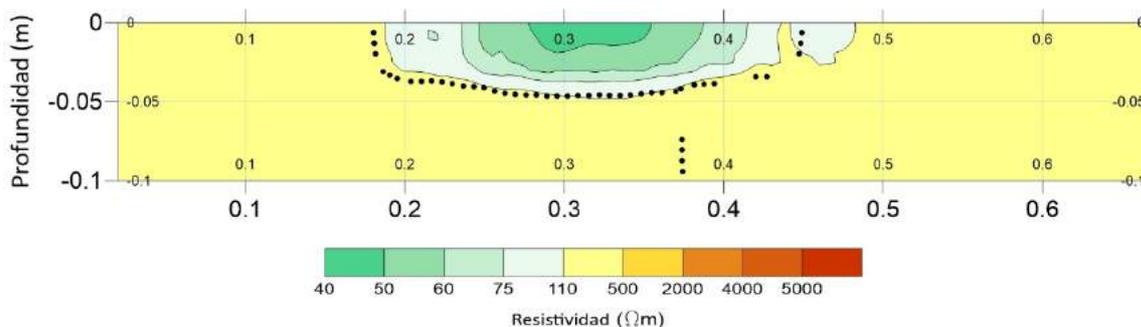


Figura 4.23. Resultado del cálculo del perfil P2 tras añadir aproximadamente 0.5 litros de agua. ($\Delta t = 5$ minutos).

5.- Ensayos de Campo.

5.1. Introducción.

Se han realizado varios perfiles a escala real con el fin de completar los trabajos teóricos y de laboratorio, para lo que se seleccionaron: un lugar con un suelo de textura arcillosa, donde se sembró un pequeño olivo y un olivar en producción con un suelo de textura franco-arenosa.

El objetivo de esta fase del estudio era analizar el comportamiento del método bajo condiciones reales, fuera de las impuestas en un ensayo de laboratorio donde otros factores como variaciones en la litología, presencia de heterogeneidades en el subsuelo, errores en la posición de los electrodos, etc., no están controladas y pueden tener influencia en los resultados.

En el primer caso se realizaron tres ensayos, colocando dos emisores autocompensantes de 4 litros/hora a ambos lados de la planta (figura 5.1.a) y un tercer emisor regulable, separado aproximadamente 1.5 metros en perpendicular la línea del perfil, que se utilizó para controlar la temperatura, humedad y permitividad del suelo mientras se realizaban las medidas (figura 5.1.b). El agua utilizada en los periodos de riego se tomó de la red de abastecimiento.

En todos los ensayos se utilizó un dispositivo Schlumberger, formados por un total de cuarenta y ocho electrodos separados una distancia de 0.2 y 0.1 metros, según el ensayo, y en una ocasión el dispositivo estaba formado solamente por veinticuatro electrodos.

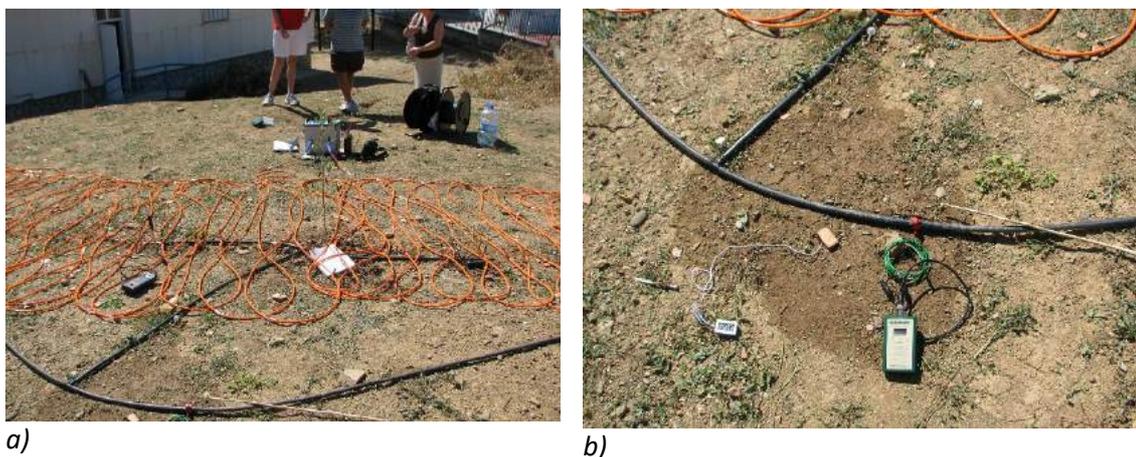
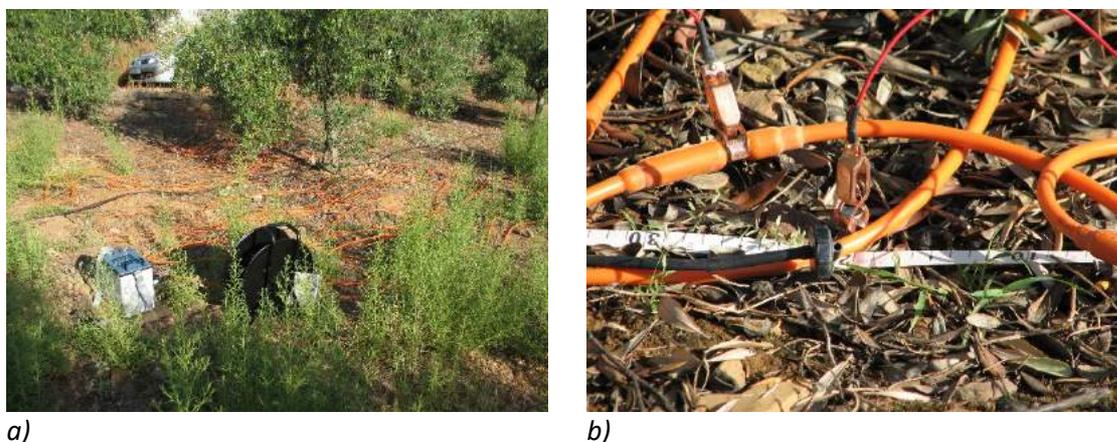


Figura 5.1. a) Dispositivo y equipo de medida. b) Detalle del emisor situado fuera del perfil para controlar las condiciones de temperatura y humedad del ensayo.

En el segundo caso (figura 5.2) se emplearon las condiciones de riego que se usaban en el olivar sin otras modificaciones. Un solo gotero de 8 l/h, situado aproximadamente a 0.75 metros del olivo, con un sistema habitual de irrigación de 2 horas diarias por la noche (a las cinco de la mañana), por lo que cada olivo recibe 16 litros de agua diarios. En la plantación todos los insumos

(abonos, insecticidas etc.) son foliares, utilizándose exclusivamente agua procedente de un pozo en la propiedad en el sistema de riego.



a) *Figura 5.2. a) Dispositivo y equipo de medida en el olivar utilizado en los ensayos. b) Detalle mostrando el gotero junto a la posición de un electrodo nº 11.*

Los electrodos de acero que se utilizan normalmente se sustituyeron por otros de dimensiones más reducidas (11 centímetros de longitud y 0,5 centímetros de diámetro), con el fin de minimizar el efecto de estos en las medidas por las razones ya comentadas en apartados anteriores.

Los datos medidos se invirtieron con Res2DINV utilizando en todos los casos los mismos parámetros de inversión. Para facilitar la comparación de los resultados, en su representación se empleó el mismo rango de valores y se aplicó la escala cromática propuesta por Biosca Valiente (2011).

5.2. Perfiles sobre terrenos arcillosos.

Los ensayos se realizaron en un terreno formado por lutitas Namurienses cuya textura corresponde con la referida como AE en el capítulo 3. Estos materiales fueron investigados por Daza Sánchez (2011) para usos cerámicos, determinando que presentan un bajo contenido en materia orgánica y una contracción de secado de alrededor del 7%.

5.2.1. Estudio de los errores sobre el posicionamiento de los electrodos.

Zhou y Dahlin (2003), en relación con las principales causas de error en las medidas en tomografía eléctrica 2D, señalan que los factores clave que afectan a la calidad de las medidas son la magnitud de los potenciales leídos y los errores en el espaciamiento interelectrónico.

Evidentemente ambos están interrelacionados, ya que si la posición de los electrodos se desvía de la teórica estaremos empleando una constante geométrica errónea del dispositivo y al mismo tiempo, si el dispositivo de medida empleado realiza lecturas de potenciales muy bajos, además de estar afectados por la exactitud y precesión del propio equipo de medida, al calcular la resistividad aparente habrá que multiplicar por un valor de constante geométrica (erróneo) muy alto.

Por esta razón no es de extrañar que Zhou y Dahlin señalen los dispositivos dipolo-dipolo, Wenner β y Wenner Υ (ver Anexo I) como los más afectados por los errores relacionados con el espaciamiento de los electrodos. En concreto, estos autores afirman que, para los dispositivos mencionados, un error del 10% en el espaciamiento a lo largo del perfil origina un error del doble de magnitud (>20%) en la resistividad aparente observada, lo que a su vez producirá artefactos en el modelo invertido.

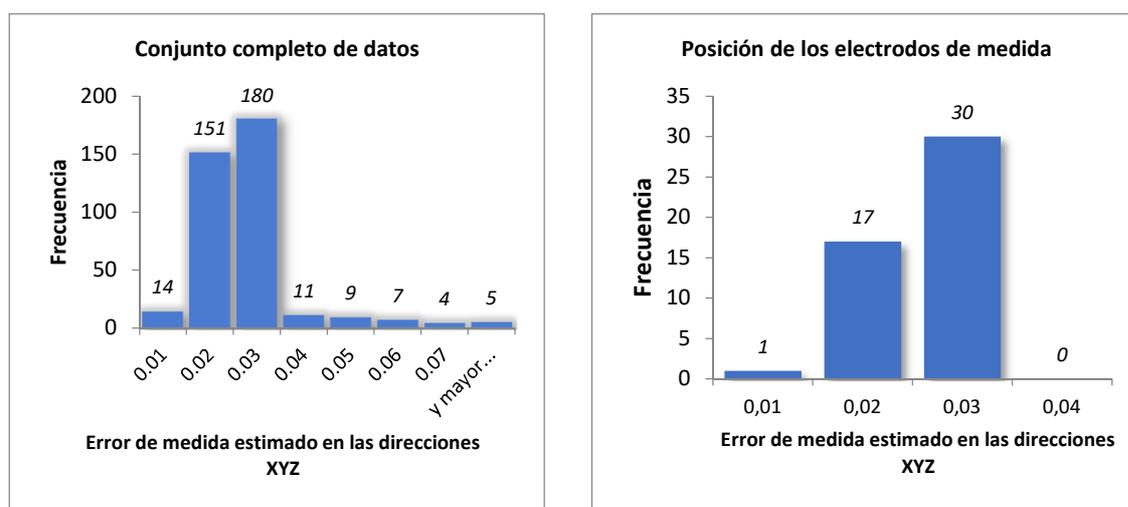
Oldenborger *et al.* (2005) sugieren que, en los estudios muy superficiales, como en el caso de la geofísica aplicada a la ingeniería y el medioambiente, donde los electrodos están muy próximos a los objetivos de la investigación y las dimensiones de estos y de los dispositivos pueden ser del mismo orden de magnitud, los errores asociados a una inadecuada posición de los electrodos pueden contaminar significativamente los datos y los resultados de la inversión.

Por último, Wilkinson *et al.* (2010), al estudiar el efecto del movimiento de dispositivos permanentes instalados para el estudio de deslizamientos, sugieren que los resultados son más sensibles a las variaciones longitudinales que a las transversales o verticales.

Con el fin de estudiar la influencia que puede esperarse de las formas convencionales de montar el dispositivo en campo se diseñó un estudio en el que se emplearon 48 electrodos separados 20 centímetros entre sí, con el que se realizaron un total de 333 medidas por perfil mediante un dispositivo Schlumberger.

El perfil se extendió a ambos lados del plantón de olivo (estaca), quedando a 4.70 metros del origen y los goteros se situaron a 3.70 y 5.70 metros respectivamente y como es habitual, los electrodos se situaron sobre el terreno simplemente extendiendo una cinta métrica.

La superficie del terreno y la posición de los electrodos se modelizó a partir de los datos obtenidos con GPS, levantando un total de 381 puntos que incluían también la posición de los goteros y de los electrodos. La mayor parte de los datos (figura 5.3.a) se determinaron con un error máximo en X-Y-Z (posición más altura) que ronda los tres centímetros. Sin embargo, teniendo en cuenta que los mayores errores que se cometen al dar coordenadas a un punto con GPS corresponden a los valores de medidas en la coordenada Z, hay que suponer que el error en posición (X e Y) serán muy inferiores. Generalmente se admite que con el equipo y sistema de trabajo utilizado, este error medio será en todos los casos inferior a 6-8 milímetros.



a) b)
 Figura 5.3. a) Errores máximos que pueden alcanzarse en la estimación de la posición más altura de los puntos utilizados para modelizar el terreno y b) de los puntos donde se colocaron los electrodos.

De no haber existido errores en el posicionamiento de los electrodos, encontrarnos en un terreno completamente horizontal y de haber dispuesto de electrodos realmente puntuales, las constantes geométricas obtenidas deberían ser las proporcionadas por la expresión (p. ej.: Orellana, 1982; Telford *et al.*, 1996):

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad [5.1]$$

donde AM, BM, AN y BN representan las distancias entre los distintos electrodos de emisión (A, B) y de recepción (M, N) de un dispositivo tetrapolar cualquiera.

Utilizando las coordenadas de la posición de los electrodos determinadas con GPS y aplicando la expresión 5.1 se han calculado las nuevas constantes basadas solamente en la posición real de los electrodos. Los errores al utilizar la expresión convencional de K llegan a ser superiores al 40% en seis ocasiones (figura 5.4), aunque la mayor parte de los errores son inferiores a $\pm 15\%$.

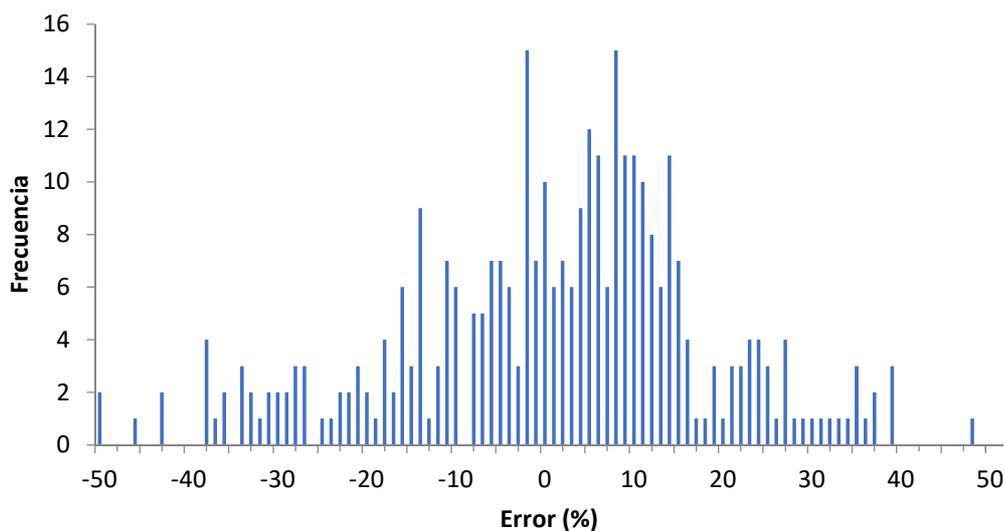


Figura 5.4. Histograma de los errores cometidos en el cálculo de la constante geométrica (K) al considerar la posición real de los electrodos.

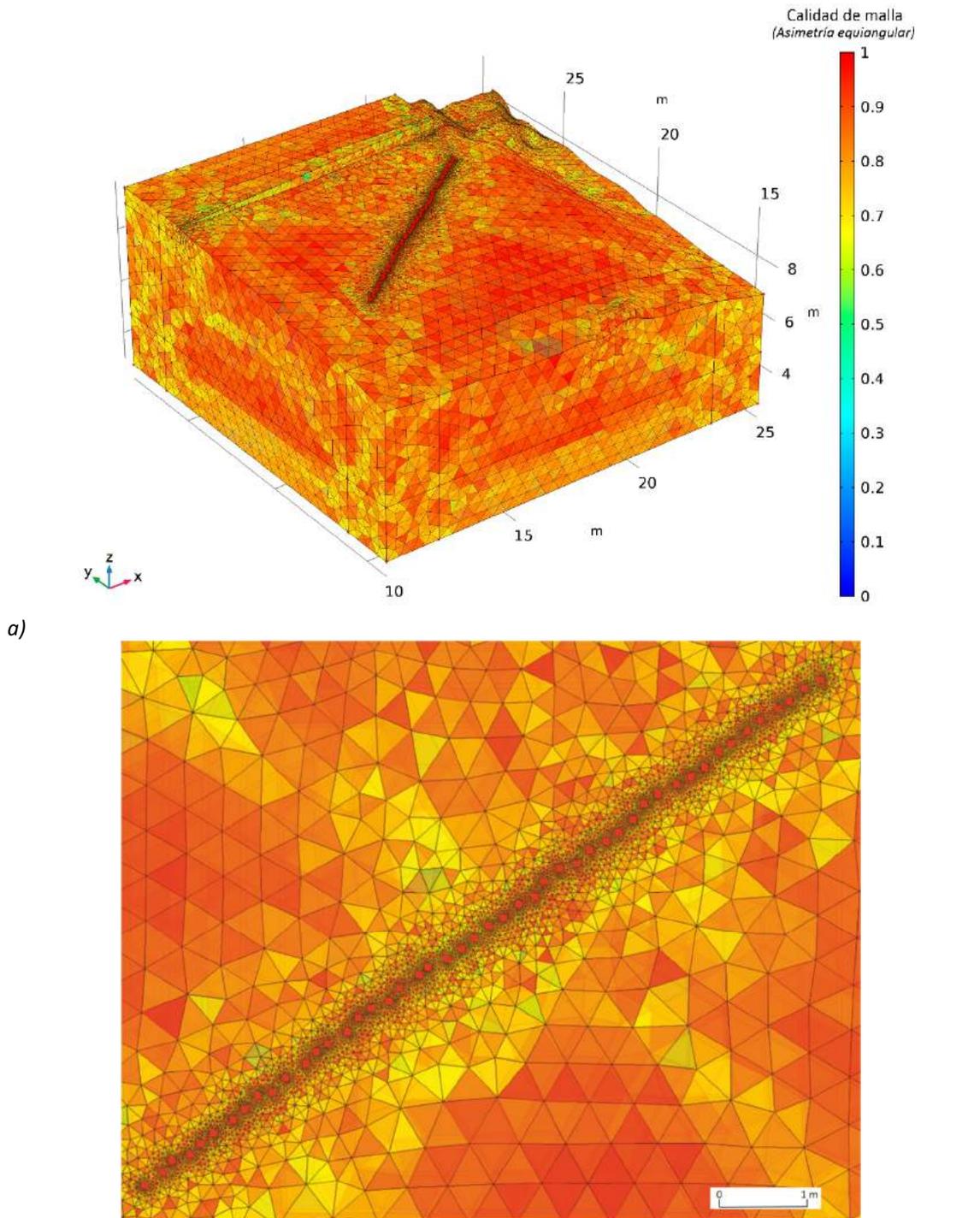
Así mismo, se realizó el estudio de un modelo generado con COMSOL Multiphysics de los artefactos producidos en la inversión en función de la constante geométrica aplicada para el cálculo de la resistividad aparente.

Para la modelización del terreno (figura 5.5) se le asignó a este, de forma arbitraria, una resistividad de $100 \Omega\text{m}$ y se rodeó de una capa de elementos infinitos que permite realizar el cálculo como si el terreno se extendiera ilimitadamente. Se incluye en el modelo una losa de hormigón de 50 centímetros de espesor con una resistividad de $1000 \Omega\text{m}$ y una permitividad relativa de 8, características del hormigón seco (Lorenzo, 1994; Davis y Annan, 1989), simulando la presencia de un elemento similar que pertenece a una pista polideportiva próxima a la zona de ensayo. Por último, a los electrodos se le asignó una conductividad de 300000 S/m y una permitividad de 1.

Al tratarse de un medio completamente homogéneo, en los resultados de la inversión no debería aparecer ninguna anomalía y todas las desviaciones del valor de fondo ($100 \Omega\text{m}$) pueden considerarse como un artefacto. En cuanto a los valores de resistividad aparente calculados, en el primer caso se ha observado una desviación media del valor de referencia que ronda $\pm 14\%$, mientras que, utilizando el valor de K basado en la posición real de los electrodos, se reduce a $\pm 3\%$.

En la figura 5.6 se comparan los resultados de la inversión del modelo teórico. En ella se observa una mejora al utilizar la posición real de los electrodos al calcular la constante geométrica del

dispositivo. La zona superior del terreno queda mejor representada en la figura 5.6.b, sin embargo, también muestra algunas anomalías conductoras superficiales que podrían complicar la interpretación de los ensayos, así como desvíos del valor de referencia en profundidad que probablemente se correspondan con los lugares donde el dispositivo tiene menor sensibilidad.



a)
b)
Figura 5.5. a) Mallado con indicación de su calidad en el modelo tridimensional creado para estudiar la influencia de la posición de los electrodos en los resultados de la inversión. b) Vista en planta del detalle de la posición de los electrodos sobre el terreno.

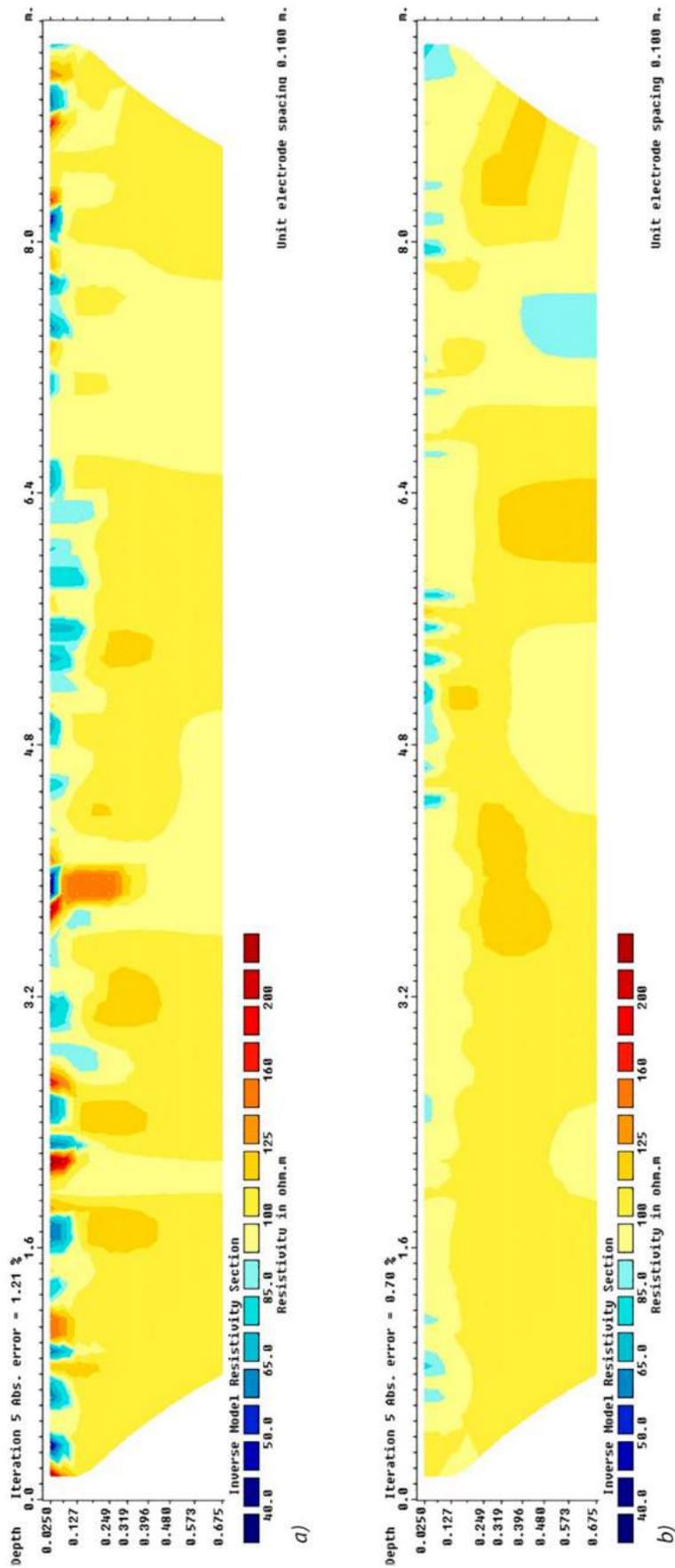


Figura 5.6. a) Resultado de la inversión del modelo teórico con la constante geométrica K dada por la expresión 5.1 sin tener en cuenta la posición real de los electrodos y b) calculada con las distancias medidas con GPS.

En el ensayo de campo se realizaron un total de 4 perfiles. El primero de ellos sobre el terreno seco y los siguientes después de un periodo de riego de una hora pasados 35 minutos, 24 y 96 horas respectivamente.

Al comparar los resultados de la inversión de los perfiles utilizando los dos valores de constante geométrica (figuras 5.7 y 5.8), no se aprecian cambios notables en los resultados. Ambas inversiones muestran estructuras muy similares, sin advertirse una mejora o empeoramiento sustancial relacionado con posibles artefactos derivados de la utilización de una constante geométrica u otra.

Puesto que de la inspección visual de las inversiones mostradas en las figuras 5.7 y 5.8 no puede obtenerse una estimación de la influencia que tienen en ellas ambas formas de operar, en la figura 5.9 se representa la variación porcentual de resistividad que se obtiene sobre los modelos invertidos al aplicar ambos procedimientos.

En este sentido y recordando el trabajo de Zhou y Dahlin (op. cit.) es importante observar que el dispositivo elegido para realizar las medidas proporciona una fortaleza de señal media, solamente mejorada por los dispositivos Wenner y polo-polo entre los dispositivos lineales clásicos (Biosca Valiente, 2011), lo que implica que no se necesita aplicar valores de constante geométrica muy altos y por consiguiente estará menos afectado por los errores que en su determinación se puedan cometer.

A tenor de los resultados obtenidos y tras el análisis de las figuras 5.7. y 5.8 llegamos a la conclusión, que tanto la longitud del perfil, como la separación de los electrodos era excesivamente grande para representar con precisión la posición del frente húmedo y los diferentes procesos que tienen lugar durante el ensayo. Por esta razón las siguientes pruebas se realizaron con una separación interelectródica de 10 centímetros.

5.2.2. Análisis de infiltración.

Como en el caso anterior se realizó en primer lugar un perfil con el terreno seco y durante un periodo de riego de una hora y media se midieron doce perfiles en la misma posición, es decir, sin modificar la localización de los electrodos, tomando 91 medidas en cada uno de los perfiles.

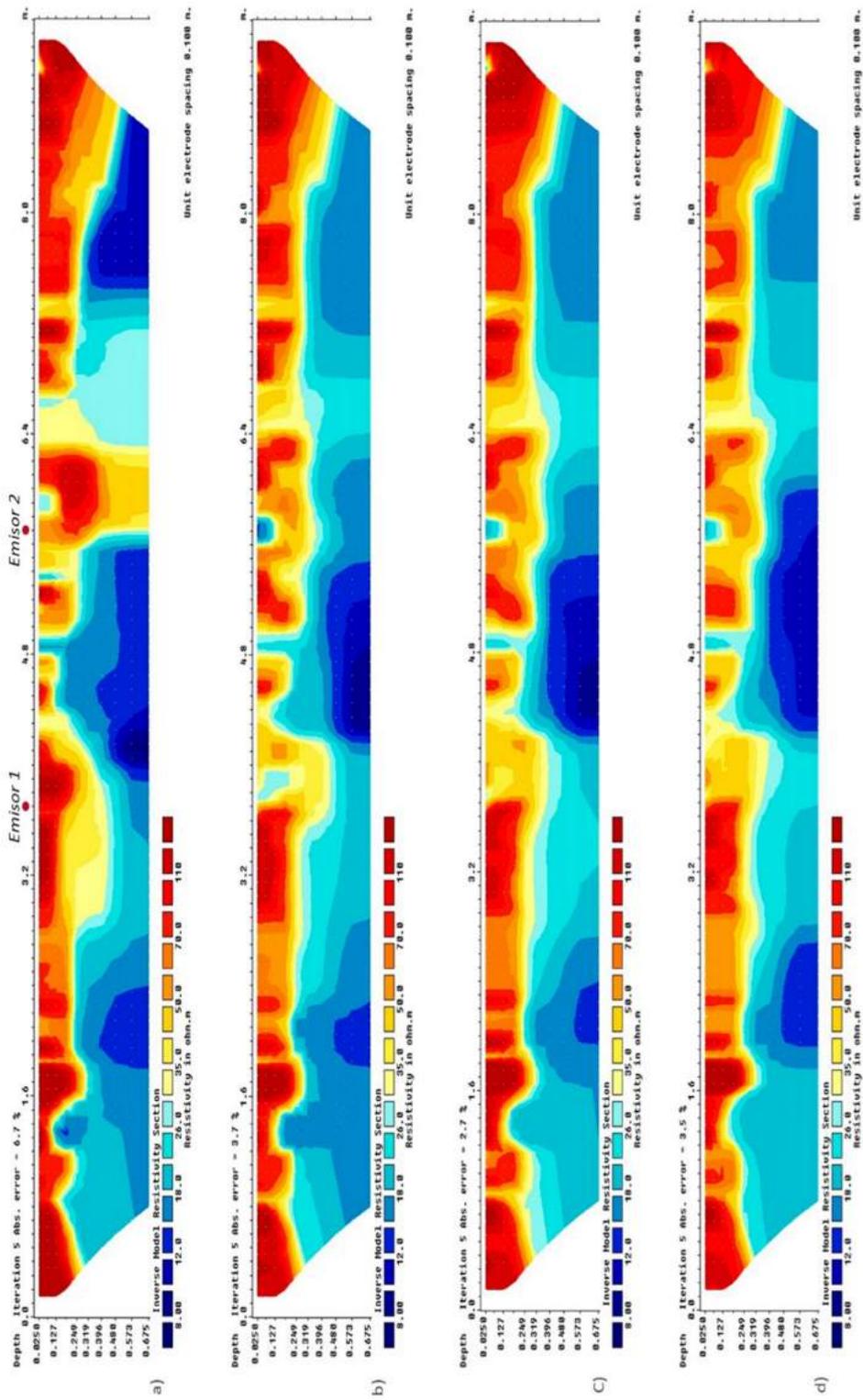


Figura 5.7. Inversión de los perfiles realizados sobre terrenos arcillosos mostrando el resultado para las resistividades aparentes calculadas con los valores de K modificados según su posición real.

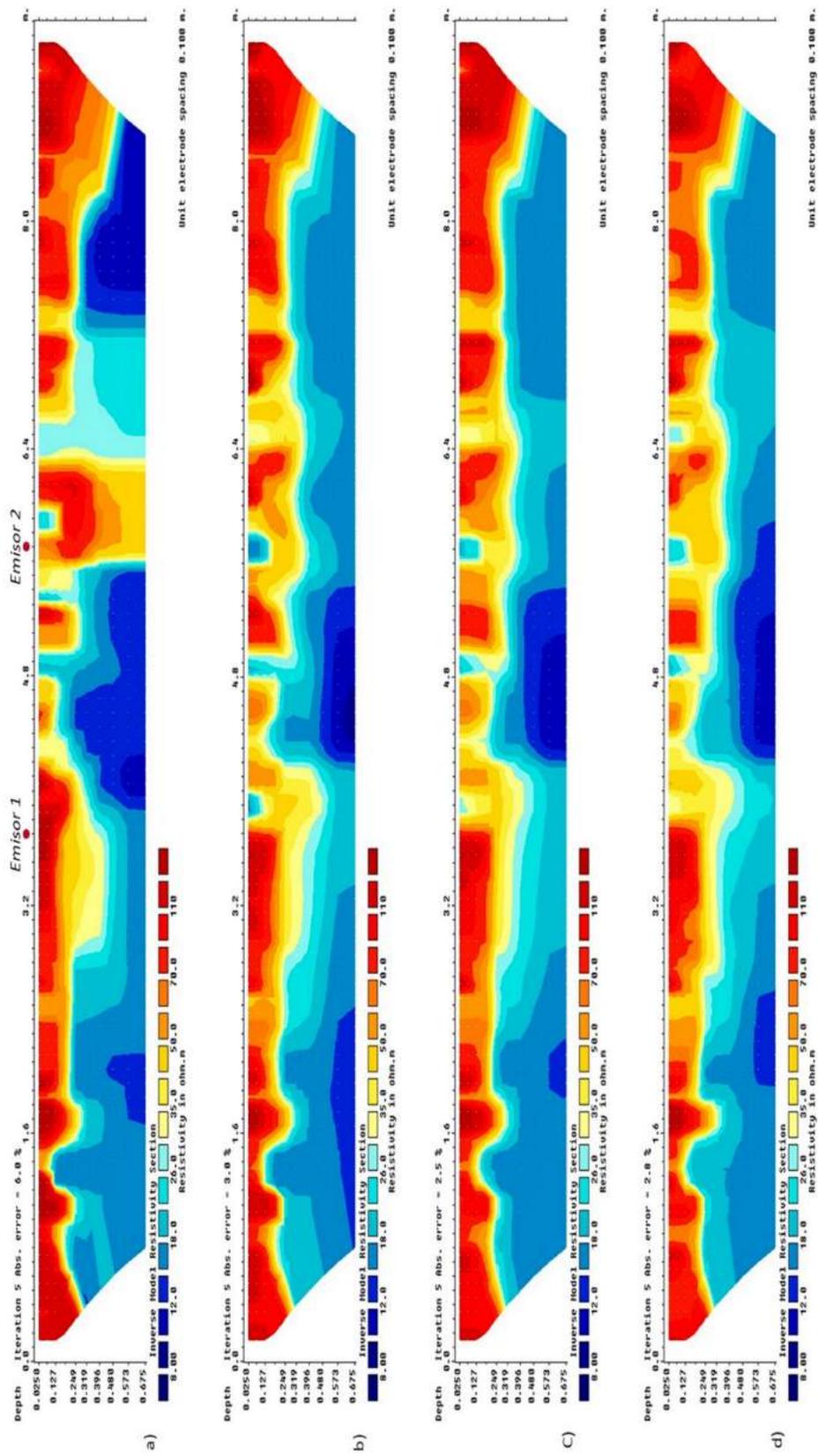


Figura 5.8. Inversión de los perfiles realizados sobre terrenos arcillosos para las resistividades aparentes calculadas con los valores de k convencionales.

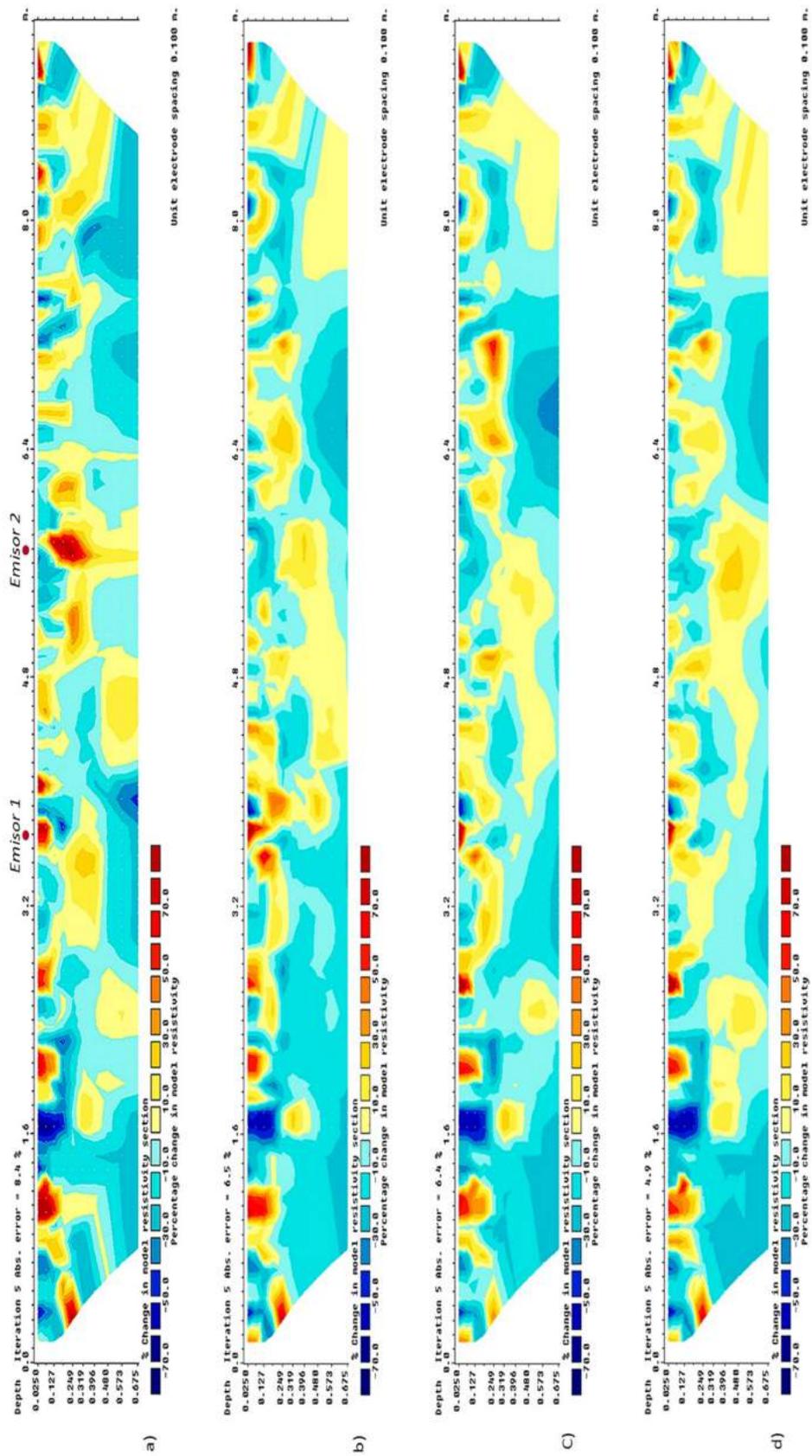


Figura 5.9. Variación porcentual de la resistividad de los diferentes modelos calculados con las dos constantes geométricas.

Para obtener una resolución mejor del proceso, la separación entre electrodos se redujo a 10 centímetros y el número de electrodos a 24, disminuyendo de este modo el tiempo necesario en la toma de datos, el cual fue de aproximadamente tres minutos y medio por perfil.

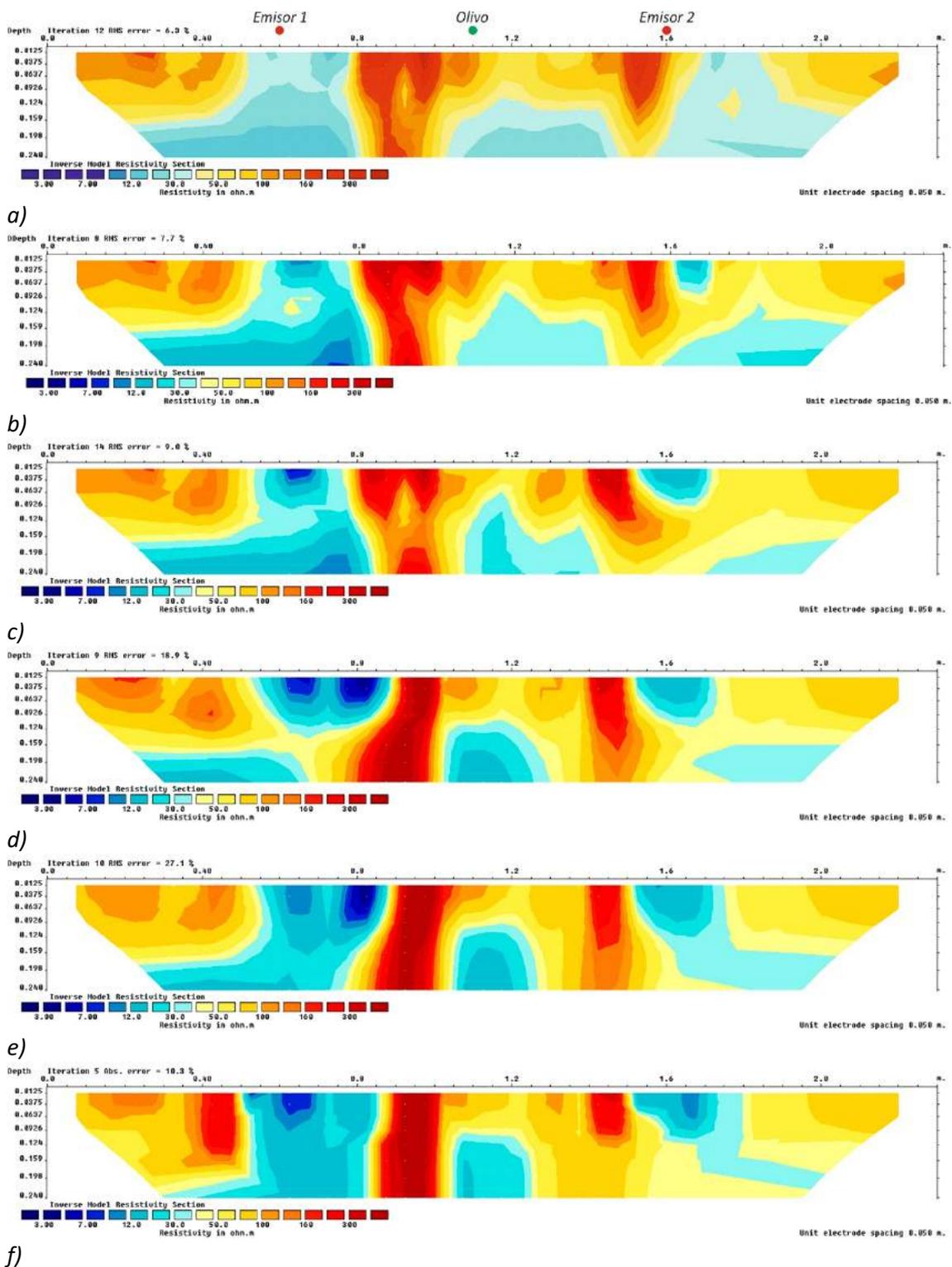
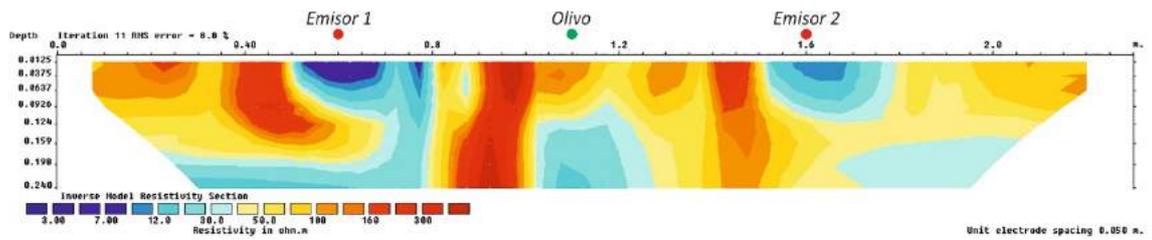
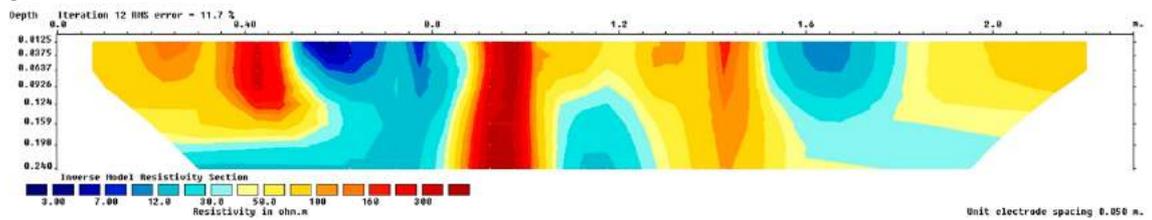


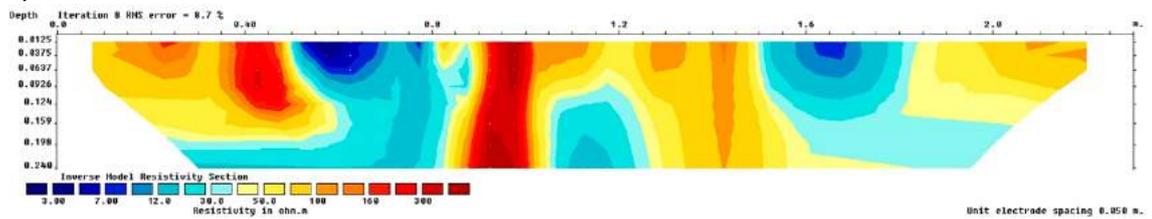
Figura 5.10. Resultado de la inversión del ensayo de transmisibilidad en arcillas antes de comenzar el riego a), b) a los 5 min., c) 10 min., d) 15 min., e) 20 min. y f) a los 25 min. desde el comienzo del riego.



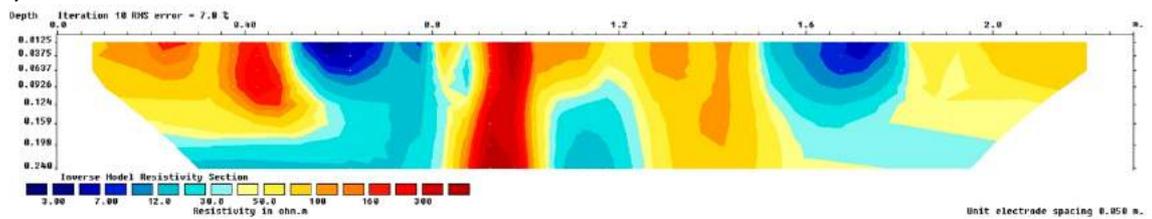
g)



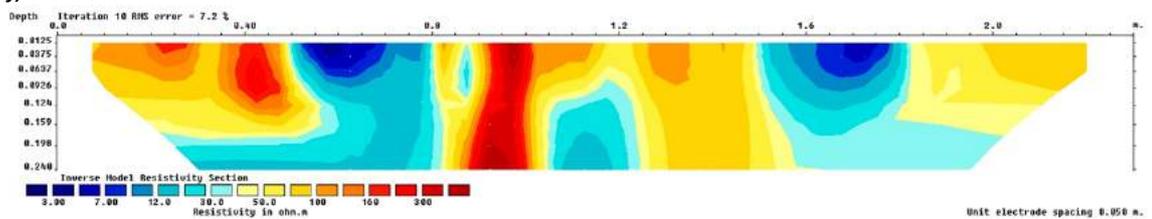
h)



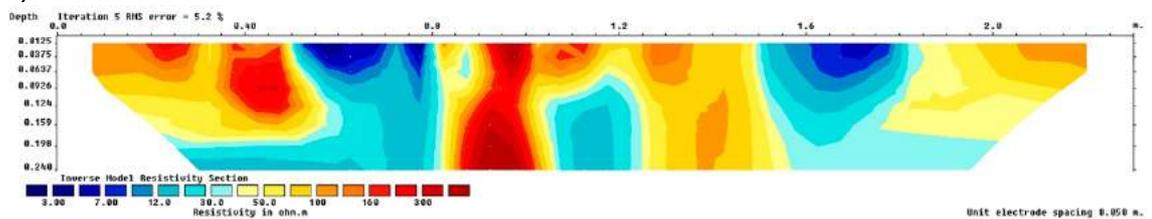
i)



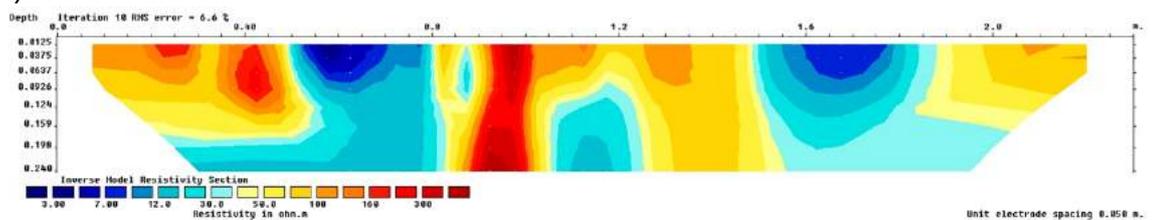
j)



k)



l)



m)

Figura 5.10. (continuación). Resultado de la inversión del ensayo de transmisibilidad en arcillas g) a los 30 min., h) 40 min., i) 50 min., j) 60 min., k) 70 min., l) 80 min. y m) 90 min. desde el comienzo del riego.

El perfil se extendió centrando el plantón del olivo de modo que su posición coincidía con la del electrodo 12 y los emisores quedaron situados en los electrodos 7 y 17 respectivamente.

El diseño del ensayo se realizó tomando en consideración la baja permeabilidad que presentan las arcillas. Así, el primer perfil del periodo de irrigación comenzó a los cinco minutos de iniciar el riego y hasta el perfil número cinco las medidas se realizaron con un lapso de tiempo de cinco minutos. A partir del sexto este se amplió a diez minutos.

Las observaciones se interpretaron seleccionando los parámetros de inversión que se consideraron apropiados basándose en los criterios del interpretador (figura 5.10), ya que el procedimiento de inversiones múltiples no consiguió mejorar sustancialmente los resultados.

Las anomalías resistivas verticales que muestran las inversiones de la figura 5.10 se corresponden con grietas de desecación en las arcillas que pueden representar un camino preferente para la circulación del agua durante la irrigación. En realidad, las figuras 5.7 y 5.8 muestran la presencia de abundantes fisuras en la zona superficial relacionadas con máximos de resistividad.

Varios autores (Tabbagh *et al.*, 2007; Sentenac y Zielinski, 2009; Greve *et al.*; 2010; Jones *et al.*, 2012 y 2014; Hassan y Toll, 2013; Tang *et al.*, 2018)) han investigado la influencia de las grietas en los estudios de tomografía eléctrica y corriente continua en general, caracterizándolas principalmente desde un punto de vista descriptivo. Gance *et al.* (2014) realizaron un pormenorizado estudio del efecto que varios factores (apertura, profundidad, buzamiento y relleno de aguas) tienen sobre las anomalías generadas por las fisuras y propusieron una técnica similar a las aplicadas en esta tesis de corregir su repercusión sobre las secciones de resistividad verdadera, esto es: obtener una constante geométrica que sustituya a la convencional y que incluya la corrección del efecto investigado.

Estos autores observaron que ni la amplitud, ni la geometría de las anomalías reflejaban la realidad de las fisuras y que además no aparecen localizadas en su posición exacta. Concluyen que la profundidad de la fisura es el parámetro más significativo, ya que el buzamiento y la anchura en superficie tienen menor influencia en el resultado observado, varias fisuras pueden aparecer representadas como una única anomalía de grandes dimensiones y las anomalías resistivas siempre irán acompañadas de zonas de baja resistividad asociadas a ellas. En el caso de que las

fisuras estén rellenas (por ejemplo, de agua o suelo) el efecto de las anomalías disminuye linealmente con el porcentaje de relleno

Utilizando un dispositivo Schlumberger, Gance *et al* (2014) afirman que cuando la profundidad de las fisuras es 0.16 veces el espaciamiento interelectródico, aparecen como anomalías perceptibles en las pseudosecciones.

Todas estas observaciones permiten obtener una idea clara de la influencia que el proceso de infiltración mostrado en la figura 5.10 tiene la presencia de las grietas, quedando patente la dificultad de aplicar la metodología previamente propuesta en este caso.

En la figura 5.10 observamos que puede ser aconsejable realizar un filtrado previo de los datos con el fin de eliminar el efecto de las fisuras, ya que el simple blanqueado de los valores de resistividad superiores a uno concreto de referencia podría ser insuficiente al menos para el emisor de la izquierda. No obstante, todavía pude obtenerse información de carácter cualitativo para este emisor, de la evolución de la zona humedecida con el tiempo y del efecto de las heterogeneidades del terreno sobre el proceso de infiltración. Además, es de suponer que los mínimos asociados a las anomalías resistivas que mencionan Gance *et al*, afectarán a las posiciones que se calculen del frente húmedo.

Recientemente, Cruz-Bautista *et al.* (2015) desarrollaron las siguientes ecuaciones para estimar las dimensiones del bulbo húmedo en suelos de textura franco-arenosa, franco-arcillosa o franco-limosa:

$$D_{bh} = 0.14 V^{0.353} K_{fs}^{-0.110} \theta_v^{-0.387} \quad [5.2]$$

$$Z_{bh} = 7.906 V^{0.458} Q^{-0.152} \theta_v^{0.386} \theta_r^{0.349} L_i^{-0.421} \quad [5.3]$$

donde D_{bh} representa el diámetro del bulbo húmedo (m), Z_{bh} el avance vertical (m), V el volumen de agua aplicada (m^3), K_{fs} la conductividad hidráulica saturada ($m s^{-1}$), θ_v el contenido de humedad inicial del suelo ($m^3 m^{-3}$), Q el caudal del emisor ($m^3 S^{-1}$), θ_r el contenido de humedad residual del suelo ($m^3 m^{-3}$), y L_i el contenido en limo (%).

En la tabla 5.1 se comparan las dimensiones y evolución del bulbo húmedo según las expresiones 5.2 y 5.3 con el resultado del ensayo de tomografía eléctrica, utilizando los valores de conductividad

hidráulica saturada determinada mediante un ensayo con infiltrómetro de doble anillo en una zona próxima al lugar donde se realizaron los perfiles, que proporcionó un valor de $K_{fs}=0.247$ (mm/s). El valor θ_r (0.1807%) se tomó del ajuste de la muestra de textura arcillosa AEMPS2 estudiada en el capítulo 3 que corresponde a las mismas arcillas y el de θ_v se eligió de tal forma que el resultado de D_{bh} fuera similar a los observados en campo durante el ensayo ($0.008 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).

Hay que tener en cuenta que las expresiones 5.2 y 5.3 no han sido contrastadas para texturas arcillosas, aun así, pueden ayudar a comprobar la coherencia de los resultados proporcionados por la tomografía eléctrica.

Los valores de profundidad máxima (Z_{25}) de la tabla 5.1 representan la profundidad máxima del frente húmedo bajo el emisor de la derecha (emisor 2) obtenidos aplicando el proceso propuesto en el capítulo 4, cuyos resultados se muestran en la figura 5.11.

Tabla 5.1.- Comparación de la profundidad del frente húmedo (Z_{25}) calculado bajo el emisor 2 y los Z_{bh} determinados por las expresiones propuestas por Cruz-Bautista et al. (2015).

Perfil	t (min)	D_{bh} (m)	R_{bh} (cm)	Z_{bh} (cm)	Z_{25} (cm)	Dif. Z (%)
P2	5	0.133	6.624	4.247	4.702	10.71
P3	10	0.169	8.460	5.834	5.157	11.60
P4	15	0.195	9.762	7.024	6.865	2.27
P5	20	0.216	10.805	8.014	9.025	12.62
P6	25	0.234	11.691	8.876	7.938	10.57
P7	30	0.249	12.468	9.649	7.162	25.77
P8	40	0.276	13.800	11.008	10.320	6.25
P9	50	0.299	14.931	12.192	10.346	15.14
P10	60	0.319	15.924	13.254	10.744	18.94
P11	70	0.336	16.814	14.224	11.203	21.24
P12	80	0.353	17.626	15.121	11.689	22.70
P13	90	0.368	18.374	15.959	12.010	24.74

Las diferencias porcentuales absolutas entre los valores de profundidad máxima (Dif. Z) calculados tienen un promedio de un 15% y aunque entre ellas aparecen algunas desviaciones intermedias significativas, llama la atención el incremento que con el tiempo sufren los últimos datos, lo que podría justificarse por la textura de los materiales ensayados, más fina que la de los indicados para la aplicación de las fórmulas propuestas por los autores mencionados.

En las figuras 5.10 y 5.11 se observa que el agua aportada por el emisor de la izquierda (emisor 1), a los 15 minutos de comenzar el riego, empieza a circular por una grieta de desecación. Los valores bajos de resistividad originados de esta forma generan un gradiente muy alto con el terreno de su derecha, caracterizado por valores altos de resistividad asociados a una segunda grieta. Por esta razón, a partir del perfil mostrado en la figura 5.11.g, la posición calculada del frente húmedo aparece alineada verticalmente.

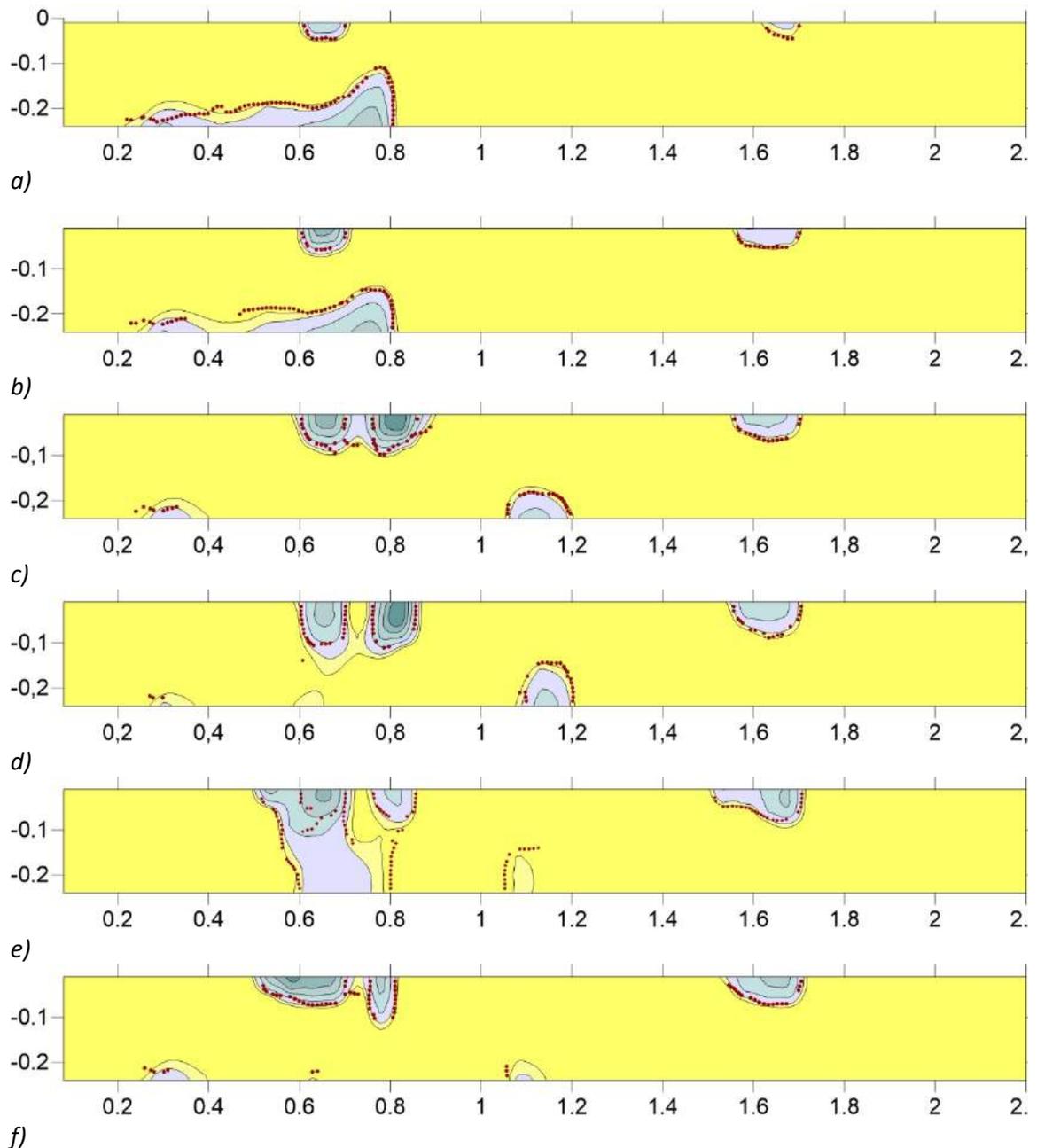


Figura 5.11. Estimación de la posición del frente húmedo a los 5 min. a), 10 min. b), 15min c) 20 min. d) 25 min. y a los 30 min. e) desde el comienzo del riego.

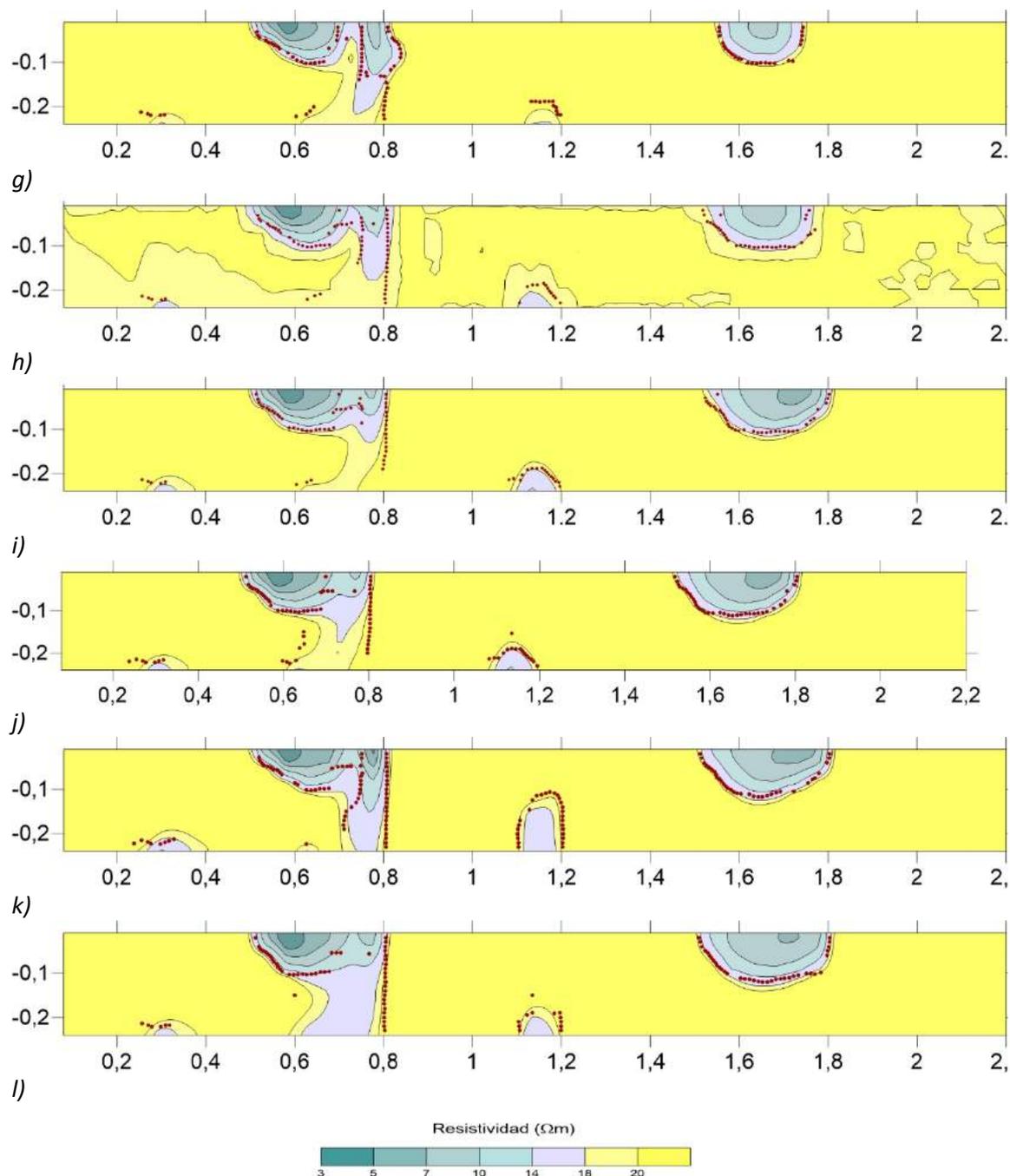


Figura 5.11. (continuación). Estimación de la posición del frente húmedo a los 40 min. g), 50 min. h), 60 min. i), 70 min. j), 80 min. k) y 90 min. l) desde el comienzo del riego.

En conjunto, estas heterogeneidades del terreno dificultan el análisis de los resultados para el emisor nº 1, mientras que, por el contrario, el emisor nº 2 aparece situado sobre un terreno más homogéneo y la evolución del frente húmedo que genera tiene un comportamiento más apropiado para su estudio.

Otras anomalías claramente no relacionadas con las zonas humedecidas por los emisores se observan en la parte inferior de los gráficos representados en la figura 5.11, las cuales corresponden con zonas donde los dispositivos de medida son menos sensibles.

Seleccionar el valor de resistividad utilizado para blanquear los datos antes de proceder a localizar la posición del frente húmedo es un aspecto del proceso que debe tratarse con cuidado, ya que, si se eligen valores muy altos, el resultado aparecerá contaminado por estructuras no relacionadas con el objetivo de la investigación, mientras que, si se elige un valor inferior al óptimo, se cometerá un error por defecto.

Utilizando un conductímetro de suelos Hanna modelo HI993310 en combinación con la sonda HI76305 se estimó la resistividad del terreno húmedo, la cual proporcionaba un valor de 0.38 gr/l, equivalente a 7.3 Ω m, valor que corresponde al del terreno completamente saturado. Dicho valor es solo orientativo ya que el frente húmedo se extenderá más allá de la zona completamente saturada. Por esta razón, el valor de resistividad escogido se obtuvo de los resultados de la inversión (figura 5.10).

Tras la inspección *de visu* de los resultados de la inversión se ha calculado la posición del frente húmedo utilizando valores de resistividades de fondo de 20, 25, 30 y 35 Ω m, resultando excesivamente bajas las calculadas con 20 Ω m, y demasiado elevadas las calculadas con un valor de 35 Ω m, mientras un valor de 25 Ω m proporciona resultados más apropiados, por lo que se adoptó como definitivo (figura 5.12.a).

Una vez seleccionado el valor óptimo de fondo para realizar el blanqueo, algunos de los resultados pueden manifestarse poco fiables, ya sea por una incorrecta selección de los parámetros de inversión o por cualquier otra causa. Puesto que a pesar de todo pueden persistir datos que resultan poco coherentes, se han eliminado algunos de ellos en el cálculo, seleccionando solamente ocho de los 12 datos proporcionados por el ensayo (Figura 5.12.b).

De forma similar a la propuesta por Jakubovsky y Liajov (1980) para el estudio del avance de un frente contaminado con sal en la determinación de la dirección y velocidad de desplazamiento de aguas subterráneas mediante el método de puesta a masa, se ha estimado la velocidad de avance del frente húmedo (figura 5.13).

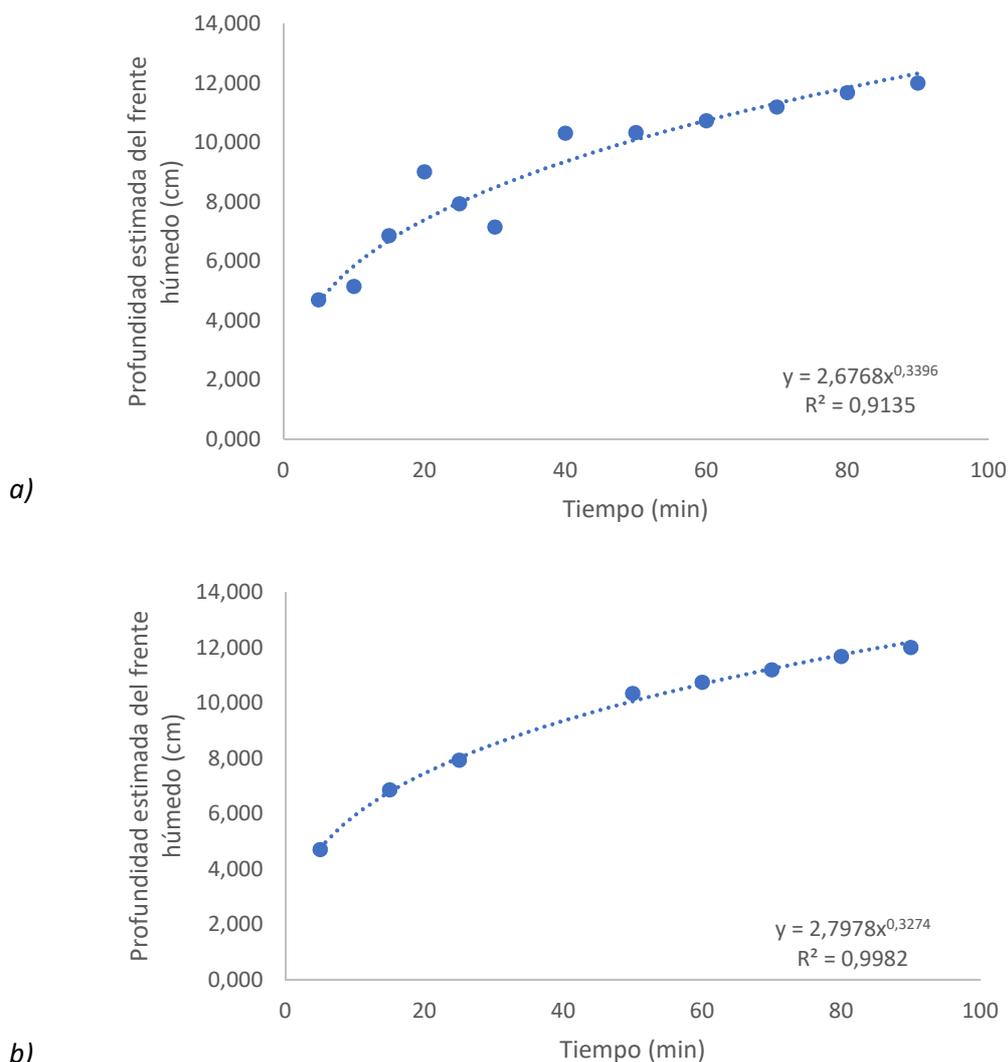


Figura 5.12. Ajuste a una ecuación potencial de la variación de las profundidades estimadas con el tiempo. a) Conjunto completo de datos observados y b) datos seleccionados para el cálculo.

En la metodología expuesta por Iakubovsky y Liajov, la velocidad del flujo de una corriente se establece como la tendencia de los valores de la velocidad media en diferentes intervalos de tiempo, obtenida a partir de la posición de las isolíneas determinadas en levantamientos consecutivos. En este caso en lugar de isolíneas se ha utilizado la posición más profunda del frente húmedo (r) calculada bajo el emisor en cada instante (t) y el valor medio de la velocidad de avance en el intervalo de tiempo entre dos observaciones se ha determinado como: $v_1 = \Delta_1 r / \Delta_1 t$, $v_2 = \Delta_2 r / \Delta_2 t$, $v_3 = \Delta_3 r / \Delta_3 t$, y así sucesivamente.

Como se muestra en la figura 5.13, en los primeros momentos del riego, la velocidad de infiltración (infiltración inicial) es alta. El agua penetra al principio por las grietas y poros de mayor tamaño por gravedad y pasa a los de menor tamaño por capilaridad sustituyendo el aire que los rellena. Finalmente, una vez que el suelo se ha saturado, se alcanza una velocidad constante de avance.

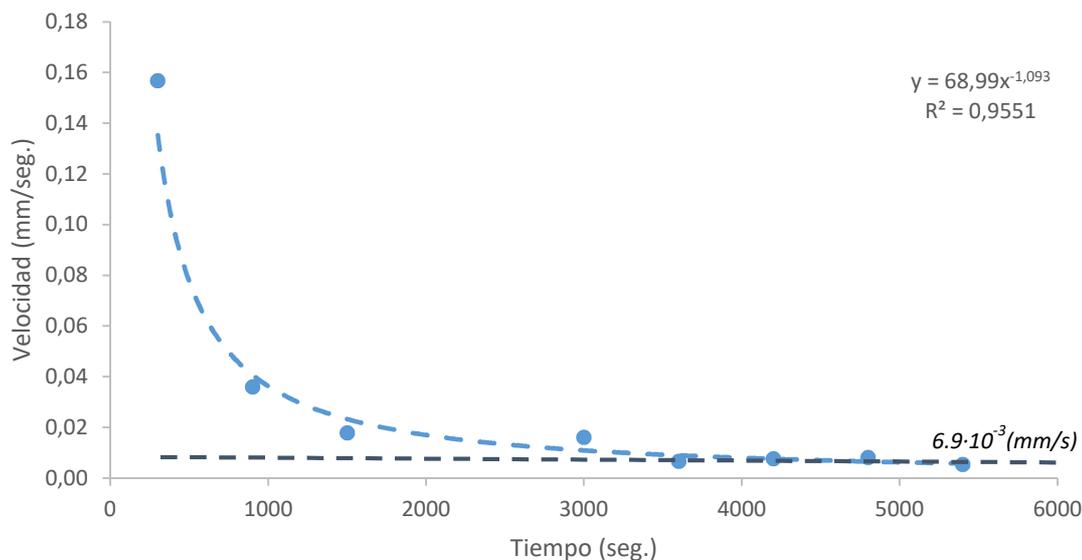


Figura 5.13. Relación entre la velocidad de avance del frente húmedo y el tiempo para el emisor nº 2.

Como resultado (figura 5.13), se ha calculado que el frente húmedo avanza en las arcillas namurienses ensayadas a una velocidad aproximada de $7 \cdot 10^{-3}$ mm/s (25 mm/h), manteniéndose estable una hora después del comienzo del riego.

Esta forma de operar permitirá obtener, además de una visión de la forma y dimensiones de la zona humedecida, la velocidad de avance del frente húmedo en un terreno para un caudal determinado del emisor.

Cuando el agua penetra en el suelo, su movimiento está gobernado por la acción combinada de, por un lado, fuerzas capilares, de adsorción (matriciales) y osmóticas, y por otro, por fuerzas gravitacionales, predominando las primeras en las fases iniciales del proceso de infiltración (Kirkham, 2005). Cuando el movimiento tiene lugar en ausencia de fuerzas de gravedad, se considera como un proceso de sorción², mientras que cuando ocurre bajo la influencia de la gravedad, se considera como una "infiltración" (Assouline, 2013). Así, Brutsaert (2005), define la infiltración como: "la entrada del agua en la superficie el suelo y su posterior movimiento vertical a través del perfil del suelo" (citado por Assouline, 2013).

Existe un gran número de modelos que pueden utilizarse para caracterizar la infiltración del agua en el terreno, los cuales se pueden clasificar en tres grupos: modelos físicos, semiempíricos y empíricos (Mishra et al., 2003). Estos últimos tienen la ventaja evidente de reflejar las condiciones

² Retención de una sustancia por otra cuando están en contacto.

reales del terreno al utilizar información obtenida directamente sobre la zona investigada. Sin embargo, parten de la presunción de que el perfil del suelo es homogéneo y el movimiento del agua uniforme a su través (Wilson, 2017).

Entre los modelos empíricos se incluye el de Kostiakov (1932), uno de los más aplicados por su simplicidad, facilidad de empleo y versatilidad en su aplicación a los diferentes tipos de suelo. Este modelo se considera válido cuando la tasa de infiltración es superior a la conductividad hidráulica saturada ya que con el tiempo el modelo tiende a cero.

Según este modelo, la forma general de la ecuación de la infiltración acumulada en el terreno (F) en función del tiempo (t) viene dada por la expresión (p. ej.: Zakwan, 2017):

$$F = At^B \quad [5.4]$$

donde A y B son obtenidos a partir del ajuste de los datos experimentales de infiltración.

Elmaloglou y Diamantopoulos (2007) adoptan también la misma expresión para identificar la posición del frente húmedo en profundidad bajo el emisor durante el periodo de irrigación, modificándola para definir el avance del frente húmedo una vez finalizada la irrigación.

Derivando la ecuación 5.4 con respecto al tiempo se obtiene la velocidad de infiltración o infiltración instantánea (I):

$$I = \frac{dF}{dt} = a b 60 t^b \quad [5.5]$$

donde $a > 0$, b está comprendido entre 0 y -1, $A = a/B$, y $B = b + 1$.

La infiltración básica (I_b) representa el valor de la velocidad de infiltración cuando su variación respecto del tiempo es muy lenta, aceptándose que esto ocurre cuando se ha alcanzado una variación de la velocidad de infiltración del 10 % o menor, es decir, cuando la tasa de infiltración se mantiene prácticamente constante en el tiempo. En realidad, se considera que la ecuación de Kostiakov solo representa el fenómeno de infiltración en los tramos medios.

Este parámetro es importante en el diseño de sistemas de riego ya que cuando se aporta un exceso de agua al suelo que supere la velocidad de infiltración puede producirse escorrentía y en consecuencia una distribución irregular del agua.

El tiempo en horas (t_b) en el que se alcanza la infiltración básica se calcula por la expresión:

$$t_b = \frac{dI}{dt} = -0.1 I = -10 b \quad [5.6]$$

Y sustituyendo la ecuación 5.6 en la 5.5 se obtiene la expresión general de la velocidad de infiltración básica:

$$I_b = abt_b^b \quad [5.7]$$

Utilizando el método y expresiones de Kostiaikov se han estimado los parámetros de infiltración de las arcillas namurienses según los resultados de la tomografía eléctrica, obteniéndose los siguientes valores (figura 5.14):

$$F = 2.798 t^{0.327}$$

$$I = 0.916 t^{-0.673}$$

$$T_b = 6.7 \text{ horas}$$

$$I_b = 9.71 \text{ mm/h} = 2.7 \cdot 10^{-3} \text{ mm/seg}$$

Realizando el cálculo con los doce puntos que constituyen el conjunto total de datos observados no se ha encontrado una variación significativa en los resultados, obteniéndose un valor de I_b de 10.5 mm/h ó $2.9 \cdot 10^{-3}$ mm/seg.

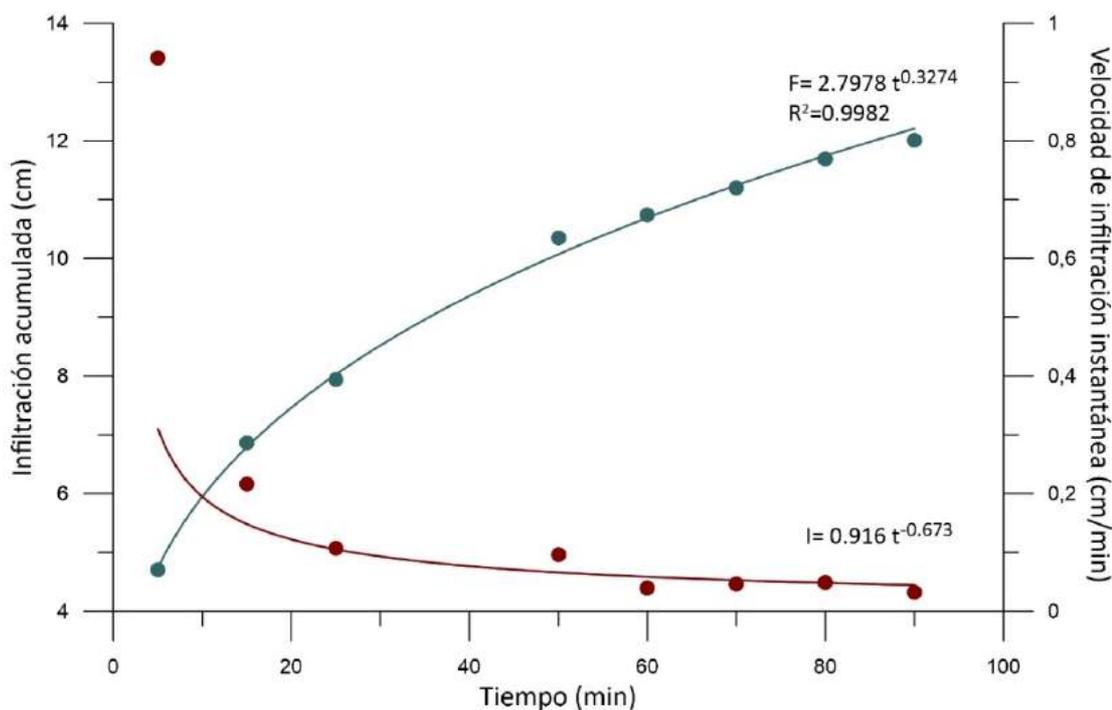


Figura 5.14. Curvas de la velocidad de infiltración e infiltración acumulada calculadas para el emisor nº 2.

Para periodos largos de tiempo, cuando el terreno es uniforme, la infiltración se estabiliza, con lo que sus valores deberían ser similares a la de la conductividad hidráulica saturada (Clemmens, 1981; Rawls, 1992). Mohanty *et al.* (1994) y Verbist *et al.* (2010 y 2013), al comparar diferentes

métodos de estimar la conductividad hidráulica saturada determinan que las heterogeneidades del terreno y los métodos de medida y cálculo hacen que los resultados presenten una alta variabilidad, como ocurre con la tasa de infiltración medida entre puntos próximos de una misma unidad de suelo (Matta *et al.*, 2018). Por tanto, para conseguir un valor representativo de los procesos de infiltración en un terreno, sería necesario realizar el ensayo en varios puntos, para lo que se podría extender una línea de goteros a lo largo del mismo perfil y así poder observar la evolución del frente húmedo en varios emisores al mismo tiempo. Por ejemplo, para un dispositivo de 48 electrodos separados 10 centímetros entre sí, podrían colocarse siete emisores en la parte central en cada ensayo separados 50 centímetros. Evidentemente, sería necesario un cuidadoso diseño del dispositivo de medida con el fin de reducir al máximo el tiempo de adquisición de datos y maximizar la información en la zona de interés.

Clemmens (1981), apunta a la posibilidad de que el ajuste a una función potencial de los datos puede que solo sea correcta para el principio del proceso de infiltración desviándose posteriormente a un valor constante.

Aplicar el modelo de kostiakov a los datos de avance del frente húmedo puede ser un planteamiento muy simplista que considera que bajo el emisor se produce un flujo unidireccional principalmente en dirección vertical. Los métodos empíricos tradicionales utilizados para medir la infiltración suponen que se produce un flujo unidimensional, mientras que en un riego por goteo se produce un flujo radial bidimensional. Además, puesto que, en estos sistemas de riego la misma cantidad de agua aportada por unidad de tiempo debe humedecer un volumen de suelo cada vez mayor, no es de extrañar que se produzca una amortiguación continua del avance del frente húmedo. Para intentar sacar partido de esta información y obtener información fiable sobre las características hidrológicas del suelo habría que comenzar por estudiar modelos como el propuesto por Philip (1993).

En cualquier caso, parece evidente que mientras más similares sean las condiciones del ensayo a las que se encontrarán en campo, más precisos y ajustados a la realidad deben ser los resultados, y una metodología como la expuesta por Iakubovsky y Liajov sería, además de eficaz y sencilla, suficiente para obtener provecho de la tomografía eléctrica en el diseño de sistemas de riego por goteo.

5.2.3. Análisis durante el periodo de desecación.

El proceso inverso al tratado en el apartado anterior, esto es, la pérdida de humedad del terreno durante el periodo de desecación, puede ser analizado también mediante la tomografía eléctrica, aunque en este caso es de suponer que no aparecerá un contacto neto con la zona humedecida y su desplazamiento será mucho más gradual y lento que los observados en un estudio de infiltración.

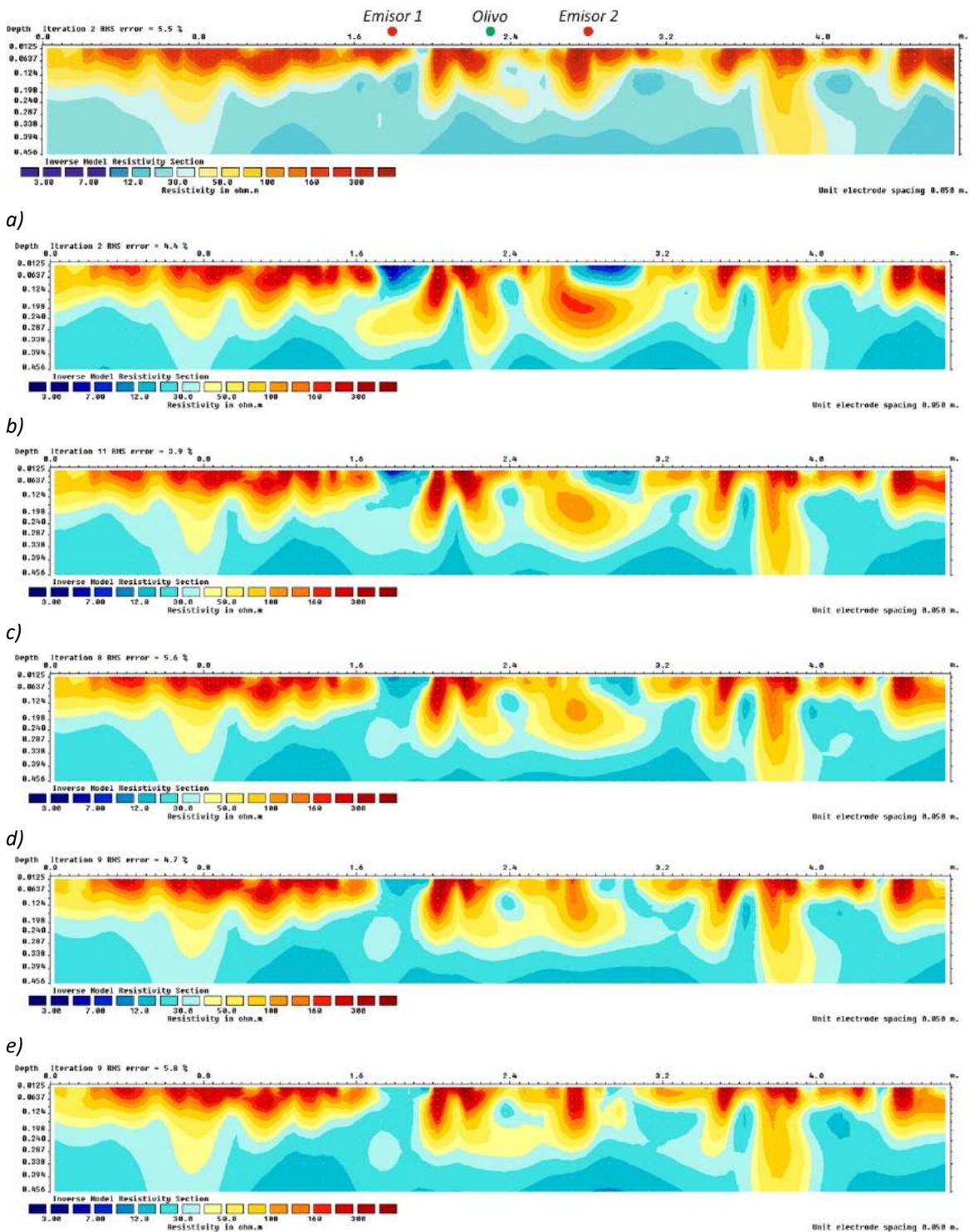
En este caso se realizaron seis perfiles con un dispositivo Schlumberger tomando 408 medidas por perfil y como en el caso anterior, manteniendo una separación entre electrodos de 10 centímetros. Se utilizaron 48 electrodos, quedando situando el plantón de olivo en el electrodo 24 y los emisores en los electrodos 19 y 29 respectivamente (figura 5.15). Al mismo tiempo que se registraron las medidas de resistividad se obtuvieron medidas de cargabilidad empleando los mismos electrodos metálicos como electrodos de emisión y recepción. Sin embargo, dados los malos resultados obtenidos en dichas medidas, estas se han obviado y sus resultados no se incluyen en el estudio.

Quedó patente que para obtener un resultado aceptable en estas medidas era necesario emplear electrodos impolarizables para registrar las medidas de potencial. Para operar de esta manera, simplemente sería necesario dividir el perfil en dos líneas paralelas, de modo que la primera, formada por electrodos metálicos, se utilice exclusivamente para la emisión de señal, mientras que la segunda, conectadas a electrodos impolarizables registre las medidas de potencial (figura 5.16).

El principal inconveniente de esta forma de operar consiste en la reducción a la mitad del número de electrodos disponibles con la consiguiente restricción en la extensión lateral del terreno investigado y la consecuente pérdida de resolución, pero tendría la ventaja de que no se utilizarían electrodos de potencial que previamente actuaron como electrodos de emisión, evitándose los inconvenientes asociados a la polarización de electrodos relacionada con la secuencia de medida.

Para controlar los cambios temporales en la distribución del agua del suelo usualmente se emplea la metodología denominada "*lapse-time*", pero como afirman Singha *et al.* (2015), la mera comparación de imágenes obtenidas en diferentes momentos, si bien puede proporcionar información valiosa sobre los cambios asociados con diversos procesos hidrológicos, no es

actualmente un objetivo de estudio en este tipo de investigaciones geofísicas, por el contrario, la tendencia es que se busque un carácter cada vez más cuantitativo.



f) *Figura 5.15. Interpretación de los perfiles realizados durante el análisis del proceso de pérdida de humedad. a) Perfil P0 realizado antes del proceso de riego, b) P1 comenzado a los 45 minutos de comenzar el riego, c) P2, d) P3, e) P4 y f) P5, realizados a las 24, 71.5, 120 y 192 horas respectivamente.*

El software de inversión Res2DInv, entre las opciones que presenta, incluye una para el estudio del cambio en saturación haciendo uso de la ley de Archie. Sin embargo, esta no sería aplicable en el caso de que el terreno presente un alto contenido en arcillas.

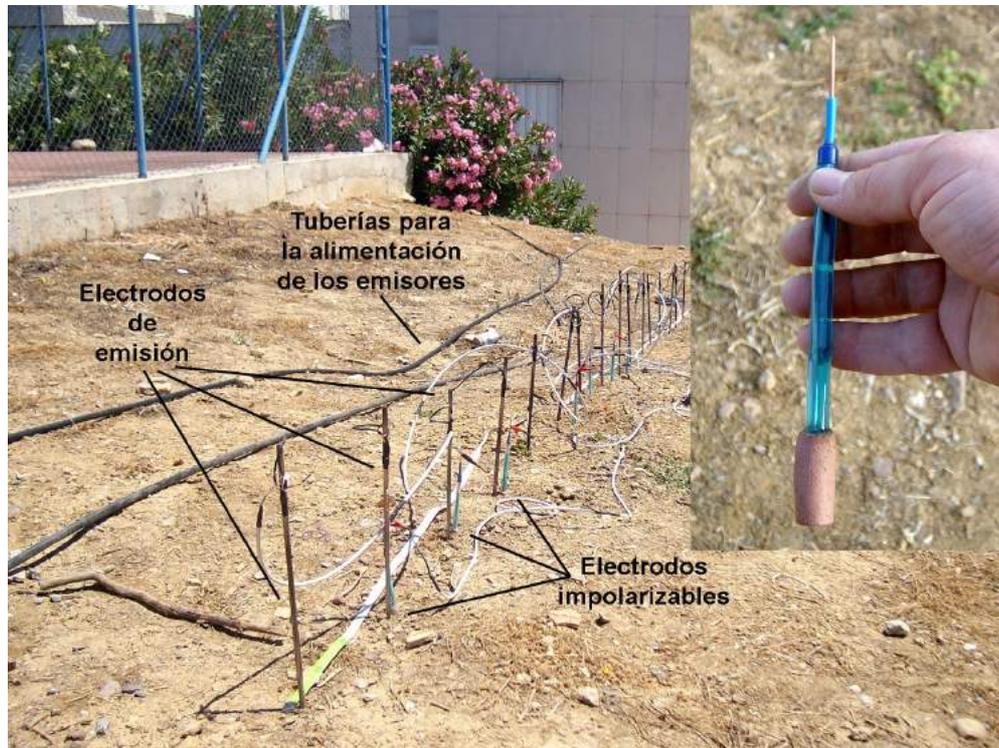


Figura 5.16. Ejemplo de dispositivo para registrar datos de polarización inducida utilizando electrodos metálicos de emisión e impolarizables de recepción. A la derecha se muestra un detalle de un electrodo impolarizable de fabricación casera.

En la técnica “*lapse-time*”, la anomalía temporal de resistividad ($\Delta\rho_t$) se determina por la expresión (Samouëlian *et al*, 2005):

$$\Delta\rho_t = \frac{\Delta(\rho_t - \rho_0)}{\rho_0} = \frac{\rho_t}{\rho_0} - 1 \quad [5.8]$$

siendo ρ_0 y ρ_t las resistividades en el momento inicial y en el instante “*t*” respectivamente. El valor $\Delta\rho_t$ se multiplica por 100 para obtener una variación porcentual temporal de la resistividad en el subsuelo (figura 5.17). Estos autores consideran que la utilización de las variaciones temporales de resistividad tiene la ventaja, sobre los valores absolutos de las medidas realizadas en un único instante, de ser más exactas, ya que los errores sistemáticos tenderían a eliminarse (Loke , 2004)

La idea que se plantea en este tipo de ensayo es similar a la que fundamenta en el principio de funcionamiento del sensor Watermark, el cual mide de la resistencia entre dos electrodos intentando mantener constantes todos los factores que le afectan a excepción del contenido de humedad del lugar donde se realiza la medida. Este mismo concepto podría aplicarse en las medidas realizadas en perfiles consecutivos de tomografía eléctrica mediante el método *time-lapse analysis*, de tal modo que cada punto central de los bloques del modelo de resistividades

verdaderas obtenidos en la inversión (figura 4.14) podría considerarse un sensor Watermark situado en ese punto, en el que a lo largo del tiempo solo se modificará la temperatura y el contenido de humedad durante los periodos de medida.

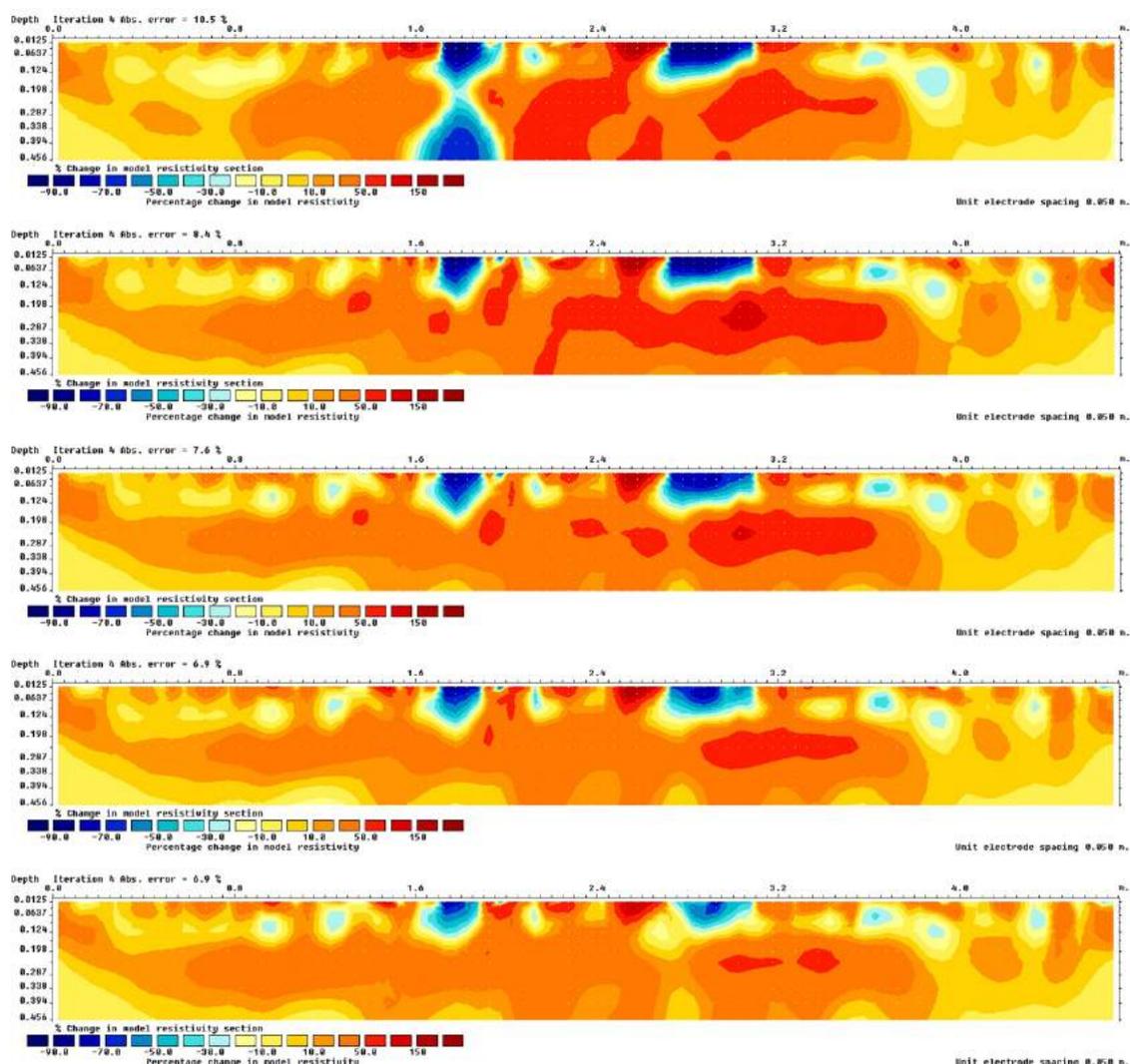


Figura 5.17. Cambios porcentuales de la resistividad con respecto al perfil P0 (antes de comenzar el riego) obtenidos a partir de los datos de las secciones mostradas en la figura 5.14, corregidos de temperatura, utilizando la opción time-lapse de Res2DInv.

El sensor Watermark estima la retención de humedad del suelo empleando un ajuste no lineal entre ésta y la resistencia observada (Thompson *et al*, 1987; Shock *et al*, 1998). Este tipo de aproximación es con frecuencia utilizada en los estudios de tomografía eléctrica, si bien necesita establecer relaciones empíricas que solamente tienen una validez local e incluyen indeterminaciones importantes, por ejemplo: cómo de representativas son las muestras puntuales estudiadas, cuántas serán necesarias para valorar apropiadamente la relación resistividad humedad, o cómo influyen las variaciones locales de textura, compactación, etcétera en los ajustes establecidos, además de las derivadas del propio método geofísico (selección de

parámetros de inversión, resolución espacial y temporal del método, influencia de artefactos, sensibilidad del dispositivo, etc.). Además, cada punto estudiado representa en realidad un área que puede no ser homogénea y las ecuaciones a aplicar a cada uno de ellos pueden ser diferente, ya que factores como la textura, contenido en arcillas compactación, entre otros, también influyen en la relación resistividad-humedad.

La corrección de temperatura en tomografía eléctrica es una variable a la que generalmente no se presta atención en los estudios convencionales, a pesar de ser este un factor importante que afecta a la resistividad (p. ej.: Rein *et al.* 2004). Sin embargo, Hayley *et al.* (2007) afirman que tomar en consideración las variaciones de temperatura es especialmente importante cuando se intenta realizar estimaciones cuantitativas de concentración o contenido de humedad a partir de datos de resistividad o cuando se comparan imágenes mediante “*time-lapse analysis*” en un periodo de tiempo grande.

La corrección de temperatura de los puntos medidos, en realidad en los puntos de atribución, puede realizarse estimando la temperatura del suelo a una determinada profundidad ($T_{z,t}$), por ejemplo, utilizando la expresión (Campbell y Norman, 1998):

$$T_{(z,t)} = T_{med} + A(0) e^{\left(-\frac{z}{D}\right)} \text{sen} \left(\omega(t - 8) - \frac{z}{D} \right) \quad [5.9]$$

Donde T_{med} es la temperatura media diaria en la superficie del suelo, $A(0)$ es la semi-amplitud de la variación total de la temperatura en la superficie, ω es la velocidad angular de rotación de la Tierra (7.3×10^{-5} rad/seg), t la hora a la que se realizan las medidas, y $D=(2k/\omega)$ es la profundidad de amortiguación, la cual tiene un valor de alrededor de 0,1 m para suelos húmedos y minerales, y de 0,03 a 0,06 m para suelos secos y orgánicos, siendo k la difusividad térmica del suelo (aproximadamente $0.2 \text{ mm}^2/\text{s}$ para las arcillas secas).

La variable D , fundamental en el cálculo, puede determinarse para un terreno concreto realizando medidas a dos profundidades z_2 y z_1 mediante la expresión deducida de la ecuación 5.9 (Campbell y Norman, 1998):

$$D = \frac{z_1 - z_2}{\ln(T_{z_2} - T_{med}) - \ln(T_{z_1} - T_{med})} \quad [5.10]$$

Dado que la profundidad de investigación es muy reducida en las aplicaciones que nos ocupan, podría ser más conveniente y preciso disponer varios sensores de temperatura a distintas

profundidades (por ejemplo, cinco situados en un punto próximo al centro del perfil cada 10 centímetros) para obtener la evolución de la temperatura del suelo durante el proceso de medida. De este modo dispondríamos de una corrección para la profundidad media de investigación del dispositivo, la cual se aplicaría a los datos medidos en función del tiempo en que se adquiere cada uno de ellos. Conocida la secuencia de medidas y la duración de la toma de datos podemos estimar en qué momento y a qué profundidad se realiza cada medida.

Amidu (2008) aplica la corrección de temperatura sobre los resultados de la inversión tomando como referencia el modelo propuesto en la expresión 5.9. Sin embargo, parece más razonable efectuar dicha corrección con anterioridad al proceso de inversión, ya que de este modo la interpretación se realizaría sobre un conjunto de datos en los que se habría eliminado el efecto de la variación de temperatura con la profundidad evitando su posible influencia sobre los resultados finales.

En la medida de cualquier dispositivo eléctrico la resistividad aparente observada está influenciada por un determinado volumen de terreno, y el punto de atribución o la profundidad media de investigación del dispositivo (Edwards, 1977) o seudoprofundidad del dispositivo tetraeléctrico, es tan sólo una forma apropiada de representar la información. Además, como se deduce de los estudios de sensibilidad de los dispositivos, no todo el volumen de terreno influye de la misma forma ni con la misma intensidad en el valor de resistividad calculado. Por tanto, para conseguir una corrección efectiva de la temperatura, previa al proceso de inversión, no sería suficiente con calcular la variación de la temperatura con la profundidad y el tiempo, si no que sería necesario un estudio mucho más profundo para poder llevar todas las resistividades medidas de un perfil de tomografía eléctrica a un valor de referencia común.

Establecer una metodología de corrección de la temperatura en medidas de tomografía eléctrica, determinar cuándo es necesaria su aplicación, cómo responden los diferentes dispositivos a las variaciones de temperatura en el subsuelo y analizar los errores y artefactos originados por esta causa, es un tema de estudio al que por el momento se ha prestado poca atención.

En el presente caso, la corrección de temperatura se aplicó siguiendo el mismo modelo propuesto por Campbell y Norman, pero con anterioridad al proceso de inversión, determinando la profundidad a la que correspondía cada medida como la profundidad media de investigación del

dispositivo (Edwards, 1977) y asignándole el tiempo en función de la duración del proceso de toma de datos.

Con el fin de determinar los parámetros de la corrección, durante la realización de cada perfil se registró en varias ocasiones la temperatura en la superficie del suelo tanto sobre el terreno seco como en la zona humedecida de control (ver figura 5.1.b). Estas temperaturas se muestran en la figura 5.18.

Aceptando que durante el periodo de tiempo en que se realiza un perfil la variación de la temperatura en la superficie del suelo tiene un comportamiento lineal y que, como se ha dicho, se adapta al modelo de Campbell y Norman, la expresión 5.9 quedaría de la forma:

$$T_{(0,t)} = T_{med} + A(0) \text{ sen}(\omega(t - 8)) \quad [5.11]$$

De donde se podrían estimar los valores de T_{med} y $A(0)$ para obtener una apreciación de la corrección de temperatura en cada instante a la profundidad media de investigación del dispositivo previamente al proceso de inversión.

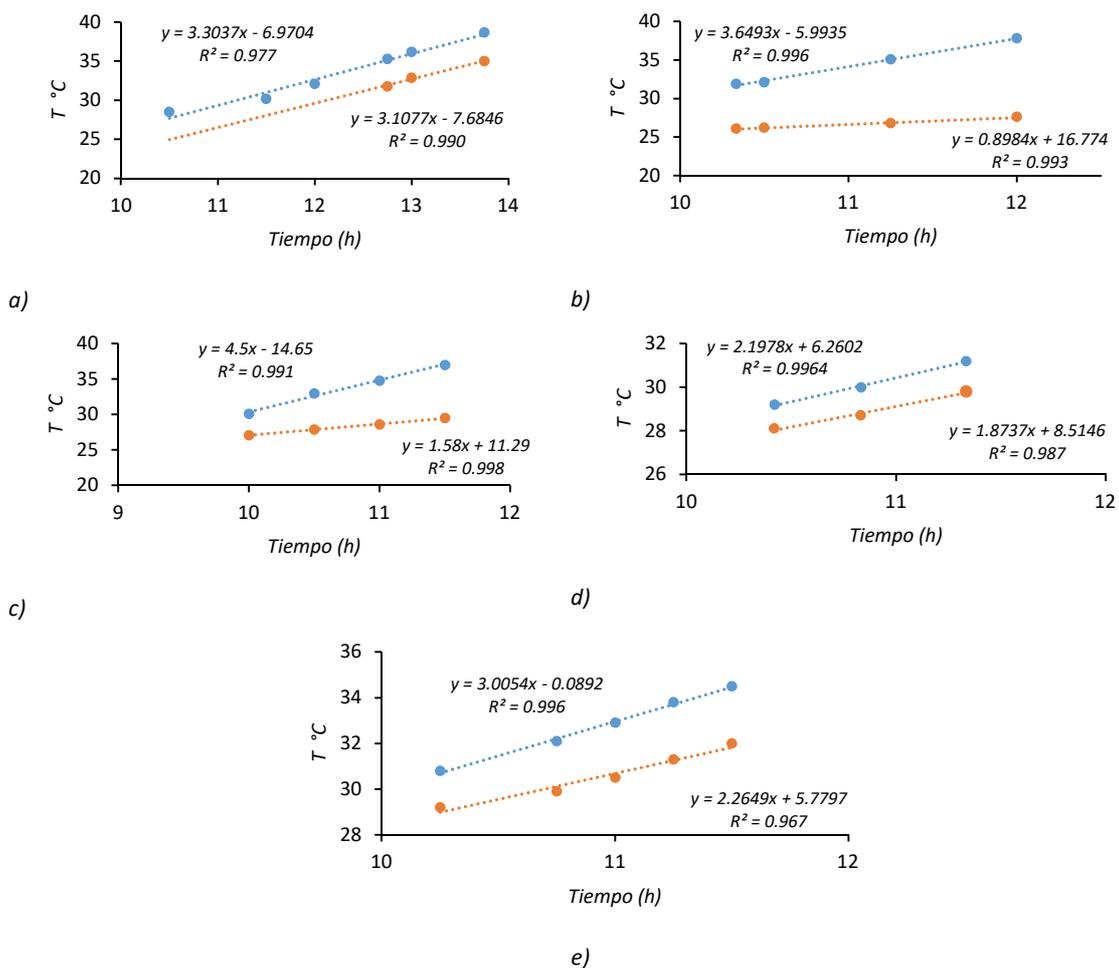


Figura 5.18. Evolución de la temperatura del suelo seco (azul) y húmedo (rojo) medida durante la realización de los perfiles a) P0 y P1, b) P2, c) P3, d) P4 y e) P5.

En la tabla 5.2 se resumen los valores de temperatura superficial observados al comienzo de cada perfil, los calculados de T_{med} y $A(0)$ por la expresión 5.11, así como las medidas de potencial mátrico (ϕ_m) obtenidas con el sensor Watermark y las de contenido volumétrico de humedad (θ_v) proporcionadas por el TDR100 seleccionando la opción de alto contenido en arcillas.

Tabla 5.2. Datos obtenidos en el punto de observación próximo al perfil y resumen de las medidas realizadas y de los valores calculados para la corrección de temperatura.

Perfil	Tiempo (h)	Zona seca			Zona húmeda				
		T_0 (°C)	T_{med} (°C)	$A(0)$ (°C)	T_0 (°C)	T_{med} (°C)	$A(0)$ (°C)	ϕ_m (kPa)	θ_v (%)
0	0	28.5	25.7	15.3	-	-	-	Fuera de rango	11.9
1	0.75	35.3	25.7	15.3	31.8	20.0	18.1	0	51.9
2	24	31.9	30.4	14.7	26.1	25.7	3.6	29	36.2
3	71.5	30.1	30.4	17.6	27.1	27.1	6.2	56	23.8
4	120	29.2	28.2	8.6	28.1	27.2	7.4	78	21.8
5	192	30.8	29.9	11.8	29.2	28.4	8.9	101.5	18.1

Aceptando las ideas de Pozdnyakova para las curvas de humedad-resistividad analizadas en el capítulo 3 y disponiendo de un número suficiente de perfiles repetidos con un intervalo apropiado de tiempo, las secciones de resistividad verdadera obtenidas en el proceso de inversión podrían proporcionar información del estado energético del agua en suelo y de su evolución en el tiempo. La ventaja principal de esta forma de operar sería que no se toman en consideración el valor absoluto de la resistividad y, por tanto, las variaciones locales de resistividad no asociadas al contenido de humedad no se interpretarían erróneamente como tales. Por el contrario, se asume que toda la zona humedecida tiene el mismo contenido de humedad volumétrica y que se modifica con el tiempo de igual manera.

En la figura 5.19 se muestra la evolución de la resistividad en el centro de nueve bloques consecutivos de la zona humedecida por el emisor 2. Esta zona representa un área que abarca una extensión horizontal de unos 15 centímetros y una profundidad de aproximadamente 7.5 centímetros. En dicha figura la resistividad se representa frente a los valores de humedad volumétrica proporcionados por las medidas de control realizadas con el reflectómetro TDR-100 (tabla 5.2). De su observación, y a pesar del reducido número de datos, queda patente que el comportamiento de la resistividad se adapta al predicho por Pozdnyakova, mostrando un cambio evidente de comportamiento cuando la humedad alcanza un valor próximo al 22 %, asociado a un potencial mátrico de alrededor de 75 kPa, lo que ocurrió entre la realización de los perfiles 3 y 4.

De forma similar se ha analizado el comportamiento de la zona humedecida por el emisor 1, cuyos resultados se representan en la figura 5.20. En este caso el comportamiento de las curvas

resistividad-humedad es idéntico, proporcionando valores muy similares a los indicados previamente. Es necesario destacar sin embargo que en este caso algunos puntos presentan desviaciones del comportamiento esperado, lo cual puede ser consecuencia de las anomalías asociadas a las fisuras que afectan a la zona humedecida por este emisor.

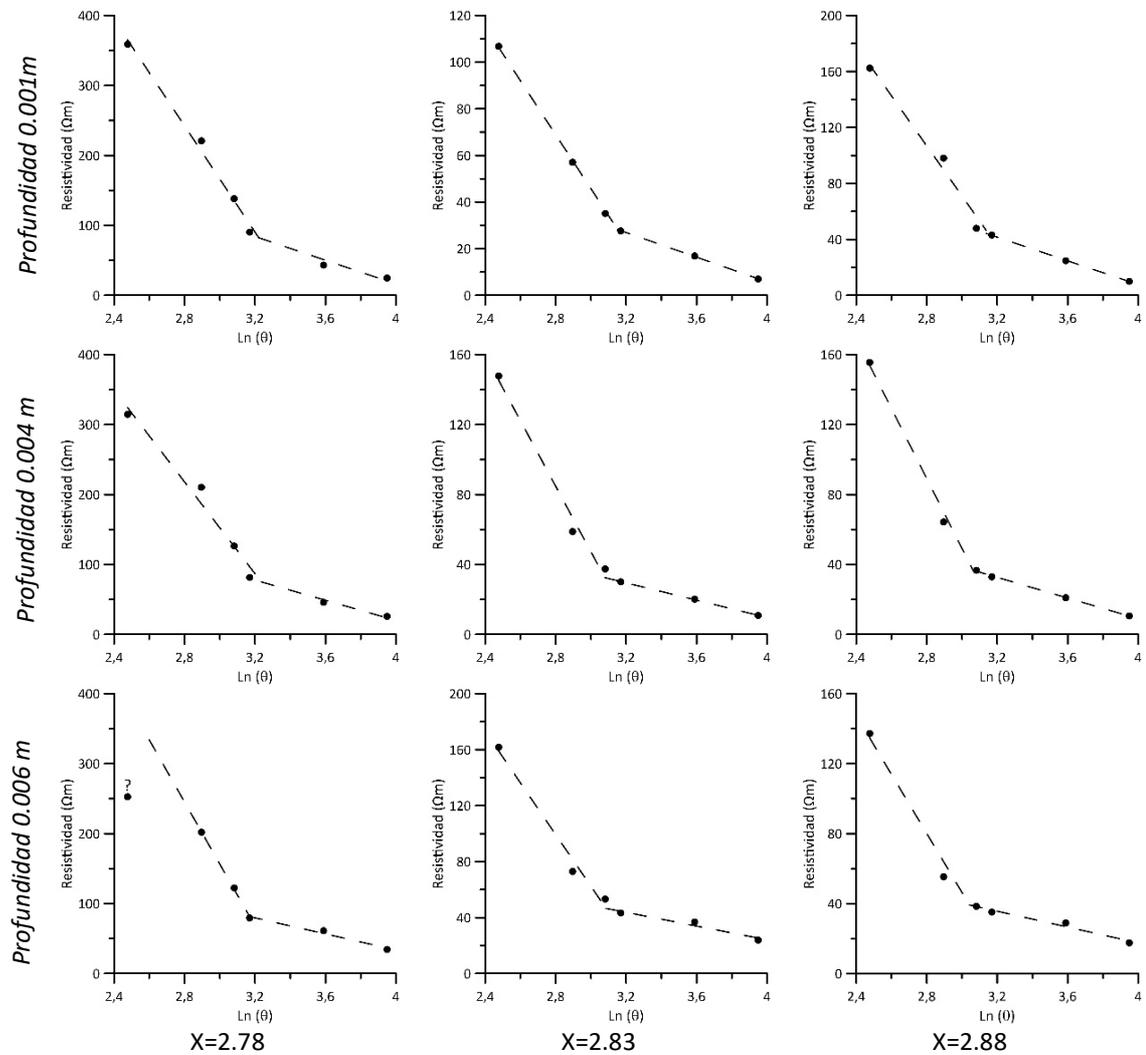


Figura 5.19. Variación de la resistividad con el neperiano de la humedad volumétrica para la zona humedecida por el emisor 2.

5.3. Uso combinado de dispositivos.

Una cuestión clave al diseñar una investigación en tomografía eléctrica es la selección de la configuración electródica y la densidad de medida más apropiada para cada caso. Como se ha mencionado, cada dispositivo de medida tiene sus propias fortalezas y debilidades, sensibilidad a los cambios horizontales y verticales, intensidad de señal, profundidad de investigación, cobertura horizontal, etc.

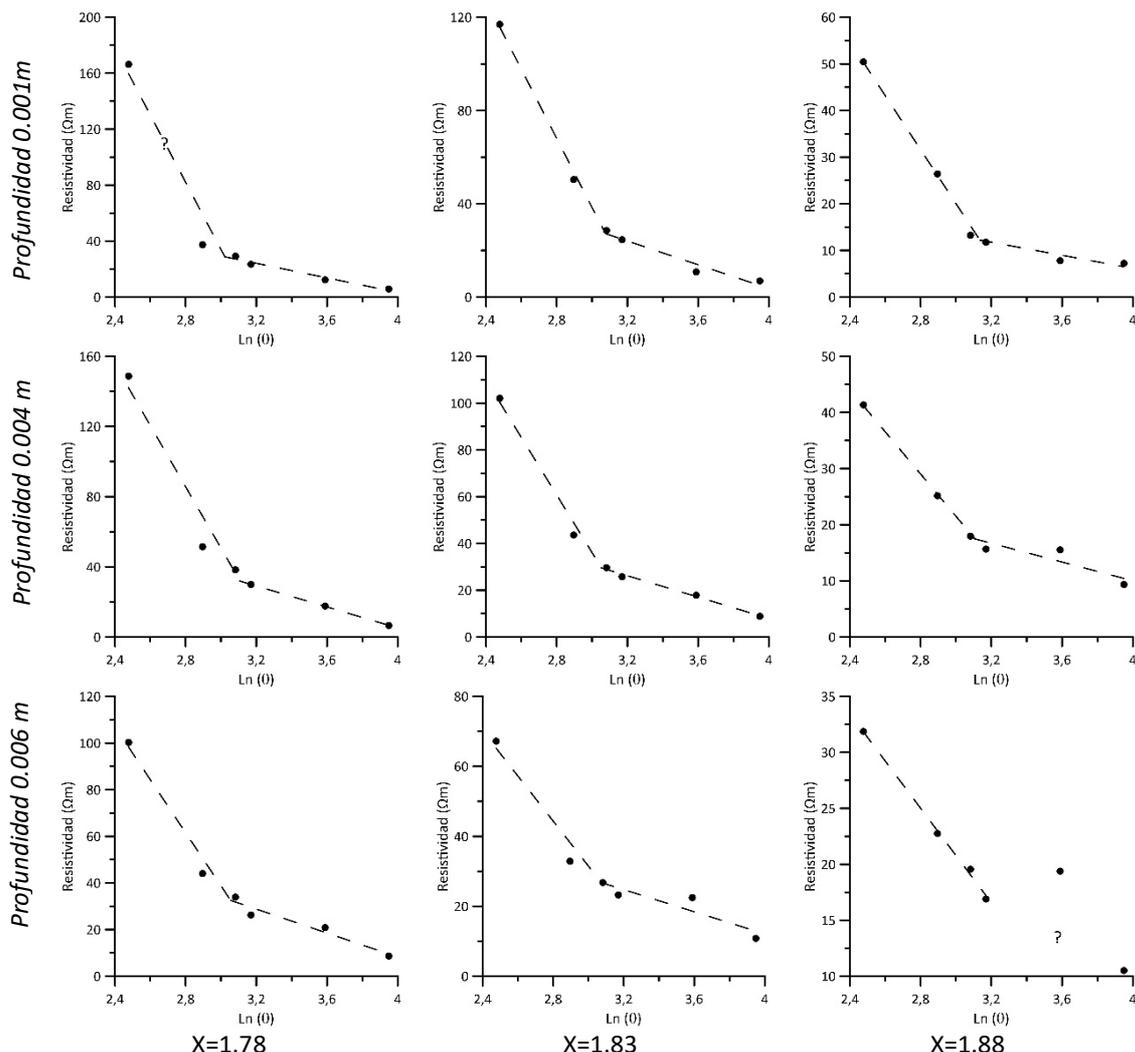


Figura 5.20. Variación de la resistividad con el neperiano de la humedad volumétrica para la zona humedecida por el emisor 1.

Noel y Xu (1991) establecieron que para un número “ne” de electrodos equidistantes, el número máximo de configuraciones tetraelectródicas “nd”, tanto de dispositivos estándar como no, sin incluir las posibles medidas recíprocas, viene dado por:

$$nd = \frac{ne(ne-1)(ne-2)(ne-3)}{8} \quad [5.11]$$

Parece razonable suponer que cuanto mayor es el número de medias que se realizan en un perfil, independientemente de los dispositivos empleados, más información se obtiene del subsuelo y más representativas han de ser las inversiones que proporcionen de estas medidas (figura 5.21). Sin embargo, no es apropiado diseñar una secuencia de medidas que incluyan todas las posibles, ya que, por un lado, su número sería extremadamente elevado (583.740 medidas para 48 electrodos), mientras que por otro no sería aconsejable utilizar todos los dispositivos incluidos en la secuencia, por ejemplo, aquellos que impliquen el uso de constantes geométricas muy altas pueden proporcionar datos de calidad dudosa e influirían negativamente en los resultados.

Desde hace algún tiempo se intentan desarrollar secuencias de lectura conocidas como dispositivos optimizados, que con un número limitado de medidas y diferentes configuraciones electrónicas, consigan la máxima resolución en la inversión (Loke *et al.*, 2010; Wilkinson *et al.*, 2015).

Stummer *et al.* (2004) propusieron un método de selección automática de dispositivos que maximizan la resolución del modelo, cuya principal diferencia con los dispositivos convencionales es la incorporación de medidas que utilizan separaciones más grandes que las habituales de las que usan los electrodos de emisión y recepción formando configuraciones no convencionales. En el apéndice de su publicación, estos autores presentan un dispositivo formado por un conjunto de solo 147 medidas (para una configuración de 30 electrodos), las cuales son seleccionadas con el fin de obtener imágenes que alcancen mayor detalle y profundidad de investigación que los dispositivos convencionales. Posteriormente varios autores analizaron las cualidades de este dispositivo con resultados diversos. Así, Szalai *et al.* (2013), concluyen que las imágenes obtenidas con esta configuración son más eficientes que las conseguidas con cualquier otra tradicional. Sin embargo, Nyquist *et al.* (2007) consideran que en la mayoría de las aplicaciones no hay grandes diferencias entre los resultados proporcionados por el dispositivo Stummer y los del dipolo-dipolo convencional.

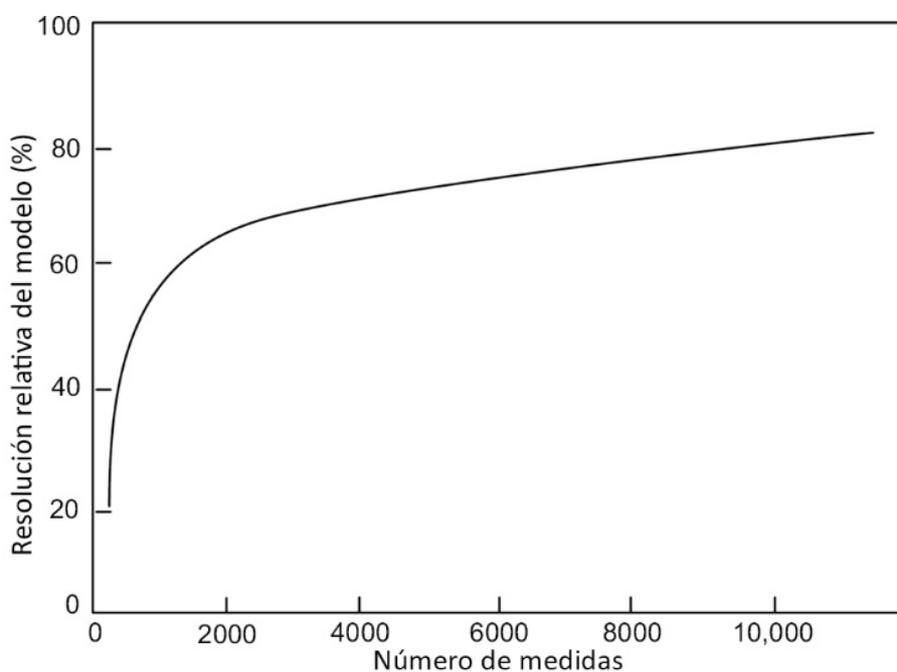


Figura 5.21. Resolución como una función del número de combinaciones de medidas según Stummer *et al.* (2004). Modificado de Nyquist *et al.* (2007).

En el estudio de las zonas humedecidas durante el riego, donde el objetivo de la investigación no es muy complejo, se encuentra en la región de mayor sensibilidad de los dispositivos y su

extensión lateral no es muy grande, los dispositivos convencionales deberían ser, a priori, apropiados y puede ser suficiente aplicar una combinación de dispositivos en lugar de dispositivos optimizados para intentar obtener una mejora en las inversiones.

Como señalan Athanasiou *et al.*, (2007), no existe un dispositivo que proporcione siempre resultados óptimos con independencia del objetivo de la investigación y la inversión de datos obtenidos con diferentes dispositivos sobre una misma estructura puede proporcionar diferentes modelos geoelectrónicos. Según estos autores, las medidas obtenidas con un dispositivo dipolo-dipolo tienen el doble de sensibilidad que las de un dispositivo Wenner, por lo que, al realizar la inversión combinada de los datos algunos dispositivos dominan sobre otros, con lo que el resultado obtenido de la inversión combinada de varios dispositivos tenderá a ser más parecida a la del modelo dominante.

En el caso que nos ocupa se ha realizado un perfil repitiendo las medidas con los dispositivos Schlumberger, Wenner y dipolo-dipolo (figura 5.22 a, b y c). Cada perfil ha sido invertido por separado y el resultado final se ha obtenido invirtiendo el conjunto completo de datos combinados en un único archivo (figura 5.22.d).

Los resultados de todos los dispositivos son muy similares, mostrando un parecido muy significativo los correspondientes a los dispositivos Schlumberger y Wenner (figura 5.22 a y b, respectivamente). En términos generales todos los modelos presentan una variación con la profundidad de tres zonas bien diferenciadas: dos conductoras y una central resistiva.

En la zona central de la parte superior aparece una anomalía conductora alargada originada porque el emisor que se encuentra situado en un surco, coincidente con la dirección del perfil, el cual proporciona una dirección preferente para la circulación del agua que no ha conseguido percolar durante el periodo de riego. Por debajo de ella se encuentra una zona resistiva de unos veinte centímetros de potencia, que con diferente extensión en cada modelo invertido presenta una zona central conductora, coincidente con la posición del emisor, por la que es razonable suponer que el agua aportada por el emisor se infiltra en ese punto a zonas más profundas.

Por último, en las zonas inferiores de las secciones aparece una zona conductora probablemente relacionada con una zona muy humedecida, cuyo límite inferior no se alcanzó con los dispositivos empleados.

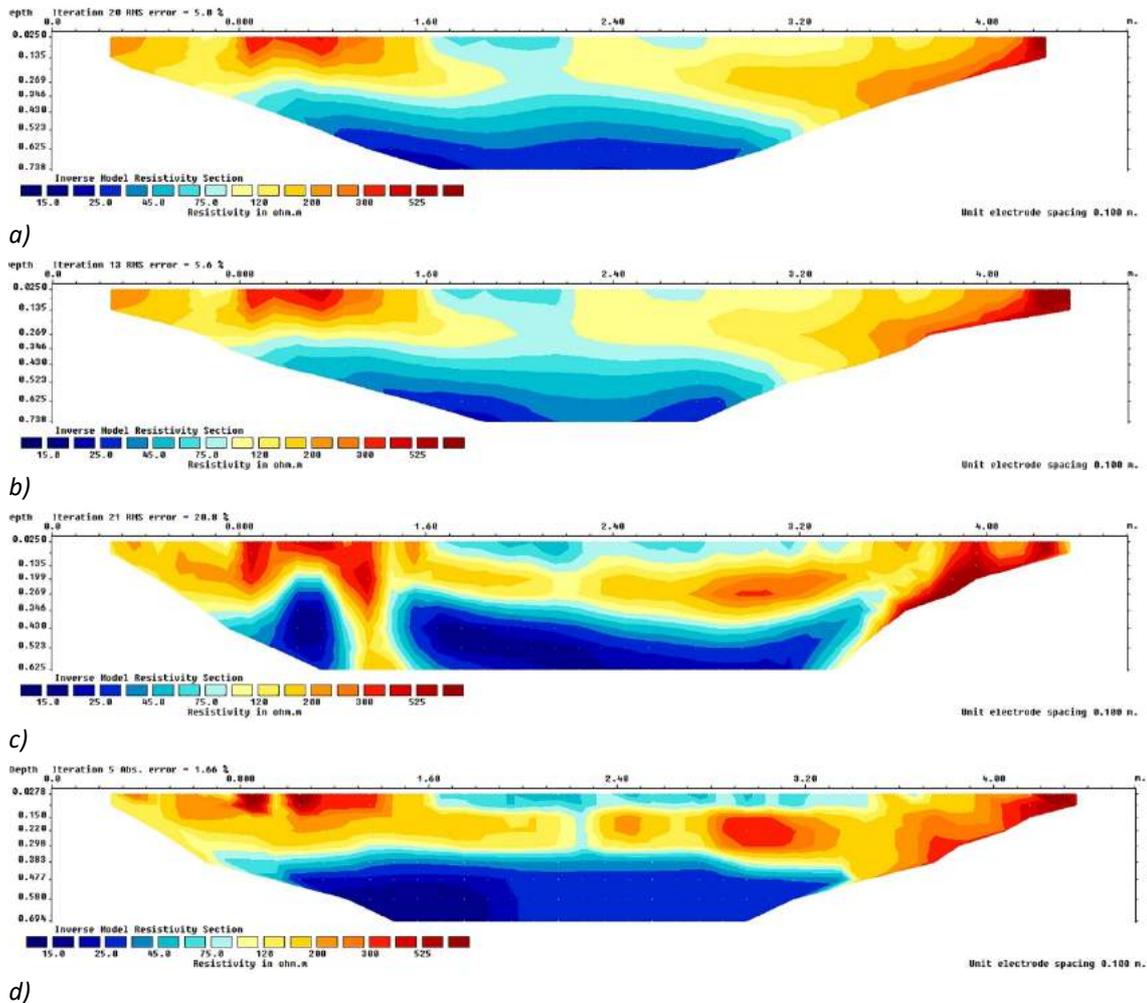


Figura 5.22. Resultados de la inversión de las medidas realizadas con un dispositivo a) Schlumberger, b) Wenner, c) Dipolo-Dipolo y d) combinado las medidas en un único conjunto de datos.

La amplia extensión de esta zona inferior humedecida puede deberse, por un lado, al copioso periodo de riego, mientras que, por otro, a que posiblemente no está alimentada exclusivamente por el emisor, ya que el lugar donde se realiza el perfil se encuentra en la base de una ladera con fuerte pendiente y al tratarse de un suelo de textura arenosa (MMS), los excesos de agua aportada en las zonas superiores de la plantación fácilmente se desplazarían hacia cotas más bajas.

Se trata pues de un bulbo húmedo que no se adapta al modelo idealizado que cabría esperar consecuencia de las características locales del medio irrigado y que muestra la potencia del método en la aplicación al estudio de estos campos y la necesidad de un adecuado diseño de los dispositivos de medida.

6.- Conclusiones.

6.1.- Discusión de resultados.

En la presente investigación se han analizado varios aspectos relacionados con la aplicación de la tomografía eléctrica a la caracterización y evolución temporal del bulbo húmedo en microirrigación.

En primer lugar, se presentó un estudio estadístico de las medidas facilitadas por la doctora Esther Piegari del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad “Federico II” de Nápoles, que incluían medidas de resistividad y de potencial obtenidas en cámaras de presión de vapor (placas de Richard). Los resultados de este análisis no fueron concluyentes, ya que muestran generalmente un pobre acuerdo entre los puntos críticos que pudieron identificarse por el método sugerido por Voronin y los cambios de pendiente de las curvas de resistividad-humedad como se formula en las propuestas de Pozdyakova y Pozdyakov. Así mismo, los cambios de pendiente más evidentes en las curvas de resistividad y, por consiguiente, los que podrían arrojar más luz sobre esta cuestión, quedaban fuera de la zona medida en el trabajo del equipo de la Dra. Piegari.

Seguidamente se acometió un estudio en laboratorio sobre muestras de suelo de diferentes texturas para intentar confirmar las hipótesis de partida, utilizando además de resistividad y potencial mátrico, cargabilidad y permitividad como medidas de contraste.

Al no disponer de equipos de placas de presión se recurrió a sensores de humedad que determinaban indirectamente el potencial mátrico. Para ello fue necesario diseñar celdas especiales, para las que, mediante un estudio de la sensibilidad de los dispositivos basado en elementos finitos, se demostró que medirían la resistividad sin influencia de los sensores utilizados para registrar el resto de los parámetros. Esta forma de operar permitió realizar varios tipos de medidas al mismo tiempo sobre la misma muestra y por consiguiente, bajo las mismas condiciones de humedad, temperaturas, etc.

La humedad se determinó por métodos directos (deseccación en estufa) y las medidas de resistividad y cargabilidad se realizaron con el mismo instrumental empleado para la adquisición de datos en tomografía eléctrica.

Se realizó un estudio para establecer la constante geométrica de las celdas empleadas como un acuerdo entre los valores estimados en laboratorio y los modelizados teóricamente mediante el método de los elementos finitos.

Los valores de resistividad, corregidos de temperatura, se promediaron de cuatro lecturas, lo que a su vez permitió conseguir una frecuencia de muestro mayor en los de cargabilidad.

Las medidas de resistividad muestran un comportamiento como el predicho por Pozdyakova y Pozdyakov y en todos los ensayos pudieron determinarse de forma apropiada. Sin embargo, la cargabilidad observada sobre celdas especiales manifiestan una dispersión muy alta. Además, los intentos de medir la cargabilidad con electrodos ECG de Ag/AgCl resultaron infructuosos, ya que probablemente el gel conductor que utilizan estos electrodos se degradaba con el tiempo afectando a las medidas.

Las medidas de cargabilidad realizadas con electrodos de Cu/SO₄Cu sobre celdas convencionales proporcionaron los valores más congruentes como se muestra en el capítulo 3.

Tanto los ensayos encaminados a comprobar la independencia de la cargabilidad de la intensidad de corriente empleada, como los relativos al tipo de electrodos de emisión demostraron que las medidas no estaban influenciadas por estos factores.

Para determinar la permitividad de las muestras fue necesario realizar calibraciones y ensayos orientados a establecer los parámetros de funcionamiento del instrumento de medida al no proporcionarlos el fabricante.

El resultado final de todos estos ensayos tampoco fue concluyente. Sin embargo, podemos destacar que la cargabilidad, en algunas ocasiones, dependiendo de la textura de la muestra, podría ser un indicador de la capacidad de campo del suelo.

En la mayoría de ocasiones, la interpretación de las inversiones de tomografía eléctrica se reduce a un análisis cualitativo o semicuantitativo. En este trabajo se ha propuesto una técnica basada en el tratamiento de las secciones de resistividad como imágenes capaz de extraer información cuantitativa de ellas.

Los ensayos a los que se hace referencia en el capítulo 4 han demostrado que tanto el proceso de infiltración como los de redistribución de agua en el terreno pueden observarse con claridad mediante tomografía eléctrica, como que el contacto de la zona humedecida con el terreno seco puede obtenerse de forma cuantitativa, siendo el principal problema desde un punto de vista operativo el efecto de los fuertes gradientes introducido por los artefactos resistivos que acompañan a las anomalías conductoras.

Las interpretaciones múltiples basadas en la selección aleatoria de los parámetros de inversión y su posterior tratamiento no son útiles para la eliminación de artefactos en los procesos de inversión por lo que una selección adecuada de estos proporcionará mejores resultados.

Se ha demostrado que la modelización de las condiciones en las que se realizan las medias no solo es útil para conocer la resolución del método, sino que además puede utilizarse para establecer procedimientos de corrección de los efectos adversos que les influyen.

Los errores cometidos al extender los electrodos mediante una cinta métrica no afectan de forma decisiva a los resultados, no siendo necesario recurrir a ningún tipo de procesado posterior para su control o eliminación.

Sin embargo, localizar de forma precisa el frente húmedo en estudios de infiltración, especialmente en suelos que desarrollan grietas de desecación, puede ser complicado por las condiciones locales de la zona de estudio.

En suelos arcillosos, donde en épocas estivales aparecen grietas de desecación, los resultados pueden estar influenciados por la presencia de dichas grietas, comprometiendo los resultados y pudiendo limitarlos a un mero análisis cualitativo.

Se ha podido comprobar que partiendo de la información proporcionada por la tomografía eléctrica es posible estimar la velocidad de avance del frente húmedo en el terreno además de sus dimensiones.

Como se ha mostrado en la inversión combinada de diferentes dispositivos, puede obtenerse una mejora en las imágenes finales, si bien a costa de un incremento sustancial del tiempo de medida. Además, debe tenerse presente que no hay garantía de que el resultado de una inversión

combinada de diferentes dispositivos proporcione imágenes más resolutivas que la de un dispositivo individual. Esta forma de operar podría, como afirman Athanasiou *et al.* (2004), incluso ser contraproducente cuando se utilice un conjunto de datos de baja calidad que al influir en el resultado final proporcionará una imagen menos representativa de la realidad que alguna de las inversiones individuales.

6.2.- Conclusiones.

Como resultados finales y en respuesta a las cuestiones planteadas en el apartado 1.3, donde se programaban los objetivos principales de esta tesis, podemos concluir que:

- 1) No se ha podido demostrar fehacientemente las propuestas de Pozdyakova y Pozdyakov. Aunque de los resultados de la tomografía en las zonas humedecidas se observan cambios de pendiente, más evidentes en las zonas más resistivas que en las conductoras, en el momento actual no se puede afirmar que de su estudio pueda inferirse un conocimiento del estado energético del agua en el suelo.
- 2) Es posible localizar con precisión la forma, posición y avance del frente húmedo mediante el método de tomografía eléctrica. Adicionalmente, las secciones de resistividad verdadera proporcionan información valiosa de cómo se distribuye el agua en el suelo durante los periodos de riego, su distribución posterior y presencia de caminos preferentes de circulación que de otra forma pueden pasar desapercibidos.
- 3) Tanto las anomalías conductoras como resistivas influyen en los resultados de la tomografía más allá de los elementos que las generan.
- 4) Los artefactos típicos asociados a estos casos son fácilmente reconocibles y consecuentemente podemos estar prevenidos frente a ellos. Sin embargo, la selección aleatoria de parámetros de inversión no siempre es útil para prevenir la aparición de estos artefactos.
- 5) Uno de los principales inconvenientes de la aplicación de la tomografía eléctrica es la necesidad de una formación específica para su realización, ya que deben tomarse decisiones que incluyen la elección del dispositivo, el número de electrodos y su

separación, el diseño de la secuencia de medidas, su densidad y la selección de los parámetros de inversión en el proceso de interpretación entre otros.

- 6) Por último, Comsol Multiphysics ha demostrado ser una herramienta muy potente para comprender y estudiar la influencia que las condiciones que el medio impone sobre los valores de resistividad que se van a medir. Su principal ventaja frente a otras aplicaciones informáticas es la posibilidad de analizar la influencia de los escenarios reales del medio en el resultado de la investigación.

7.- Futuras Líneas de Investigación.

7.1.- Futuras líneas de investigación.

Inherente a toda investigación es el hecho de que cada vez que se intenta arrojar luz sobre un problema, aparezcan nuevas dudas. Al igual que en el mito de Sísifo, cuando creemos estar a punto de alcanzar la cima, nuevas evidencias nos hacen replantar objetivos, metodologías, y enfoques, en lo que llegaría a ser un bucle casi infinito. Esta circunstancia, lejos de hacer del proceso de investigación una vana búsqueda sin esperanza constituye su verdadera esencia, convirtiéndolo en una labor apasionante muy apartada de la aridez y la monotonía cotidiana del trabajo sistemático que aparenta ser.

Sin embargo, limitaciones de tiempo y medios nos obligan a centrar nuestro trabajo en objetivos particulares circunscritos al contexto específico de la propia investigación, dejando abiertas nuevas vías de estudio y futuras líneas de investigación que se derivan del trabajo realizado, y que para nuestro caso se resumirán brevemente a continuación.

- 1) En primer lugar, dadas las ventajas que consideramos que implicaría demostrar indubitadamente las ideas de Pozdyakova y Pozdyakov, nuevos trabajos deberían encaminarse a demostrarlas o rechazarlas definitivamente y proporcionar una explicación al comportamiento de las curvas ρ_a -Ln(w).
- 2) Debería confirmarse tanto teórica, como experimentalmente, las observaciones realizadas en esta tesis sobre los máximos mostrados en las curvas cargabilidad-humedad y que las características formas de campana que muestran en arenas son un indicador de la capacidad de campo del suelo. En este sentido, un estudio sobre muestras bien calibradas y sobre mezclas de distintas granulometrías cuidadosamente preparadas en laboratorio, abarcando el rango desde las arenas a las arcillas, y en el que se incluyeran medidas de potencial mátrico y análisis porosimétricos de las muestras, podría ayudar a dilucidar esta cuestión.
- 3) Por otro lado, parece factible extraer mayor rendimiento de la tomografía eléctrica analizando medidas de polarización inducida en los estudios. Sin embargo y para poder aprovechar al mismo tiempo las bondades de ciertos dispositivos como la fortaleza de la señal y la utilización de valores bajos de constante geométrica en las medidas de resistividad, y al mismo tiempo evitar los problemas de polarización electrodos

relacionados con la secuencia de medida, sería recomendable operar utilizando líneas separadas para los electrodos de emisión y recepción.

- 4) En relación con la aparición de artefactos en las secciones de resistividad, relacionadas con la inversión de la tomografía 2D, no pueden evitarse con la simple selección aleatoria de los parámetros de inversión según el procedimiento descrito en esta tesis. Un estudio sistemático de modelos teóricos, en los que se simulen una gran variedad de situaciones del subsuelo, combinado con diferentes dispositivos o con el diseño de dispositivos óptimos (Carey *et al.*, 2017) podría ser de utilidad para su identificación. Además, deben investigarse estrategias de inversión y/o metodologías de postprocesamiento efectivas que se eliminen o minimicen la presencia de dichos artefactos.
- 5) Puesto que la elección de un dispositivo, o una combinación de ellos, puede tener una influencia importante en los resultados que proporciona el método y estos resultados están asociadas con la capacidad de resolución del dispositivo que está fuertemente influenciada por el modelo de sensibilidad de dicho dispositivo. Sería conveniente realizar un estudio teórico de la sensibilidad de estos para seleccionar los más apropiados.

Este modelo de sensibilidad es fácil de determinar utilizando un software como Comsol Multiphysics, para lo cual basta con calcular, para cada modelo, los productos escalar de los vectores de densidad de corriente \vec{J}_{AB} y \vec{J}_{MN} , dividirlos por la intensidad de corriente (usualmente 1 A en estos cálculos) con lo que puede determinarse la sensibilidad para un determinado dispositivo, seguidamente ese valor de sensibilidad se normaliza con la intensidad de corriente (tomando de nuevo 1 A), con lo que tendríamos unidades [m^{-4}], si trabajamos sobre un volumen de terreno y multiplicamos el resultado por las resistividad de dicho bloque, esa sensibilidad normalizada vendría dada en [Ω] y representaría la aportación del volumen seleccionado a la resistencia medida por el dispositivo en cuestión. El análisis comparativo de estos resultados permitiría seleccionar los más apropiados.

- 6) Para confirmar la fiabilidad de los resultados en la posición del frente húmedo localizados con la metodología propuesta podrían realizarse ensayos de laboratorio sobre contenedores estrechos transparentes donde se observe su posición en cada momento para compararla con los resultados de la tomografía. En el presente trabajo se ha

demostrado que es posible corregir las medidas para eliminar los efectos adversos que las contaminan provocados por las condiciones impuestas por el ensayo.

- 7) Dada la influencia que, como se ha demostrado, tiene la presencia de grietas de retracción en el terreno, es necesario acometer una investigación sobre los artefactos asociados a la inversión y desarrollar estrategias capaces de corregir su efecto.
- 8) Consideramos que la estrategia propuesta en este estudio para la corrección de temperatura en tomografía eléctrica puede ser mejorada. En este sentido debería analizarse la posibilidad de determinar las correcciones en función de los análisis de sensibilidad de los dispositivos y establecer en qué casos sería imprescindible su aplicación.
- 9) Como apuntan Vanella et al. (2019), para transferir los resultados de estas investigaciones e incorporarlas a la actividad diaria del riego de precisión, es necesario implementar aplicaciones con un enfoque comercial. Para ello se necesita desarrollar instrumentación económica, fácilmente manejable y específicamente orientada a estos usos que permita la adquisición y procesamiento de datos prácticamente en tiempo real. La comparación de la información obtenida por estaciones fijas con modelos derivados de estudios previos podría utilizarse para la toma automática de decisiones.

Las propuestas de investigación que se han mencionado se centran en dar continuidad al estudio del presente trabajo en irrigación de precisión para mejorar su eficiencia, sin embargo, dadas las ventajas que podrían ofrecer en lo referente al desarrollo del método con carácter general, otros campos de aplicación (p. ej.: investigación minera, ingeniería, hidrogeología, arqueología, etc.) podrían también obtener provecho de ellas.

8.- Referencias bibliográficas.

8.- Referencias Bibliográficas.

- Abu-Hassanein, Z., Benson, C., & Blotz, L. (1996). Electrical Resistivity of Compacted Clays. *Journal of Geotechnical Engineering*, 122(5), 397–406.
[https://doi.org/doi:10.1061/\(ASCE\)0733-9410\(1996\)122:5\(397\)](https://doi.org/doi:10.1061/(ASCE)0733-9410(1996)122:5(397))
- Agrež, D. (2001). Cable-fault location using regression functions applied to a reflectogram. *Measurement*, 30(2), 85–93. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0263-2241\(00\)00045-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0263-2241(00)00045-2)
- Ain-Lhout, F., Boutaleb, S., Diaz-Barradas, M. C., Jauregui, J., & Zunzunegui, M. (2016). Monitoring the evolution of soil moisture in root zone system of *Argania spinosa* using electrical resistivity imaging. *Agricultural Water Management*, 164, Part, 158–166. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.08.007>
- Akaike, H. (1973). Information Theory as an Extension of the Maximum Likelihood Principle. In B. N. Petrov & F. Csaki (Eds.), *Proceedings of the 2nd International Symposium on Information Theory* (pp. 267–281). Budapest: Akademiai Kiado.
- Al Hagrey, S. A., Meissner, R., Werban, U., Rabbel, W., & Ismaeil, A. (2004). Hydro-, bio-geophysics. *The Leading Edge*, 23(7), 670–674. <https://doi.org/10.1190/1.1776739>
- Al Hagrey, S. A., & Micheaelsen, J. (2002). Hydrogeophysical soil study at a drip-irrigated Orchard, Portugal. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 7, 75–93.
- Allred, B. J., Ehsani, M. R., & Daniels, J. J. (2008). General considerations for geophysical methods applied to agriculture. In B. Allred, J. J. Daniels, & M. R. Ehsani (Eds.), *Handbook of agricultural geophysics* (p. 410). CRC Press.
- Altman, D. G., & Bland, J. M. (1983). Measurement in Medicine: The Analysis of Method Comparison Studies. *Journal of the Royal Statistical Society. Series D (The Statistician)*, 32(3), 307–317. <https://doi.org/10.2307/2987937>
- Amato, M., Basso, B., Celano, G., Bitella, G., Morelli, G., & Rossi, R. (2008). In situ detection of tree root distribution and biomass by multi-electrode resistivity imaging. *Tree Physiology*, 28(10), 1441–1448. <https://doi.org/10.1093/treephys/28.10.1441>
- Amidu, S. A., & Dunbar, J. A. (2007). Geoelectric Studies of Seasonal Wetting and Drying of a Texas Vertisol. *Vadose Zone Journal*, 6(3), 511–523.
<https://doi.org/10.2136/vzj2007.0005>
- Amidu, S. A. (2008). *Electrical Resistivity Imaging for Characterizing Dynamic Hydrologic Systems*. Baylor University.
- Amorós Castañer, M. (2000). *Riego por goteo en cítricos (2ª)*. Madrid: Mundi-Prensa Libros S. A.
- Archie, G. E. (1942). The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(1), 54–62.
<https://doi.org/10.2118/942054-G>

- Assouline, S. (2013). Infiltration into soils: Conceptual approaches and solutions. *Water Resources Research*, 49(4), 1755–1772. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20155>
- Atekwana, E. A., & Slater, L. D. (2009). Biogeophysics: A new frontier in Earth science research. *Reviews of Geophysics*, 47(4), 1–30. <https://doi.org/10.1029/2009RG000285>
- Athanasiou, E. N., Tsourlos, P. I., Papazachos, C. B., & Tsokas, G. N. (2007). Combined weighted inversion of electrical resistivity data arising from different array types. *Journal of Applied Geophysics*, 62(2), 124–140. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2006.09.003>
- Attia al Hagrey, S. (2006). Electrical resistivity imaging of tree trunks. *Near Surface Geophysics*, 4(3), 179–187.
- Attia al Hagrey, S. (2007). Geophysical imaging of root-zone, trunk, and moisture heterogeneity. *Journal of Experimental Botany*, 58(4), 839–854. Retrieved from <http://jxb.oxfordjournals.org/content/58/4/839.abstract>
- Attia, A. M., Fratta, D., & Bassiouni, Z. (2008). Irreducible Water Saturation from Capillary Pressure and Electrical Resistivity Measurements. *Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP*, 63(2), 203–217. <https://doi.org/10.2516/ogst:2007066>
- Audebert, M., Clément, R., Touze-Foltz, N., Günther, T., Moreau, S., & Duquennoi, C. (2014). Time-lapse ERT interpretation methodology for leachate injection monitoring based on multiple inversions and a clustering strategy (MICS). *Journal of Applied Geophysics*, 111(Supplement C), 320–333. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.09.024>
- Auerswald, K., Simon, S., & Stanjek, H. (2001). Influence of soil properties on electrical conductivity under humid water regimes. *Soil Science*, 166(6), 382–390. Retrieved from http://journals.lww.com/soilsci/Fulltext/2001/06000/INFLUENCE_OF_SOIL_PROPERTIES_ON_ELECTRICAL.3.aspx
- Auken, E., Pellerin, L., Christensen, N. B., & Sorensen, K. (2006). A survey of current trends in near-surface electrical and electromagnetic methods. *Geophysics*, 71(5), G249–260. <https://doi.org/10.1190/1.2335575>
- Baker, R., & Moore, J. (1998). The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. *The Leading Edge*, 17(10), 1454–1458. Retrieved from <http://tle.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/17/10/1454>
- Beck, Y.-L., Palma Lopes, S., Ferber, V., & Côte, P. (2011). Microstructural Interpretation of Water Content and Dry Density Influence on the DC-Electrical Resistivity of a Fine-Grained Soil. *Geotechnical Testing Journal*, 34(6), 1–14. <https://doi.org/10.1520/GTJ103763>
- Beff, L., Günther, T., Vandoorne, B., Couvreur, V., & Javaux, M. (2013). Three-dimensional monitoring of soil water content in a maize field using Electrical Resistivity

- Tomography. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(2), 595–609. <https://doi.org/10.5194/hess-17-595-2013>
- Benson, C. H., & Wang, X. (2006). Temperature-compensating calibration procedure for water content reflectometers. In *Proc., TDR 2006* (p. 16). Purdue University; West Lafayette, IN, USA.
- Bertin, J., & Loeb, J. (1976). *Experimental and theoretical aspects of induced polarization. Vol. 1, Presentation and application of the IP method case histories*. Gebruder Borntraeger Verlagsbuchhandlung.
- Besson, A., Cousin, I., Dorigny, A., Dabas, M., & King, D. (2008). The Temperature Correction for the Electrical Resistivity Measurements in Undisturbed Soil Samples: Analysis of the Existing Conversion Models and Proposal of a New Model. *Soil Science*, 173(10), 707–720. <https://doi.org/10.1097/SS.0b013e318189397f>
- Bhatnagar, P. R., & Chauhan, H. S. (2008). Soil water movement under a single surface trickle source. *Agricultural Water Management*, 95(7), 799–808. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2008.02.003>
- Binley, A., & Kemna, A. (2005). DC Resistivity and Induced Polarization Methods. In *Hydrogeophysics* (Vol. 50, pp. 129–156). <https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5>
- Biosca Valiente, B. (2011). *Optimización de los Procesos de Medida e Interpretación de la Tomografía Geoeléctrica en la Prospección Superficial*. E.T.S. Ingenieros de Minas de Madrid. Universidad Politécnica de Madrid.
- Bittelli, M. (2010). Measuring soil water potential for water management in agriculture: A review. *Sustainability*, 2(5), 1226–1251. <https://doi.org/10.3390/su2051226>
- Bittelli, M., & Flury, M. (2009). Errors in Water Retention Curves Determined with Pressure Plates. *Soil Science Society of America Journal*, 73, 1453–1460. <https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0082>
- Bittelli, M., Salvatorelli, F., & Pisa, P. R. (2008). Correction of TDR-based soil water content measurements in conductive soils. *Geoderma*, 143(1), 133–142. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.10.022>
- Bland, J. M., & Altman, D. G. (1986). Statistical methods for assessing agreement between two methods of clinical measurement. *The Lancet*, 327(8476), 307–310. Retrieved from <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0140673686908378>
- Bleil, D. (1953). Induced polarization: a method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 636–661. <https://doi.org/10.1190/1.1437917>
- Blonquist Jr., J. M., Jones, S. B., Lebron, I., & Robinson, D. A. (2006). Microstructural and phase configurational effects determining water content: Dielectric relationships of aggregated porous media. *Water Resour. Res.*, 42(5), W05424. <https://doi.org/10.1029/2005wr004418>

- Bodman, G. B., & Colman, E. A. (1944). Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils. *Soil Science Society of America Journal*, 8(C), 116–122.
- Bouchedda, A., Chouteau, M., Binley, A., & Giroux, B. (2012). 2-D joint structural inversion of cross-hole electrical resistance and ground penetrating radar data. *Journal of Applied Geophysics*, 78, 52–67. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.10.009>
- Bresler, E. (1977). Trickle-Drip Irrigation: Principles and Application to Soil-Water Management. In N. C. B. T.-A. in A. Brady (Ed.) (Vol. 29, pp. 343–393). Academic Press. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(08\)60222-9](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(08)60222-9)
- Brillante, L., Bois, B., Mathieu, O., Bichet, V., Michot, D., & Lévêque, J. (2014). Monitoring soil volume wetness in heterogeneous soils by electrical resistivity. A field-based pedotransfer function. *Journal of Hydrology*, 516, 56–66. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.052>
- Brooks, R. H., & Corey, A. T. (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper Colorado State University. FORT COLLINS, COLORADO, N° 3*, 27 pp.
- Brunet, P., Clément, R., & Bouvier, C. (2010). Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) - A case study in the Cevennes area, France. *Journal of Hydrology*, 380(1–2), 146–153. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.032>
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: An Introduction*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/DOL: 10.1017/CBO9780511808470>
- Bud, R., & Warner, D. J. (1998). *Instruments of science: an historical encyclopedia*. Garland Publishing.
- Burnham, K. P., & Anderson, D. R. (2002). *Model selection and multimodel inference: a practical information-theoretic approach* (Second Edi). New York: Springer-Verlag.
- Cai, J., Wei, W., Hu, X., & Wood, D. A. (2017). Electrical conductivity models in saturated porous media: A review. *Earth-Science Reviews*, 171, 419–433. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.013>
- Calamita, G., Brocca, L., Perrone, A., Piscitelli, S., Lapenna, V., Melone, F., & Moramarco, T. (2012). Electrical resistivity and TDR methods for soil moisture estimation in central Italy test-sites. *Journal of Hydrology*, 454–455, 101–112. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.001>
- Campbell, G. S., & Anderson, R. Y. (1998). Evaluation of simple transmission line oscillators for soil moisture measurement. *Computers and Electronics in Agriculture*, 20(1), 31–44. [https://doi.org/10.1016/S0168-1699\(98\)00006-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1699(98)00006-4)
- Campbell, G. S., & Norman, J. M. (1998). Temperature BT - An Introduction to Environmental Biophysics. In G. S. Campbell & J. M. Norman (Eds.) (pp. 15–36). New York, NY: Springer New York. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1626-1_2

- Canny, J. (1986). A Computational Approach to Edge Detection. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, PAMI-8*(n°6), 679–698.
<https://doi.org/10.1109/TPAMI.1986.4767851>
- Carey, A. M., Paige, G. B., Carr, B. J., & Dogan, M. (2017). Forward modeling to investigate inversion artifacts resulting from time-lapse electrical resistivity tomography during rainfall simulations. *Journal of Applied Geophysics, 145*, 39–49.
<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.08.002>
- Cassiani, G., Boaga, J., Vanella, D., Perri, M. T., & Consoli, S. (2015). Monitoring and modelling of soil–plant interactions: the joint use of ERT, sap flow and eddy covariance data to characterize the volume of an orange tree root zone. *Hydrology and Earth System Sciences, 19*(5), 2213–2225. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2213-2015>
- Cassiani, G., Boaga, J., Rossi, M., Putti, M., Fadda, G., Majone, B., & Bellin, A. (2016). Soil–plant interaction monitoring: Small scale example of an apple orchard in Trentino, North-Eastern Italy. *Science of The Total Environment, 543*, 851–861.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.03.113>
- Cassidy, N. J. (2009). Chapter 2 - Electrical and Magnetic Properties of Rocks, Soils and Fluids. In M. J. Harry (Ed.), *Ground Penetrating Radar Theory and Applications* (pp. 41–72). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53348-7.00002-8>
- Cataldo, A., Piuze, E., Cannazza, G., De Benedetto, E., & Tarricone, L. (2010). Quality and anti-adulteration control of vegetable oils through microwave dielectric spectroscopy. *Measurement, 43*(8), 1031–1039.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.measurement.2010.02.008>
- Celano, G., Palese, A. M., Ciucci, A., Martorella, E., Vignozzi, N., & Xiloyannis, C. (n.d.). Evaluation of soil water content in tilled and cover-cropped olive orchards by the geoelectrical technique. *Geoderma, 163*(3–4), 163–170. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706111000759>
- Chen, R., Drnevich, V. P., Yu, X., Nowack, R. L., & Chen, Y. (2007). Time Domain Reflectometry Surface Reflections for Dielectric Constant in Highly Conductive Soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 133*(12), 1597–1608.
[https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0241\(2007\)133:12\(1597\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2007)133:12(1597))
- Chrétien, M., Lataste, J. F., Fabre, R., & Denis, A. (2014). Electrical resistivity tomography to understand clay behavior during seasonal water content variations. *Engineering Geology, 169*(Supplement C), 112–123.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.11.019>
- Clément, R., Descloitres, M., Günther, T., Oxarango, L., Morra, C., Laurent, J.-P., & Gourc, J.-P. (2010). Improvement of electrical resistivity tomography for leachate injection monitoring. *Waste Management, 30*(3), 452–464.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.wasman.2009.10.002>

- Clément, R., Oxarango, L., & Descloitres, M. (2011). Contribution of 3-D time-lapse ERT to the study of leachate recirculation in a landfill. *Waste Management*, 31(3), 457–467. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.wasman.2010.09.005>
- Clément, R., Descloitres, M., Günther, T., Ribolzi, O., & Legchenko, A. (2009). Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(10), 886–898. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.07.005>
- Clemmens, A. J. (1981). Evaluation of infiltration measurements for border irrigation. *Agricultural Water Management*, 3(4), 251–267. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3774\(81\)90010-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3774(81)90010-X)
- Consoli, S., Stagno, F., Vanella, D., Boaga, J., Cassiani, G., & Roccuzzo, G. (2017). Partial root-zone drying irrigation in orange orchards: Effects on water use and crop production characteristics. *European Journal of Agronomy*, 82, 190–202. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.eja.2016.11.001>
- Corwin, D. L., & Lesch, S. M. (2005). Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46(1), 11–43. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.compag.2004.10.005>
- Cruz-Bautista, F., Zermeño-González, A., Álvarez-Reyna, V., Cano-Ríos, P., Rivera-González, M., & Siller-González, M. (2015). Modelo para estimar la extensión del bulbo de humedecimiento del suelo en riego por goteo. *Tecnología y Ciencias Del Agua*, 6(4), 131–140. Retrieved from http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-2422015000400009&lng=es&nrm=iso&tlng=
- Dahlin, T., Leroux, V., & Nissen, J. (2002). Measuring techniques in induced polarisation imaging. *Journal of Applied Geophysics*, 50(3), 279–298. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985102001489>
- Dahlin, T., & Zhou, B. (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52(5), 379–398. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x>
- Daily, W., Ramirez, A., Labrecque, D., & Nitao, J. (1992). Electrical resistivity tomography of vadose water movement. *Water Resources Research*, 28(5), 1429–1442.
- Daniels, J. J., Allred, B., Binley, A., Labrecque, D., & Alumbaugh, D. (2005). Hydrogeophysical case studies in the vadose zone. In *Hydrogeophysics* (pp. 413–440). Springer.
- Dasberg, S., & Or, D. (1999). *Drip Irrigation. Applied Agriculture*. Springer, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03963-2>
- Davis, J. L., & Annan, A. P. (1989). Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37(5), 531–551. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x>

- Day-Lewis, F. D., Singha, K., & Binley, A. M. (2005). Applying petrophysical models to radar travel time and electrical resistivity tomograms: Resolution-dependent limitations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *110*(B8), n/a--n/a. <https://doi.org/10.1029/2004JB003569>
- Daza Sánchez, A. (2011). Aplicaciones industriales de los terrenos arcillosos de la provincia de Córdoba. Universidad de Córdoba. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Córdoba. ISBN-13: 978-84-694-4754-3. 211 pp.
- De Donno, G., & Cardarelli, E. (2011). Assessment of errors from different electrode materials and configurations for electrical resistivity and time-domain IP data on laboratory models. *Bollettino Di Geofisica Teorica e Applicata*, *52*(2), 211–223.
- de la Vega, M., Osella, A., & Lascano, E. (2003). Joint inversion of Wenner and dipole–dipole data to study a gasoline-contaminated soil. *Journal of Applied Geophysics*, *54*(1), 97–109. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.020>
- De Vita, P., Di Maio, R., & Piegari, E. (2012). A study of the correlation between electrical resistivity and matric suction for unsaturated ash-fall pyroclastic soils in the Campania region (southern Italy). *Environmental Earth Sciences*, *67*(3), 787–798. <https://doi.org/10.1007/s12665-012-1531-4>
- Deceuster, J., & Kaufmann, O. (2012). Improving the delineation of hydrocarbon-impacted soils and water through induced polarization (IP) tomographies: A field study at an industrial waste land. *Journal of Contaminant Hydrology*, *136*(Supplement C), 25–42. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2012.05.003>
- Dentith, M., & Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/DOI:10.1017/CBO9781139024358>
- Dewitte, K., Fierens, C., Stöckl, D., & Thienpont, L. M. (2002). Application of the Bland-Altman Plot for Interpretation of Method-Comparison Studies: A Critical Investigation of Its Practice. *Clinical Chemistry*, *48*(5), 799–801. Retrieved from <http://www.clinchem.org/content/48/5/799.short>
- Dowding C. H., & O'Connor K. M. (2000). Comparison of TDR and Inclinometers for Slope Monitoring. In *Geo-Denver 2000, Geotechnical Measurements: Lab and Field, Geotechnical Special Publication No. 106* (pp. 80–90). Denver, Colorado. [https://doi.org/doi:10.1061/40518\(294\)7](https://doi.org/doi:10.1061/40518(294)7)
- du Plooy, R., Palma Lopes, S., Villain, G., & Dérobert, X. (2013). Development of a multi-ring resistivity cell and multi-electrode resistivity probe for investigation of cover concrete condition. *NDT & E International*, *54*(0), 27–36. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.ndteint.2012.11.007>
- Durner, W. (1994). Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, *30*(2), 211–223. <https://doi.org/10.1029/93WR02676>

- Edwards, L. (1977). A MODIFIED PSEUDOSECTION FOR RESISTIVITY AND IP. *GEOPHYSICS*, 42(5), 1020–1036. <https://doi.org/10.1190/1.1440762>
- Efron, B. (1987). Better Bootstrap Confidence Intervals. *Journal of the American Statistical Association*, 82(397), 171–185. <https://doi.org/10.1080/01621459.1987.10478410>
- Elmaloglou, S. T., & Malamos, N. (2007). Estimation of Width and Depth of the Wetted Soil Volume Under a Surface Emitter, Considering Root Water-Uptake and Evaporation. *Water Resources Management*, 21(8), 1325–1340. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9084-5>
- Elmaloglou, S., & Diamantopoulos, E. (2010). Soil water dynamics under surface trickle irrigation as affected by soil hydraulic properties, discharge rate, dripper spacing and irrigation duration. *Irrigation and Drainage*, 59(3), 254–263. <https://doi.org/10.1002/ird.471>
- ESYRCE. (2017). *Encuesta sobre Superficies y Rendimientos de Cultivo. Informe sobre regadíos en España*. Madrid. Retrieved from https://www.mapa.gob.es/es/estadistica/temas/estadisticas-agrarias/regadios2017_tcm30-442682.pdf
- Fabijańska, A. (2015). Subpixel edge detection in blurry and noisy images. *Journal of Computer Science and Applications*, 12(2), 1–19.
- Fellner-Feldegg, H. (1969). Measurement of dielectrics in the time domain. *The Journal of Physical Chemistry*, 73(3), 616–623. <https://doi.org/10.1021/j100723a023>
- Fox, R. W. (1830). On the Electro-Magnetic Properties of Metalliferous Veins in the Mines of Cornwall. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 120, 399–414. Retrieved from <http://www.jstor.org/stable/107914>
- Fredlund, D. G., Sheng, D., & Zhao, J. (2011). Estimation of soil suction from the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 48(2), 186–198.
- Fredlund, D. G., & Xing, A. (1994). Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(3), 521–532.
- Friedman, S. P. (2005). Soil properties influencing apparent electrical conductivity: a review. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46(1–3), 45–70. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.compag.2004.11.001>
- Frohlich, R. K., & Parke, C. D. (1989). The Electrical Resistivity of the Vadose Zone — Field Survey. *Ground Water*, 27(4), 524–530. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1989.tb01973.x>
- Furman, A., Ferré, T. P., & Heath, G. L. (2007). Spatial focusing of electrical resistivity surveys considering geologic and hydrologic layering. *Geophysics*, 72(2), F65–F73.
- Furman, A., Ferré, T., & Warrick, A. W. (2003). A sensitivity analysis of electrical resistivity tomography array types using analytical element modeling. *Vadose Zone Journal*, 2(3), 416–423.

- Furman, A., Ferré, T., & Warrick, A. W. (2004). Optimization of ERT surveys for monitoring transient hydrological events using perturbation sensitivity and genetic algorithms. *Vadose Zone Journal*, 3(4), 1230–1239.
- Gance, J., Sailhac, P., & Malet, J.-. (2014). Corrections of surface fissure effect on apparent resistivity measurements. *Geophysical Journal International*, 200(2), 1118–1135. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu453>
- Garré, S., Coteur, I., Wongleecharoen, C., Kongkaew, T., Diels, J., & Vanderborght, J. (2013). Noninvasive Monitoring of Soil Water Dynamics in Mixed Cropping Systems: A Case Study in Ratchaburi Province, Thailand. *Vadose Zone Journal*, 12. <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0129>
- Garré, S., Günther, T., Diels, J., & Vanderborght, J. (2012). Evaluating Experimental Design of ERT for Soil Moisture Monitoring in Contour Hedgerow Intercropping Systems. *Vadose Zone Journal*, 11. <https://doi.org/10.2136/vzj2011.0186>
- Geselowitz, D. B. (1971). An Application of Electrocardiographic Lead Theory to Impedance Plethysmography. *Biomedical Engineering, IEEE Transactions On, BME-18*(1), 38–41. <https://doi.org/10.1109/tbme.1971.4502787>
- Giao, P. H., Chung, S. G., Kim, D. Y., & Tanaka, H. (2003). Electric imaging and laboratory resistivity testing for geotechnical investigation of Pusan clay deposits. *Journal of Applied Geophysics*, 52(4), 157–175. [https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0926-9851\(03\)00002-8](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0926-9851(03)00002-8)
- Gil Marín, J. A. (2001). Forma y dimensiones del bulbo húmedo con fines de diseño de riego por goteo en dos suelos típicos de sabana. *Revista Científica UDO Agrícola*, 1(1), 42–47.
- Gispert i Folch, J. R. (2008). *Investigación para caracterizar el volumen de suelo húmedo (VSH) en riego localizado: influencia del VSH en olivo (Olea europaea L.), manzano (Malus domestica BORKH.) y avellano (Corylus avellana L.)*. Universitat de Lleida.
- Gispert, J. . (2005). Definición del volumen de suelo húmedo (VSH) en microirrigación, mediante la resistividad eléctrica: aplicación al estudio del porcentaje de VSH en el comportamiento del manzano (Malus Domestica Borkh). In J. Samper & A. Paz (Eds.), *Actas de las VII Jornadas sobre Investigación de la Zona no Saturada del Suelo - ZNS'05* (pp. 75–80).
- Gispert, J. R. (2003). Evaluación del volumen de suelo húmedo en micro-irrigación. Influencia del porcentaje de este volumen sobre el comportamiento del olivo (olea europaea L; cult. 'arbequina'). In J. Álvarez-Benedí & P. Marinero (Eds.), *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*. (pp. 51–58). Valladolid.
- Gispert, J. R., de Cartagena, F. R., Villar, J. M., Rufat, J., & Batlle, y I. (2017). Efecto del número de goteros y la frecuencia de riego sobre la producción, calidad del fruto y productividad del agua en una plantación de alta densidad de manzanos. *Itea- Información Técnica Económica Agraria*, 113(1), 20–35. <https://doi.org/10.12706/itea.2017.002>

- Gispert, J. R., & García, J. A. (1999). El volumen húmedo del suelo en el riego localizado. Importancia y evaluación. In Eds. R. Muñoz-Carpena, A. Ritter, C. Tascón, & ICIA (Eds.), *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*. (pp. 11–17).
- Glover, P. W. J. (2015). Geophysical Properties of the Near Surface Earth: Electrical Properties. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (2nd editio, pp. 89–137). Oxford: Elsevier.
- Glover, P. W. J., & Jackson, M. D. (2010). Borehole electrokinetics. *The Leading Edge*, 29(6), 724 LP-728. Retrieved from <http://tle.geoscienceworld.org/content/29/6/724.abstract>
- Golfed, S. M., Kelejian, H. H., & Quandt, R. E. (1971). Least Squares and Maximun Likelihood Estimation of Switching Regressions. *Econometric Research Program, Research M*(Princeton University-New Jersey.), 12 pp.
- Gómez-Sánchez, J. A., Aristizábal-Botero, W., Barragán-Arango, P. J., & Felice, C. J. (2009). Introduction of a muscular bidirectional electrical anisotropy index to quantify the structural modifications during aging in raw meat. *Measurement Science and Technology*, 20(7), 75702. Retrieved from <http://stacks.iop.org/0957-0233/20/i=7/a=075702>
- Gong, Y., Cao, Q., & Sun, Z. (2003). *The effects of soil bulk density, clay content and temperature on soil water content measurement using time-domain reflectometry* (Vol. 17, pp. 3601–3614). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/hyp.1358>
- Greve, A., Acworth, R., & Kelly, B. (2010). Detection of subsurface soil cracks by vertical anisotropy profiles of apparent electrical resistivity. *GEOPHYSICS*, 75(4), WA85-WA93. <https://doi.org/10.1190/1.3474590>
- Grimnes, S., & Martinsen, Ø. G. (2007). Sources of error in tetrapolar impedance measurements on biomaterials and other ionic conductors. *Journal of Physics D: Applied Physics*, 40(1), 9. Retrieved from <http://stacks.iop.org/0022-3727/40/i=1/a=S02>
- Grimnes, S., & Martinsen, Ø. G. (2008). Chapter 6 - GEOMETRICAL ANALYSIS. In *Bioimpedance and Bioelectricity Basics (Second Edition)* (pp. 161–204). New York: Academic Press. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374004-5.00006-4>
- Gupta, S. C., & Hanks, R. J. (1972). Influence of Water Content on Electrical Conductivity of the Soil1. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 36(6), 855–857. <https://doi.org/10.2136/sssaj1972.03615995003600060011x>
- Gutiérrez Martín, C., Martín-Ortega, J., & Berbel Vecino, J. (2008). Situación y tendencias del uso agrícola del agua en la cuenca del Guadalquivir. *Revista de Estudios Agrosociales y Pesqueros*, 202, 163–173.
- Hamdy, A., Ragab, R., & Scarascia-Mugnozza, E. (2003). Coping with water scarcity: water saving and increasing water productivity. *Irrigation and Drainage*, 52(1), 3–20. <https://doi.org/10.1002/ird.73>

- Hans, S. (2017). Laboratory device to analyse the impact of soil properties on electrical and thermal conductivity. *International Agrophysics*. <https://doi.org/10.1515/intag-2016-0048>
- Hansson, K., & Lundin, L.-C. (2006). Water Content Reflectometer Application to Construction Materials and its Relation to Time Domain Reflectometry. *Vadose Zone Journal*, 5(1), 459–468. <https://doi.org/10.2136/vzj2005.0053>
- Hardie, M., Ridges, J., Swarts, N., & Close, D. (2018). Drip irrigation wetting patterns and nitrate distribution: comparison between electrical resistivity (ERI), dye tracer, and 2D soil–water modelling approaches. *Irrigation Science*. <https://doi.org/10.1007/s00271-017-0567-3>
- Hassan, A., & Toll, G. D. (2013, October 6). Electrical Resistivity Tomography for Characterizing Cracking of Soils. *Geo-Congress 2013*. <https://doi.org/doi:10.1061/9780784412787.083>
- Hasted, J. B. (1973). Dielectric Properties. In *Crystalline Hydrates Aqueous Solutions of Simple Nonelectrolytes. Water (A Comprehensive Treatise)*, vol 2. Springer, Boston, MA. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-1-4757-6958-6_7
- Hayley, K., Bentley, L. R., Gharibi, M., & Nightingale, M. (2007). Low temperature dependence of electrical resistivity: Implications for near surface geophysical monitoring. *Geophysical Research Letters*, 34(18). <https://doi.org/10.1029/2007GL031124>
- Heimovaara, T. J. (1994). Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms: 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils. *Water Resources Research*, 30(2), 189–199. <https://doi.org/10.1029/93WR02948>
- Heinse, R., & Link, T. E. (2013). Vadose Zone Processes: A Compendium for Teaching Interdisciplinary Modeling. *Journal of Contemporary Water Research & Education*, 152(1), 22–31. <https://doi.org/10.1111/j.1936-704X.2013.03163.x>
- Hillel, D. (2003). 1 - Soil Physics and Soil Physical Characteristics. In *Introduction to Environmental Soil Physics (First)* (pp. 3–17). Burlington: Academic Press. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/B978-012348655-4/50002-2>
- Hinnell, A. C., Ferré, T. P. A., Vrugt, J. A., Huisman, J. A., Moysey, S., Rings, J., & Kowalsky, M. B. (2010). Improved extraction of hydrologic information from geophysical data through coupled hydrogeophysical inversion. *Water Resources Research*, 46(4). <https://doi.org/10.1029/2008WR007060>
- Hoover, R. A., & Leberfinger, J. L. (1999, March 9). Electrical Imaging: An Old Technology Effectively Modernized. *WRPMD'99*. [https://doi.org/doi:10.1061/40430\(1999\)209](https://doi.org/doi:10.1061/40430(1999)209)
- Hsu, H.-L., Yanites, B. J., Chen, C., & Chen, Y.-G. (2010). Bedrock detection using 2D electrical resistivity imaging along the Peikang River, central Taiwan. *Geomorphology*, 114(3), 406–414. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.08.004>

- Iakubovsky, I. V., & Liajov, L. L. (1980). *Exploración eléctrica*. (E. Reverté, Ed.) (3ª). Barcelona.
- Iliceto, V., Santarato, G., & Veronese, S. (1982). An approach to the identification of fine sediments by induced polarization laboratory measurements. *Geophysical Prospecting*, 30(3), 331–347. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1982.tb01310.x>
- IRIS. (2001). Syscal (V11.4++) Resistivity-meter Automatic Voltage Switch Multielectrode mode (User's manual).
- Ishida, T., Makino, T., & Wang, C. (2000). Dielectric-relaxation spectroscopy of kaolinite, montmorillonite, allophane, and imogolite under moist conditions. *Clays and Clay Minerals*, 48(1), 75–84. Retrieved from <http://ccm.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/48/1/75>
- Jayawickreme, D. H., Van Dam, R. L., & Hyndman, D. W. (2010). Hydrological consequences of land-cover change: Quantifying the influence of plants on soil moisture with time-lapse electrical resistivity. *Geophysics*, 75(4), WA43-50. <https://doi.org/10.1190/1.3464760>
- Johnson, A. I. (1962). *Methods of measuring soil moisture in the field*. *Water Supply Paper*. Retrieved from <http://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp1619U>
- Johnson, C. K., Eigenberg, R. A., Doran, J. W., Wienhold, B. J., Eghball, B., & Woodbury, B. L. (2005). Status of soil electrical conductivity studies by central state researchers. *Transactions of the ASAE*, 48(3), 979–989.
- Jolly, J. M., Beaven, R. P., & Barker, R. D. (2011). Resolution of electrical imaging of fluid movement in landfills. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Waste and Resource Management*, 164(2), 79–96. <https://doi.org/10.1680/warm.2011.164.2.79>
- Jones, G., Zielinski, M., & Sentenac, P. (2012). Fissure Monitoring and Detection in Flood Embankments Using Electrical Resistivity Tomography. In *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2012* (pp. 183–191). Environment and Engineering Geophysical Society. <https://doi.org/doi:10.4133/1.4721738>
- Jones, G., Sentenac, P., & Zielinski, M. (2014). Desiccation cracking detection using 2-D and 3-D Electrical Resistivity Tomography: Validation on a flood embankment. *Journal of Applied Geophysics*, 106, 196–211. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.04.018>
- Jonscher, A. K. (1992). The universal dielectric response and its physical significance. *Electrical Insulation, IEEE Transactions On*, 27(3), 407–423. <https://doi.org/10.1109/14.142701>
- Karaoulis, M., Tsourlos, P., Kim, J. H., & Revil, A. (2014). 4D time-lapse ERT inversion: introducing combined time and space constraints. *Near Surface Geophysics*, 12(1), 25–34. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2013004>

- Kauffman, G. (1999). Instruments of Science: An Historical Encyclopedia. By Robert Bud and Deborah Jean Warner (Eds.) Garland Encyclopedias in the History of Science Vol. 2; Garland Reference Library of the Social Sciences Vol. 936; The Science Museum, London and The National. *The Chemical Educator*, 4(1), 36–37.
<https://doi.org/10.1007/s00897990278a>
- Kelleners, T. J., Seyfried, M. S., Blonquist, J. M., Bilskie, J., & Chandler, D. G. (2005). Improved Interpretation of Water Content Reflectometer Measurements in Soils The mention of trade or manufacturer names is made for information only and does not imply an endorsement, recommendation, or exclusion by the USDA-ARS. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 1684–1690. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0023>
- Keller, G. V. (1959). Analysis of some electrical transient measurements on igneous, sedimentary and metamorphic rocks. In J. R. Wait (Ed.), *Overvoltage Research and Geophysical Applications* (pp. 92–111). Pergamon Press.
- Keller, J., & Bliesner, R. D. (1990). *Sprinkler and Trickle Irrigation*. (AviBook, Ed.). New York: Springer.
- Kelly, B. F. J., Acworth, R. I., & Greve, A. K. (2011). Better placement of soil moisture point measurements guided by 2D resistivity tomography for improved irrigation scheduling. *Soil Research*, 49(6), 504–512. Retrieved from <https://doi.org/10.1071/SR11145>
- Kemna, A., Binley, A., Cassiani, G., Niederleithinger, E., Revil, A., Slater, L., ... Zimmermann, E. (2012). An overview of the spectral induced polarization method for near-surface applications. *Near Surface Geophysics*, 6, Nº 10, Special Topic: Induced Polarization for Near-surface Investigations, 453–468. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2012027>
- Kennedy, W., & Herrick, D. (2012). Conductivity models for Archie rocks. *GEOPHYSICS*, 77(3), WA109-WA128. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0297.1>
- Kiberu, J. (2002). Induced polarization and Resistivity measurements on a suite of near surface soil samples and their empirical relationship to selected measured engineering parameters. *Earth Resources and Environmental Geoscience (EREG)*. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation.
- Kirkham, M. B. (2005). 11 - Infiltration. In M. B. B. T.-P. of S. and P. W. R. Kirkham (Ed.) (pp. 145–172). Burlington: Academic Press.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-012409751-3/50011-6>
- Kirsch, R. (2006). Petrophysical properties of permeable and low-permeable rocks, Groundwater Geophysics. In Kirsch R. (Ed.), *Groundwater Geophysics*. (Springer, pp. 1–22).
- Klein, K., & Santamarina, J. (2003). Electrical Conductivity in Soils: Underlying Phenomena. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 8(4), 263–273.
<https://doi.org/doi:10.4133/JEEG8.4.263>
- Korja, T. (2007). How is the European Lithosphere Imaged by Magnetotellurics? *Surveys in Geophysics*, 28(2), 239–272. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9024-9>

- Kostiakov, A. N. (1932). The Dynamics of the Coefficient of Water Percolation in Soils and the Necessity for Studying It from a Dynamic Point of View for Purpose of Amelioration. *Society of Soil Science*, 14, 17–21.
- Kosugi, K. (1996). Lognormal Distribution Model for Unsaturated Soil Hydraulic Properties. *Water Resources Research*, 32(9), 2697–2703.
- Krouwer J., S., & Monti K., L. (1995). A simple, graphical method to evaluate laboratory assays. Retrieved from <http://www.refdoc.fr/Detailnotice?idarticle=16438845>
- Krouwer, J. S. (1992). Estimating total analytical error and its sources. Techniques to improve method evaluation. *Archives of Pathology & Laboratory Medicine*, 116(7), 726–731.
- LaBrecque, D., & Daily, W. (2008). Assessment of measurement errors for galvanic-resistivity electrodes of different composition. *Geophysics*, 73(2), F55–F64. <https://doi.org/10.1190/1.2823457>
- Lane, J. A., & Saxton, J. A. (1952). Dielectric Dispersion in Pure Polar Liquids at Very High Radio-Frequencies. I. Measurements on Water, Methyl and Ethyl Alcohols. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 213(1114), 400–408. Retrieved from <http://www.jstor.org/stable/99077>
- Lasne, Y., Paillou, P., Freeman, A., Farr, T., McDonald, K. C., Ruffie, G., ... Demontoux, F. (2008). Effect of Salinity on the Dielectric Properties of Geological Materials: Implication for Soil Moisture Detection by Means of Radar Remote Sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(6), 1674–1688. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2008.916220>
- Lesch, S. M., & Corwin, D. L. (2003). Using the Dual-Pathway Parallel Conductance Model to Determine How Different Soil Properties Influence Conductivity Survey Data. *Agronomy Journal*. American Society of Agronomy.
- Lesmes, D., & Friedman, S. (2005). Relationships between the Electrical and Hydrogeological Properties of Rocks and Soils. In Y. Rubin & S. Hubbard (Eds.), *Hydrogeophysics* (Vol. 50, pp. 87–128). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5_4
- Li, J., Zhang, J., & Li, B. (2004). Drip Irrigation Design Based on Wetted Soil Geometry and Volume From a Surface Point Source. In *2004 ASAE Annual Meeting* (p. 1). American Society of Agricultural and Biological Engineers.
- Liu, H., & Jezek, K. C. (2004). Automated extraction of coastline from satellite imagery by integrating Canny edge detection and locally adaptive thresholding methods. *International Journal of Remote Sensing*, 25(5), 937–958. <https://doi.org/10.1080/0143116031000139890>
- Livingston, N. J., & Topp, G. C. (1993). Soil water potential. In *Soil Sampling and Methods of Analysis* (Second Edi, pp. 559–567). Carter, M.R. Lewis Publishers.

- Lizhi, H., Toyoda, K., & Ihara, I. (2010). Discrimination of olive oil adulterated with vegetable oils using dielectric spectroscopy. *Journal of Food Engineering*, 96(2), 167–171. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jfoodeng.2009.06.045>
- Loke, M. H. (2004). Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys, 2004 Revised Edition.
- Loke, M. H., Wilkinson, P. B., & Chambers, J. E. (2010). Fast computation of optimized electrode arrays for 2D resistivity surveys. *Computers & Geosciences*, 36(11), 1414–1426. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.03.016>
- López-Sánchez, M., Mansilla-Plaza, L., & Sánchez-de-laOrden, M. (2017). Geometric factor and influence of sensors in the establishment of a resistivity-moisture relation in soil samples. *Journal of Applied Geophysics*, 145, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.07.011>
- Lorenzo Cimadevila, E. (1994). *Prospección geofísica de alta resolución mediante georadar. Aplicación a obras civiles*. Universidad Complutense de Madrid.
- Lorrain, P., & Corson, D. R. (1994). *Campos y ondas electromagnéticas*. (6ª). Selecciones Científicas.
- Losada Villasante, A. (2005). *El riego: II. Fundamentos de su hidrología y su práctica*. Madrid: Mundi-Prensa Libros, S. A.
- Lu, Y., & Bowler, J. R. (2012). Four-point probe measurements of a direct current potential drop on layered conductive cylinders. *Measurement Science and Technology*, 23(11), 115603. Retrieved from <http://stacks.iop.org/0957-0233/23/i=11/a=115603>
- Ludwig, R., Leuenberger, G., Makarov, S., & Apelian, D. (2002). Electric Voltage Predictions and Correlation with Density Measurements in Green-State Powder Metallurgy Compacts. *Journal of Nondestructive Evaluation*, 21(1), 1–8. <https://doi.org/10.1023/a:1019928709156>
- Ma, R., McBratney, A., Whelan, B., Minasny, B., & Short, M. (2011). Comparing temperature correction models for soil electrical conductivity measurement. *Precision Agriculture*, 12(1), 55–66.
- Main, I. G., Leonard, T., Papasouliotis, O., Hatton, C. G., & Meredith, P. G. (1999). One slope or two? Detecting statistically significant breaks of slope in geophysical data, with application to fracture scaling relationships. *Geophys. Res. Lett.*, 26(18), 2801–2804. <https://doi.org/10.1029/1999gl005372>
- Malek, K., & Peters, R. T. (2011). Wetting Pattern Models for Drip Irrigation: New Empirical Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 137(8), 530–536. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0000320](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000320)
- Malmivuo, J., & Plonsey, R. (1995). *Bioelectromagnetism: Principles and Applications of Bioelectric and Biomagnetic Fields*. New York: Oxford University Press.

- Markow, T. a, & Ricker, J. P. (1992). Male size, developmental stability, and mating success in natural populations of three *Drosophila* species. *Heredity*.
https://doi.org/10.1163/_q3_SIM_00374
- Martín Ramos, D. J. (2006). Xpowder. Programa para análisis cualitativo y cuantitativo por difracción de rayos X. *MACLA. Revista de La Soeciedad Española de Mineralogía.*, 4/5, 35–44.
- Martinez, A., & Byrnes, A. P. (2001). Modeling Dielectric-constant Values of Geologic Materials--An Aid to Ground-penetrating Radar Data Collection and Interpretation. In *Current Research in Earth Sciences: Kansas Geological Survey, Bulletin 247, part 1*. Retrieved from <http://www.kgs.ku.edu/Current/2001/martinez/martinez1.html>
- Martinho, E., Abreu, M. M., Pampulha, M. E., Alegria, F., Oliveira, A., & Almeida, F. (2010). An Experimental Study of the Diesel Biodegradation Effects on Soil Biogeophysical Parameters. *Water, Air, and Soil Pollution*, 206(1–4), 139–154.
<https://doi.org/10.1007/s11270-009-0092-y>
- Martín-Ortena, J. (2009). *Los beneficios ambientales de las aguas del Guadalquivir: un análisis económico*. (F. P. A. C. de E. Andaluces, Ed.). Sevilla: Consejería de la Presidencia. Junta de Andalucía.
- Matta, H. O., Sanabria, Y. R., & Tamayo, J. C. (2018). Comportamiento de la infiltración en un oxisol. *Revista U.D.C.A Actualidad & Divulgación Científica*, 13(2 SE-Artículos Científicos). Retrieved from
<https://revistas.udca.edu.co/index.php/ruadc/article/view/726>
- McNeil, J. D. (1980). Electrical Conductivity of Soils & Rocks. *Geonics Ltd. Technical Note TN5. Mississauga, Ontario, Canada*, 20. Retrieved from
<http://www.georentals.co.uk/tn5.pdf>
- McQueen, I. S., & Miller, R. F. (1974). Approximating soil moisture characteristics from limited data: Empirical evidence and tentative model. *Water Resour. Res.*, 10(3), 521–527. <https://doi.org/10.1029/WR010i003p00521>
- Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D., & Tabbagh, A. (2003). Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. *Water Resour. Res.*, 39(5), SBH14.1-SBH14.20. <https://doi.org/10.1029/2002wr001581>
- Michot, K. D., Nicoullaud, B., Dorigny, A., Bourennane, H., Cousin, I., Courtemanche, P., ... Tabbagh, A. (2007). Apport des methodes géophysiques à la connaissance de la variabilité spatiale et du fonctionnement hydrique des sols. In Quae (Ed.), *Agriculture de précision* (pp. 59–77). Paris, Versailles.
- Mishra, S. K., Tyagi, J. V, & Singh, V. P. (2003). Comparison of infiltration models. *Hydrological Processes*, 17(13), 2629–2652. <https://doi.org/10.1002/hyp.1257>
- Miyamoto, T., Annaka, T., & Chikushi, J. (2003). Soil Aggregate Structure Effects on Dielectric Permittivity of an Andisol Measured by Time Domain Reflectometry. *Vadose Zone Journal*, 2(1), 90–97. <https://doi.org/10.2113/2.1.90>

- Mohanty, B. P., Kanwar, R. S., & Everts, C. J. (1994). Comparison of Saturated Hydraulic Conductivity Measurement Methods for a Glacial-Till Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 58, 672–677.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800030006x>
- Mojid, M. A., Wyseure, G. C. L., & Rose, D. A. (2003). Electrical conductivity problems associated with time-domain reflectometry (TDR) measurement in geotechnical engineering. *Geotechnical & Geological Engineering*, 21(3), 243–258.
<https://doi.org/10.1023/A:1024910309208>
- Montesinos, P., Camacho, E., Campos, B., & Rodríguez-Díaz, J. A. (2011). Analysis of Virtual Irrigation Water. Application to Water Resources Management in a Mediterranean River Basin. *Water Resources Management*, 25(6), 1635–1651.
<https://doi.org/10.1007/s11269-010-9765-y>
- Monti, K. L. (1995). Folded empirical distribution function curves—mountain plots. *The American Statistician*, 49(4), 342–345.
- Moreno, Z., Arnon-Zur, A., & Furman, A. (2015). Hydro-geophysical monitoring of orchard root zone dynamics in semi-arid region. *Irrigation Science*, 33(4), 303–318.
<https://doi.org/10.1007/s00271-015-0467-3>
- Mortl, a., Muñoz-Carpena, R., Kaplan, D., & Li, Y. (2011). Calibration of a combined dielectric probe for soil moisture and porewater salinity measurement in organic and mineral coastal wetland soils. *Geoderma*, 161(1–2), 50–62.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.12.007>
- Moya Talents, J. A. (2009). *Riego localizado y fertirrigación*. (4ª). Mundi-Prensa Libros, S.A.
- Mualem, Y., & Friedman, S. P. (1991). Theoretical Prediction of Electrical Conductivity in Saturated and Unsaturated Soil. *Water Resources Research*, 27(10), 2771–2777.
<https://doi.org/10.1029/91WR01095>
- Myers, M. T. (1991). A saturation interpretation model for the dielectric constant of shaly sands. In *SCA International Symposium, San Antonio, Texas, Aug* (pp. 21–22).
- Myung, I. J. (2003). Tutorial on maximum likelihood estimation. *J. Math. Psychol.*, 47(1), 90–100. [https://doi.org/10.1016/s0022-2496\(02\)00028-7](https://doi.org/10.1016/s0022-2496(02)00028-7)
- Neukirch, M., & Klitzsch, N. (2010). Inverting Capacitive Resistivity (Line Electrode) Measurements with Direct Current Inversion Programs. *Vadose Zone Journal*, 9(4), 882–892. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.2136/vzj2009.0164>
- Nguyen, F., Garambois, S., Jongmans, D., Pirard, E., & Loke, M. H. (2005). Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *Journal of Applied Geophysics*, 57(4), 260–277. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.02.001>
- Nijland, W., van der Meijde, M., Addink, E. A., & de Jong, S. M. (2010). Detection of soil moisture and vegetation water abstraction in a Mediterranean natural area using electrical resistivity tomography. *CATENA*, 81(3), 209–216.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.03.005>

- Nixon, M., & Aguado, A. S. (2008). *Feature Extraction & Image Processing, Second Edition* (2nd ed.). Academic Press.
- Noel, M., & Xu, B. (1991). Archaeological investigation by electrical resistivity tomography: a preliminary study. *Geophysical Journal International*, 107(1), 95–102. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb01159.x>
- Nyquist, J., Peake, J., & Roth, M. (2007). Comparison of an optimized resistivity array with dipole-dipole soundings in karst terrain. *GEOPHYSICS*, 72(4), F139–F144. <https://doi.org/10.1190/1.2732994>
- O’connor, K. M., & Dowding, C. H. (2000). Real time monitoring of infrastructure using tdr technology: Principles. In *Proceedings of The First International Conference on the Application of Geophysical Methodologies & NDT to Transportation Facilities and Infrastructure* (p. 11).
- Ogilvy, A. A., & Kuzmina, E. N. (1972). Hydrogeologic and engineering-geologic possibilities for employing the method of induced potentials. *Geophysics*, 37(5), 839–861. <https://doi.org/10.1190/1.1440304>
- Oldenborger, G. A., Routh, P. S., & Knoll, M. D. (2005). Sensitivity of electrical resistivity tomography data to electrode position errors. *Geophysical Journal International*, 163(1), 1–9. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02714.x>
- Oldenburg, D. W., & Li, Y. (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics*, 64(2), 403. <https://doi.org/10.1190/1.1444545>
- Olhoeft, G. R. (1979). Tables of room temperature electrical properties for selected rocks and minerals with dielectric permittivity statistics. *U.S. Geological Survey. Open-File Report, Series Num, 24*.
- Or, D., & Wraith, J. M. (1999). Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: A physical model. *Water Resources Research*, 35(2), 371–383. <https://doi.org/10.1029/1998WR900008>
- Orellana, E. (1982). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. (2ª Ed.). Madrid: Paraninfo.
- Otsu, N. (1979). A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms. *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics*, 9(1), 62–66. <https://doi.org/10.1109/TSMC.1979.4310076>
- Park, J., Lee, K.-H., Seo, H., Ryu, J., & Lee, I.-M. (2017). Role of induced electrical polarization to identify soft ground/fractured rock conditions. *Journal of Applied Geophysics*, 137, 63–72. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.12.017>
- Pellerin, L., & Wannamaker, P. E. (2005). Multi-dimensional electromagnetic modeling and inversion with application to near-surface earth investigations. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46(1), 71–102. <https://doi.org/10.1016/j.compag.2004.11.017>

- Persson, M., Dahlin, T., & Günther, T. (2015). Observing Solute Transport in the Capillary Fringe Using Image Analysis and Electrical Resistivity Tomography in Laboratory Experiments. *Vadose Zone Journal*, 14. <https://doi.org/10.2136/vzj2014.07.0085>
- Petersen, T., & al Hagrey, S. A. (2009). Mapping root zones of small plants using surface and borehole resistivity tomography. *The Leading Edge*, 28(10), 1220–1224. <https://doi.org/10.1190/1.3249778>
- Pettersen, F. J., Ferdous, H., KalvÅ,y, H., Martinsen, Å. G., & HÅ_getveit, J. O. (2014). Comparison of four different FIM configurations-a simulation study. *Physiological Measurement*, 35(6), 1067–1082. Retrieved from <http://stacks.iop.org/0967-3334/35/i=6/a=1067>
- Pettersen, F.-J., & Høgetveit, J. O. (2011). From 3D tissue data to impedance using Simpleware ScanFE+ IP and COMSOL Multiphysics—a tutorial. *Journal of Electrical Bioimpedance*, 2(1), 13–32.
- Pettinelli, E., Cereti, A., Galli, A., & Bella, F. (2002). Time domain reflectometry: Calibration techniques for accurate measurement of the dielectric properties of various materials. *Review of Scientific Instruments*, 73(10), 3553–3562. <https://doi.org/10.1063/1.1502015>
- Philip, J. R. (1993). Approximate analysis of falling-head lined borehole permeameter. *Water Resources Research*, 29(11), 3763–3768. <https://doi.org/10.1029/93WR01688>
- Piegari, E., & Di Maio, R. (2013). Estimating soil suction from electrical resistivity. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13(9), 2369–2379. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-2369-2013>
- Ponizovsky, A. A., Chudinova, S. M., & Pachepsky, Y. A. (1999). Performance of TDR calibration models as affected by soil texture. *Journal of Hydrology*, 218(1), 35–43.
- Porta, J., & López-Acevedo, M. (2008). *Introduccion a la Edafologia: uso y proteccion del suelo*. Madrid: Mundi-Prensa Libros, S.A.
- Pous, J., & Marcuello, A. (2003). El método magnetotelúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional. The magnetotelluric method: description and contributions to regional studies. *BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO*, 114(1), 5–16.
- Pozdnyakov, A. I., Pozdnyakova, L. A., & Karpachevskii, L. O. (2006). Relationship between water tension and electrical resistivity in soils. *Eurasian Soil Science*, 39(1), S78–S83. <https://doi.org/10.1134/s1064229306130138>
- Pozdnyakova, L. (1999). *Electrical properties of soils*. Department of Renewable Resources. University of Wyoming, Laramie.
- Premaratne, P., Ajaz, S., Monaragala, R., Bandara, N., & Premaratne, M. (2010). Design and implementation of edge detection algorithm in dsPIC embedded processor. In *2010 Fifth International Conference on Information and Automation for Sustainability* (pp. 8–13). <https://doi.org/10.1109/ICIAFS.2010.5715626>

- Quandt, R. E. (1958). The Estimation of the Parameters of a Linear Regression System Obeying Two Separate Regimes. *Journal of the American Statistical Association*, 53(284), 873–880. Retrieved from <http://www.jstor.org/stable/2281957>
- Quandt, R. E. (1960). Tests of the Hypothesis that a Linear Regression System Obeys Two Separate Regimes. *Journal of the American Statistical Association*, 55(290), 324–330. <https://doi.org/10.2307/2281745>
- Rawls, W. J., Ahuja, L. R., Brakensiek, D. L., & Shirmohammadi, A. (1993). Infiltration and soil water movement. In D. R. Maidment (Ed.), *Handbook of Hydrology* (p. 5.1–5.51). New York: McGraw-Hill.
- Rein, A., Hoffmann, R., & Dietrich, P. (2004). Influence of natural time-dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements. *Journal of Hydrology*, 285(1), 215–232. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.08.015>
- Revil, A., Karaoulis, M., Johnson, T., & Kemna, A. (2012). Review: Some low-frequency electrical methods for subsurface characterization and monitoring in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, 20(4), 617–658. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0819-x>
- Reynolds, J. M. (1997). *An introduction to applied and environmental geophysics* (first edit). Chichester, UK: John Wiley & Sons.
- Reynolds, J. M. (2011). Developments and future trends in near surface geophysics. *First Break*, 29(8), 69–75.
- Rhoades, J. D., Kaddah, M. T., Halvorson, A. D., & Prather, R. J. (1977). Establishing Soil Electrical Conductivity-Salinity Calibrations Using Four-Electrode Cells Containing Undisturbed Soil Cores. *Soil Science*, 123(3), 137–141. Retrieved from http://journals.lww.com/soilsci/Fulltext/1977/03000/Establishing_Soil_Electrical_Conductivity_Salinity.1.aspx
- Rhoades, J. D., Manteghi, N. A., Shouse, P. J., & Alves, W. J. (1989). Soil Electrical Conductivity and Soil Salinity: New Formulations and Calibrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53(2), 433–439. <https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300020020x>
- Rhoades, J. D., Raats, P. A. C., & Prather, R. J. (1976). Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 40(5), 651–655.
- Rhoades, J. D., Chanduvi, F., & Lesch, S. (1999). Soil salinity assessment: methods and interpretation of electrical conductivity measurements. (FAO Irriga). Rome, Italy: FAO Irrigation and Drainage Paper #57. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Rings, J., & Hauck, C. (2009). Reliability of resistivity quantification for shallow subsurface water processes. *Journal of Applied Geophysics*, 68(3), 404–416. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.03.008>
- Robinson, D. A., Jones, S. B., Wraith, J. M., Or, D., & Friedman, S. P. (2003). A Review of Advances in Dielectric and Electrical Conductivity Measurement in Soils Using Time

- Domain Reflectometry. *Vadose Zone Journal*, 2(4), 444–475.
<https://doi.org/10.2113/2.4.444>
- Romano, N., & Santini, A. (2002). Water retention and storage: Field. In G. C. T. J.H. Dane (Ed.), *Methods of Soil Analysis: Part 4 Physical Methods* (SSSA Book, pp. 721–738). Madison, WI: Soil Science Society of America.
<https://doi.org/10.2136/sssabookser5.4.c26>
- Rubin, Y., Hubbard, S., Daniels, J., Allred, B., Binley, A., Labrecque, D., & Alumbaugh, D. (2005). Hydrogeophysical Case Studies in the Vadose Zone. In *Hydrogeophysics* (Vol. 50, pp. 413–440). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5_14
- Rücker, C., & Günther, T. (2011). The simulation of finite ERT electrodes using the complete electrode model. *Geophysics*, 76(4), F227–F238.
- Rucker, D. (2009). A Coupled Electrical Resistivity–Infiltration Model for Wetting Front Evaluation. *Vadose Zone Journal*, 8, 383–388. <https://doi.org/10.2136/vzj2008.0080>
- Rüdiger, C., Western, A. W., Walker, J. P., Smith, A. B., Kalma, J. D., & Willgoose, G. R. (2010). Towards a general equation for frequency domain reflectometers. *Journal of Hydrology*, 383(3), 319–329. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.046>
- Russell, E. J. F., & Barker, R. D. (2010). Electrical properties of clay in relation to moisture loss. *Near Surface Geophysics*, 8(2), 173–180. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2010001>
- Ryan, S. E., & Porth, L. S. (2007). *A tutorial on the piecewise regression approach applied to bedload transport data*. (R. M. R. S. U.S. Department of Agriculture, Ed.), *General technical report RMRS ; GTR-189* (Vol. 189). Fort Collins, CO : U.S. Dept. of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station.
- Saarenketo, T. (1998). Electrical properties of water in clay and silty soils. *Journal of Applied Geophysics*, 40(1–3), 73–88. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985198000172>
- Samouëlian, A., Cousin, I., Richard, G., Tabbagh, A., & Bruand, A. (2003). Electrical Resistivity Imaging for Detecting Soil Cracking at the Centimetric Scale. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(5), 1319–1326. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.1319>
- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., & Richard, G. (2005). Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil and Tillage Research*, 83(2), 173–193. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167198704002326>
- Sanders, L. L. (1998). *A manual of field hydrogeology*. London: Upper Saddle River, N.J. : Prentice Hall ; London : Prentice Hall International, c1998.
- Santamarina, J. C., Klein, K. A., & Fam, M. A. (2001). *Soils and Waves: Particulate Materials Behaviour, Characterization and Process Monitoring*. John Wiley and Sons Ltd.

- Santamarina, J. C., & Fratta, D. O. (2003). Dynamic Electrical-Mechanical Energy Coupling in Electrolyte-Mineral Systems. *Transport in Porous Media*, 50(1), 153–178. <https://doi.org/10.1023/A:1020648204185>
- Satriani, A., Loperte, A., & Catalano, M. (2012). Non-invasive instrumental soil moisture monitoring on a typical bean crop for an irrigation sustainable management. *International Water Technology Journal*, 2(4), 309–320.
- Satriani, A., Loperte, A., Proto, M., & Bavusi, M. (2010). Building damage caused by tree roots: laboratory experiments of GPR and ERT surveys. *Advances in Geosciences*, 24, 133–137. <https://doi.org/10.5194/adgeo-24-133-2010>
- Saxena, C. K., Singh, R., Pyasi, S. K., & Mekale, A. K. (2018). Evaluation of Movement of Wetting Front under Surface Point Source of Drip Irrigation in Vertisols. *Journal of Agricultural Engineering*, 55(2), 61–67.
- Schjønning, P. (1992). Size Distribution of Dispersed and Aggregated Particles and of Soil Pores in 12 Danish Soils. *Acta Agriculturae Scandinavica, Section B — Soil & Plant Science*, 42(1), 26–33. <https://doi.org/10.1080/09064719209410196>
- Schön, J. H. (2015). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics (Vol. 65)*. (<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100404-3.00008-1>, Ed.) (2nd Editio). Amsterdam, Netherlands: Elsevier B.V.
- Schwartz, N., & Furman, A. (2015). On the spectral induced polarization signature of soil organic matter. *Geophysical Journal International*, 200(1), 589–595. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu410>
- Seigel, H., Nabighian, M., Parasnis, D., & Vozoff, K. (2007). The early history of the induced polarization method. *The Leading Edge*, 26(3), 312–321. <https://doi.org/10.1190/1.2715054>
- Seki, K. (2007). SWRC fit – a nonlinear fitting program with a water retention curve for soils having unimodal and bimodal pore structure. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4, 407–437. <https://doi.org/10.5194/hessd-4-407-2007>
- Seladji, S., Cosenza, P., Tabbagh, A., Ranger, J., & Richard, G. (2010). The effect of compaction on soil electrical resistivity: a laboratory investigation. *European Journal of Soil Science*, 61(6), 1043–1055.
- Sen, P. N., Goode, P. A., & Sibbit, A. (1988). Electrical conduction in clay bearing sandstones at low and high salinities. *Journal of Applied Physics*, 63(10), 4832–4840. <https://doi.org/10.1063/1.340476>
- Sentenac, P., & Zielinski, M. (2009). Clay fine fissuring monitoring using miniature geo-electrical resistivity arrays. *Environmental Earth Sciences*, 59(1), 205–214. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0017-5>
- Seyfried, M. S., & Murdock, M. D. (2001). Response of a New Soil Water Sensor to Variable Soil, Water Content, and Temperature. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 28–34. <https://doi.org/10.2136/sssaj2001.65128x>

- Shah, P. H., & Singh, D. N. (2005). Generalized Archie's Law for Estimation of Soil Electrical Conductivity. *Journal of ASTM International (JAI)*, 2(5), 1–20.
<https://doi.org/10.1520/JAI13087>
- Shang, Y. c., Chen, J., & Tian, J. w. (2010). The Study of Sub-Pixel Edge Detection Algorithm Based on the Function Curve Fitting. *Information Engineering and Computer Science (ICIECS), 2010 2nd International Conference On*.
<https://doi.org/10.1109/ICIECS.2010.5678279>
- Sharma, M. M., Garrouch, A., & Dunlap, H. F. (1991). Effects of wettability, pore geometry, and stress on electrical conduction in fluid saturated rocks. *Log Anal*, 32, 511–526.
- Sharma, P. V. (1997). *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press.
- Shiffman, C. A., & Rutkove, S. B. (n.d.). Circuit modeling of the electrical impedance: II. Normal subjects and system reproducibility. *Physiological Measurement*, 34(2), 223.
 Retrieved from <http://stacks.iop.org/0967-3334/34/i=2/a=223>
- Shock, C., Barnum, J., & Seddigh, M. (1998). Calibration of watermark soil moisture sensors for irrigation management. In *Proc. Int. Irrig. Show*. (pp. 139–146). San Diego California USA.
- Siddiqui, F. I., & Osman, S. B. A. B. S. (2013). Simple and multiple regression models for relationship between electrical resistivity and various soil properties for soil characterization. *Environmental Earth Sciences*, 70(1), 259–267.
- Silber, W. L. (1974). The Market for Federal Agency Securities: Is There an Optimum Size of Issue? *The Review of Economics and Statistics*, 56(1), 14–22.
<https://doi.org/10.2307/1927522>
- Singha, K., Day-Lewis, F. D., Johnson, T., & Slater, L. D. (2015). Advances in interpretation of subsurface processes with time-lapse electrical imaging. *Hydrological Processes*, 29(6), 1549–1576. <https://doi.org/10.1002/hyp.10280>
- Slater, L. D., & Glaser, D. R. (2003). Controls on induced polarization in sandy unconsolidated sediments and application to aquifer characterization. *Geophysics*, 68(5), 1547–1558. <https://doi.org/10.1190/1.1620628>
- Slater, L. D., & Lesmes, D. (2002). IP interpretation in environmental investigations. *Geophysics*, 67(1), 77–88. <https://doi.org/10.1190/1.1451353>
- Slater, L., & Atekwana, E. (2011). Biogeophysics BT - Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. In H. K. Gupta (Ed.) (pp. 25–29). Dordrecht: Springer Netherlands.
https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_172
- Sobel, I. (2015). History and Definition of the so-called “Sobel Operator”, more appropriately named the Sobel-Feldman Operator. Retrieved from https://www.researchgate.net/publication/281104656_An_Isotropic_3x3_Image_Gradient_Operator

- Sogade, J. A., Scira-Scappuzzo, F., Vichabian, Y., Shi, W., Rodi, W., Lesmes, D. P., & Morgan, F. D. (2006). Induced-polarization detection and mapping of contaminant plumes. *Geophysics*, 71(3), B75--B84.
- Solone, R., Bittelli, M., Tomei, F., & Morari, F. (2012). Errors in water retention curves determined with pressure plates: Effects on the soil water balance. *Journal of Hydrology*, 470–471, 65–74. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.08.017>
- Spies, B. R. (1996). Electrical and electromagnetic borehole measurements: A review. *Surveys in Geophysics*, 17(4), 517–556. <https://doi.org/10.1007/BF01901643>
- Spitzer, K. (1998). The three-dimensional DC sensitivity for surface and subsurface sources. *Geophysical Journal International*, 134(3), 736–746. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00592.x>
- Srayeddin, I., & Doussan, C. (2009). Estimation of the spatial variability of root water uptake of maize and sorghum at the field scale by electrical resistivity tomography. *Plant and Soil*, 319(1), 185–207. <https://doi.org/10.1007/s11104-008-9860-5>
- Stephens, D. B., Hsu, K.-C., Prieksat, M. A., Ankeny, M. D., Blandford, N., Roth, T. L., ... Whitworth, J. R. (1998). A comparison of estimated and calculated effective porosity. *Hydrogeology Journal*, 6(1), 156–165. <https://doi.org/10.1007/s100400050141>
- Stirzaker, R. J., & Hutchinson, P. A. (2005). Irrigation controlled by a wetting front detector: field evaluation under sprinkler irrigation. *Australian Journal of Soil Research*, 43(8), 935–943.
- Stogryn, A. (1971). Equations for Calculating the Dielectric Constant of Saline Water (Correspondence). *IEEE Transactions on Microwave Theory and Techniques*, 19(8), 733–736. <https://doi.org/10.1109/TMTT.1971.1127617>
- Stogryn, A. P., Bull, H. T., & Rubayi, K., & Iravanthy, S. (1995). *The Microwave Dielectric Properties of Sea and Fresh Water*. GenCorp Aerojet, Azusa, Sacramento, Calif.
- Stuchly, S. S. (1970). Dielectric Properties of Some Granular Solids Containing Water. *Journal of the Microwave Power and Electromagnetic Energy*, 5(2), 62–68. Retrieved from http://www.jmpee.org/JMPEE_temp/05-2_bl/JMPEE-Volume5-Number2.htm
- Stummer, P., Maurer, H., & Green, A. (2004). Experimental design: Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information. *GEOPHYSICS*, 69(1), 120–139. <https://doi.org/10.1190/1.1649381>
- Subbaiah, R. (2013). A review of models for predicting soil water dynamics during trickle irrigation. *Irrigation Science*, 31(3), 225–258. <https://doi.org/10.1007/s00271-011-0309-x>
- Subbauah, R., & Mashru, H. H. (2013). Modeling for predicting soil wetting radius under point source surface trickle irrigation. *CIGR Journal*, 15(3), 1–10.

- Sugiura, N. (1978). Further analysts of the data by akaike' s information criterion and the finite corrections. *Communications in Statistics - Theory and Methods*, 7(1), 13–26. <https://doi.org/10.1080/03610927808827599>
- Szalai, S., Koppán, A., Szokoli, K., & Szarka, L. (2013). Geoelectric imaging properties of traditional arrays and of the optimized Stummer configuration. *Near Surface Geophysics*, 11(1), 51–62. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2012058>
- Tabbagh, J., Samouëlian, A., Tabbagh, A., & Cousin, I. (2007). Numerical modelling of direct current electrical resistivity for the characterisation of cracks in soils. *Journal of Applied Geophysics*, 62(4), 313–323. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.01.004>
- Tang, C.-S., Wang, D.-Y., Zhu, C., Zhou, Q.-Y., Xu, S.-K., & Shi, B. (2018). Characterizing drying-induced clayey soil desiccation cracking process using electrical resistivity method. *Applied Clay Science*, 152, 101–112. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2017.11.001>
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1996). *Applied Geophysics* (2^a). Cambridge University Press.
- Thomson, J. S., & Armstrong, C. F. (1987). Calibration of the Watermark model 200 soil moisture sensor. *Applied Engineering in Agriculture*, 3(2), 186–189.
- Thorburn, P. J., Cook, F. J., & Bristow, K. L. (2003). Soil-dependent wetting from trickle emitters: implications for system design and management. *Irrigation Science*, 22(3), 121–127. <https://doi.org/10.1007/s00271-003-0077-3>
- Titov, K., Kemna, A., Tarasov, A., & Vereecken, H. (2004). Induced Polarization of Unsaturated Sands Determined through Time Domain Measurements. *Vadose Zone Journal*, 3(4), 1160–1168. <https://doi.org/10.2113/3.4.1160>
- Tokunaga, T. K. (2009). Hydraulic properties of adsorbed water films in unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 45(6), W06415. <https://doi.org/10.1029/2009WR007734>
- Topp, G. C., Davis, J. L., & Annan, A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16(3), 574–582. <https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574>
- Topp, G. C., Zegelin, S., & White, I. (2000). Impacts of the Real and Imaginary Components of Relative Permittivity on Time Domain Reflectometry Measurements in Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 1244–1252. <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.6441244x>
- Topp, G. C., Davis, J. Les, & Annan, A. P. (2003). The Early Development of TDR for Soil Measurements. *Vadose Zone Journal*, 2(4), 492 LP-499. Retrieved from <http://vzj.geoscienceworld.org/content/2/4/492.abstract>
- Tsokas, G. N., & Tsourlos, P. (1997). Transformation of the resistivity anomalies from archaeological sites by inversion filtering. *Geophysics*, 62(1), 36–43. Retrieved from <http://link.aip.org/link/?GPY/62/36/1>

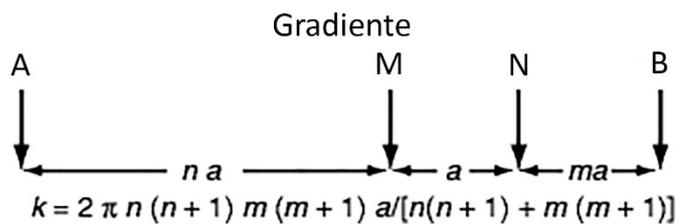
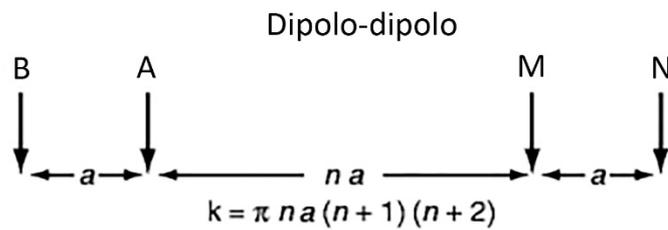
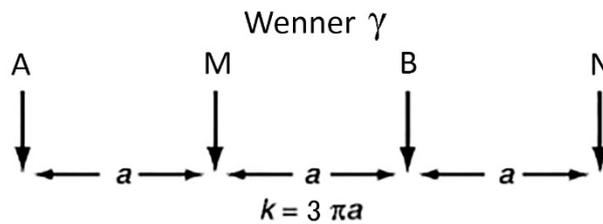
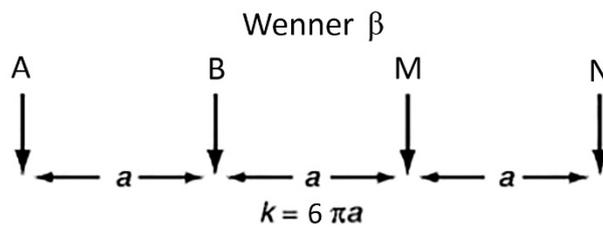
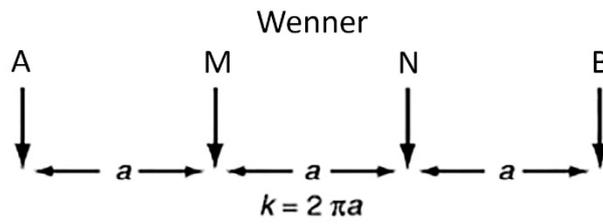
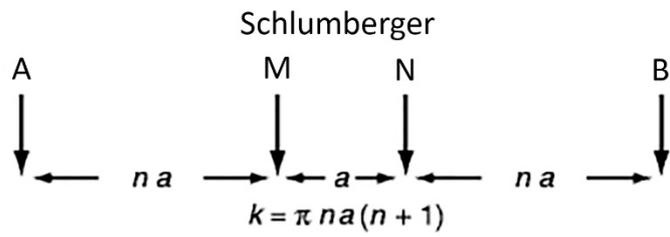
- Tuller, M., & Or, D. (2005). Water Retention and Characteristic Curve. In D. B. T.-E. of S. in the E. Hillel (Ed.), *Encyclopedia of Soils in the Environment* (pp. 278–289). Oxford: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00376-3>
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892–898.
- Van Nostrand, R. G., & Cook, K. L. (1966). *Interpretation of resistivity data. Geological Survey Professional Paper 499. Professional Paper*. Washington. Retrieved from <http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp499>
- Vanderlinden, K., & Giráldez, J. V. (2011). Field Water Capacity. In J. Gliński, J. Horabik, & J. Lipiec (Eds.), *Encyclopedia of Agrophysics* (pp. 299–300). Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3585-1_58
- Vanella, D., Ramírez-Cuesta, J. M., Intrigliolo, D. S., & Consoli, S. (2019). Combining Electrical Resistivity Tomography and Satellite Images for Improving Evapotranspiration Estimates of Citrus Orchards. *Remote Sensing*, 11(4). <https://doi.org/10.3390/rs11040373>
- Veeken, P., Legeydo, P., Davidenko, Y., Kudryavceva, E., Ivanov, S., & Chuvaev, A. (2009). Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration. *GEOPHYSICS*, 74(2), B47–B59. <https://doi.org/10.1190/1.3076607>
- Verbist, K. M. J., Cornelis, W. M., Torfs, S., & Gabriels, D. (2013). Comparing Methods to Determine Hydraulic Conductivities on Stony Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 77, 25–42. <https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0025>
- Verbist, K., Torfs, S., Cornelis, W. M., Oyarzún, R., Soto, G., & Gabriels, D. (2010). Comparison of Single- and Double-Ring Infiltrometer Methods on Stony Soils. *Vadose Zone Journal*, 9, 462–475. <https://doi.org/10.2136/vzj2009.0058>
- von Hippel, A. R. (1988). The dielectric relaxation spectra of water, ice, and aqueous solutions, and their interpretation. I. Critical survey of the status-quo for water. *Electrical Insulation, IEEE Transactions On*, 23(5), 801–816. <https://doi.org/10.1109/14.8745>
- Voronin, A. D. (1990). An energy-based concept for the physical state of soils. *Pochvovedeniye. Soviet Soil Science.*, 22(7), 53–64.
- Wang, J. R., & Schmugge, T. J. (1980). An Empirical Model for the Complex Dielectric Permittivity of Soils as a Function of Water Content. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions On, GE-18(4)*, 288–295. <https://doi.org/10.1109/TGRS.1980.350304>
- Wang, P., & Anderko, A. (2001). Computation of dielectric constants of solvent mixtures and electrolyte solutions. *Fluid Phase Equilibria*, 186(1–2), 103–122. [http://dx.doi.org/10.1016/S0378-3812\(01\)00507-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0378-3812(01)00507-6)

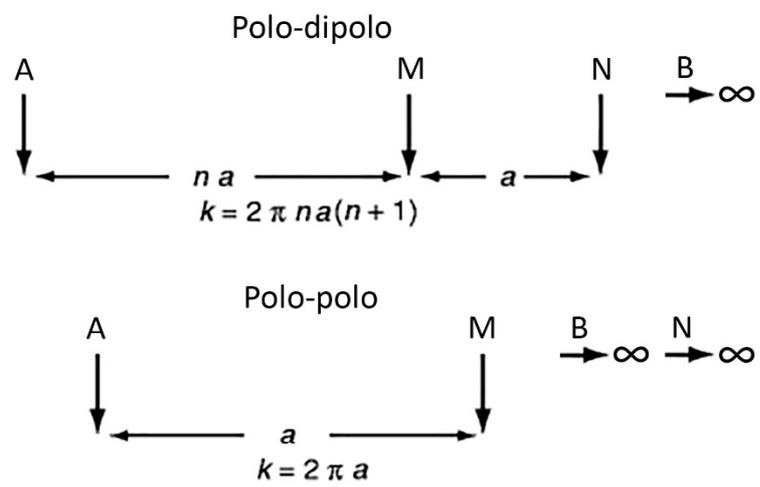
- Wang, X., Yue, H., Liu, G., & Zhao, Z. (2011). The Application of COMSOL Multiphysics in Direct Current Method Forward Modeling. *Procedia Earth and Planetary Science*, 3(0), 266–272. <http://dx.doi.org/10.1016/j.proeps.2011.09.093>
- Wang, Y., & Liu, Q. (2006). Comparison of Akaike information criterion (AIC) and Bayesian information criterion (BIC) in selection of stock–recruitment relationships. *Fisheries Research*, 77(2), 220–225. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0165783605002870>
- Ward, S. H. (1990). Resistivity and Induced Polarization Methods. In S. H. Ward (Ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics*. (Vol. I, pp. 147–190). Tulsa: SEG.
- Warrick, A. W., & Or, D. (2007). 2. Soil water concepts. In F. R. Lamm, J. E. Ayars, & F. S. Nakayama (Eds.), *Microirrigation for Crop Production* (Vol. 13, pp. 27–59). Elsevier. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0167-4137\(07\)80005-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0167-4137(07)80005-9)
- Wehrer, M., & Slater, L. D. (2014). Characterization of water content dynamics and tracer breakthrough by 3-D electrical resistivity tomography (ERT) under transient unsaturated conditions. *Water Resources Research*, 51(1), 97–124. <https://doi.org/10.1002/2014WR016131>
- Wenner, F. (1915). A method for measuring earth resistivity. *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 5(16), 561–563.
- Werban, U., Attia al Hagrey, S., & Rabbal, W. (2008). Monitoring of root-zone water content in the laboratory by 2D geoelectrical tomography. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171(6), 927–935. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700145>
- Western, A. W., & Seyfried, M. S. (2005). A calibration and temperature correction procedure for the water-content reflectometer. *Hydrological Processes*, 19(18), 3785–3793. <https://doi.org/10.1002/hyp.6069>
- Whitney, M., Gardner, F. D., & Briggs, L. J. (1897). *An electrical method of determining the moisture content of arable soil*.
- Widtsoe, J. A., & McLaughlin, W. W. (1912). *Bulletin No. 115 - The Movement of Water in Irrigated Soils*. Retrieved from https://digitalcommons.usu.edu/uaes_bulletins/66
- Wilkinson, P. B., Uhlemann, S., Meldrum, P. I., Chambers, J. E., Carrière, S., Oxby, L. S., & Loke, M. H. (2015). Adaptive time-lapse optimized survey design for electrical resistivity tomography monitoring. *Geophysical Journal International*, 203(1), 755–766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv329>
- Wilkinson, P. B., Chambers, J. E., Meldrum, P. I., Gunn, D. A., Ogilvy, R. D., & Kuras, O. (2010). Predicting the movements of permanently installed electrodes on an active landslide using time-lapse geoelectrical resistivity data only. *Geophysical Journal International*, 183(2), 543–556. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04760.x>
- Wilson, R. L. (2017). *Comparing Infiltration Models to Estimate Infiltration Potential at Henry V Events*. Portland State University.

- Winsauer, W. O. (1952). Resistivity of brine-saturated sands in relation to pore geometry. *AAPG Bulletin*, 36(2), 253–277. Retrieved from <http://dx.doi.org/>
- Witkowska-Walczak, B., Walczak, R. T., & Sławiński, C. (2004). *Determination of water potential-moisture characteristics of soil porous media*. Lublin, Poland: Institute of Agrophysics PAS Press.
- Wolf, A., M, V., W, de B., & Kowalchuk, G. (2013). Impact of Matric Potential and Pore Size Distribution on Growth Dynamics of Filamentous and Non- Filamentous Soil Bacteria. *PLoS ONE*, 8(12), 1–8. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0083661>
- Wolfarth, C. (2006). Permittivity (dielectric constant) of liquids. In D. R. Lide (Ed.), *CRC Handbook of Chemistry and Physics* (pp. 6-132-6–153). CRC Press.
- Worthington, P. F. (1993). The uses and abuses of the Archie equations, 1: The formation factor-porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics*, 30(3), 215–228. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(93\)90028-W](https://doi.org/10.1016/0926-9851(93)90028-W)
- Wyseure, G. C. L., Mojid, M. A., & Malik, M. A. (1997). Measurement of volumetric water content by TDR in saline soils. *European Journal of Soil Science*, 48(2), 347–354. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1997.tb00555.x>
- Yamamoto, J. K. (2005). Correcting the Smoothing Effect of Ordinary Kriging Estimates. *Mathematical Geology*, 37(1), 69–94. <https://doi.org/10.1007/s11004-005-8748-7>
- Yamashita, M., Nishii, T., & Kurihara, H. (1996). Resistivity Correction Factor for the Four-Point Probe Method on Cylindrical Materials. *Japanese Journal of Applied Physics*, 35(Part 1, No. 3), 1948–1953.
- Zadorozhnaya, V. Y. (2008). Resistivity measured by direct and alternating current: why are they different? *Advances in Geosciences*, 19, 45–59. <https://doi.org/10.5194/adgeo-19-45-2008>
- Zakwan, M. (2017). No Title. *Water, Environment and Technology*, 1(1)(01), 1–5. <https://doi.org/10.20897/awet.201701>
- Zhdanov, M. S., & Keller, G. V. (1994). *The geoelectrical methods in geophysical exploration. Methods in geochemistry and geophysics* (Vol. 31). Amsterdam: Elsevier Science.
- Zhdanov, M. S. (2010). Electromagnetic geophysics: Notes from the past and the road ahead. *GEOPHYSICS*, 75(5), 75A49-75A66. <https://doi.org/10.1190/1.3483901>
- Zhou, B., & Dahlin, T. (2003). Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying. *Near Surface Geophysics*, 1(3), 105–117. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2003001>
- Zhou, J., Revil, M., Hale, D., Doetsch, J., & Cuttler, S. (2014). Image-guided inversion of electrical resistivity data. *Geophysical Journal International*, 197(1), 292–309. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu001>

- Zotarelli, L., Dukes, M. D., & Morgan, K. T. (2010). Interpretation of soil moisture content to determine soil field capacity and avoid over-irrigating sandy soils using soil moisture sensors. *University of Florida Cooperation Extension Services, AE460*.
- Zou, G., Liang, H., & Geng, M. (2015). An adaptive method to reduce the effect of geometric approximation error on 3-D DC resistivity finite element numerical modeling. *Journal of Applied Geophysics, 117*(0), 1–12. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.03.017>
- Zur, B. (1996). Wetted soil volume as a design objective in trickle irrigation. *Irrigation Science, 16*(3), 101–105. <https://doi.org/10.1007/BF02215617>

**Anexo I. Dispositivos lineales clásicos comúnmente
empleados en tomografía eléctrica.**





Anexo II. Programa SAS: FitSoft6.sas.

Listado FitSoft6.sas

Programación en SAS del cálculo del logaritmo de máxima verisimilitud utilizando la expresión propuesta por Richard E. Quandt (1958)

```

*Macro para calcular las sumas al cuadrado de las diferentes residuales;
%macro SUBSTRA;
PROC SORT DATA=miprueba;
by Ascending LNW;
RUN;

%Do i=3 %To &Numobs+1;
  Proc Reg data=miprueba (OBS=&i) Outest=Est1 NoPrint;
    MODEL Resistividad=LNW;
    Output Out=AJTANT R=ResiANT P=PredANT;
  Run;

  Proc Means Data=AJTANT NoPrint;
    Output Out=Salida1 N(RESIANT)=NDT2 USS(RESIANT)= SumCua2;
    Proc Append Base=Salida10 Data=Salida1 Force;
  Run;

  Data Distica1;
    Set Est1;
    A1=Intercept;
    B1=LNW;
  Run;

  Data Distica1A;
    Set Distica1 (Keep = A1 B1);
  Run;

  Proc Append Base=Distica1B Data=Distica1A Force;
  Run;

  Proc Reg data=miprueba (firstobs=&i) Outest=Est2 NoPrint;
    MODEL Resistividad=LNW;
    Output Out=AJTDSP R=ResiDSP P=PredDPS;
  Run;

  PROC Means Data=AJTDSP NoPrint;
    Output out=Salida2 N(RESIDSP)=NDT4 USS(RESIDSP)=SumCua4;
    Proc Append Base=Salida20 Data=Salida2 Force;
  Run;

  Data Distica2;
    Set Est2;
    A2=Intercept;
    B2=LNW;

```

```

Run;

Data Distica2A;
    Set Distica2 (Keep = A2 B2);
Run;

Proc Append Base=Distica2B Data=Distica2A Force;
Run;

Data All;
    Set AJTANT AJTDSP;
Run;

*Crear archivos exel de salida de datos;
*****
Proc Export Data=All
Outfile = "E:\@1@Artículo\Datos\Victor Suelo\Resistividad\Tramo 1-0.xls"
dbms = excel;
sheet = "Ajuste&i";
run;

*Representar los datos;
    Symbol1 f=marker v=U i=none c=black;
    Symbol2 v=U i=join line=1 w=3 c=black;
    Symbol3 v=U i=join line=2 w=3 c=black;

Proc Gplot Data=All;
    Title 'Ajuste'&i;
    Plot Resistividad*LNW=1 PredANT*LNW=2 PredDPS*LNW=3
/Overlay;
Run;

Proc Gplot Data=All;
    Title 'Residuals'&i;
    Plot ResiANT*LNW=1 ResiDSP*LNW=1 /Overlay;
Run;

*Crear archivo se salida de gráficos;
ods listing close;
ods trace on;
ods html style=ANALYSIS;
*****
ods html path="E:\@1@Artículo\Datos\Victor Suelo\Resistividad\Gif Tramo 1-
0";
ods graphics on;
proc Gplot data=All;
    Title "Ajuste "&i;
    Plot Resistividad*LNW=1 PredANT*LNW=2 PredDPS*LNW=3 /Overlay;
Run;
    Title "Residuals vs LNW "&i;
    Plot ResiANT*LNW=1 ResiDSP*LNW=1 /Overlay;
run;

```

```

Title "Residuals vs Resistivity "&i;
Plot ResiANT*Resistividad=1 ResiDSP*Resistividad=1 /Overlay;
run;
Title "Residuals vs Predicted Resistivity "&i;
Plot ResiANT*PredANT=1 ResiDSP*PredDPS=1 /Overlay;
run;
quit;
ods trace off;
ods html close;
ods graphics off;
ods listing;
Run;

%End;

%mend SUBSTRA;
DATA miprueba;
*Lee el archivo que contiene los datos (X=LNW, Y=Resistividad);
*****;
infile 'C:\Datos\Victor Suelo\Resistividad\VS Tramo 1-0.txt' DLM='09'x;
input LNW Resistividad;
run;

proc reg Data = miprueba outest=est;
*Calcula las residuales del ajuste lineal de todos los datos y las almacena en el archivo
temporal "Residuales";
MODEL Resistividad=LNW /selection=adjrsq aic Bic;
output out=Residuales R=RESIDUAL;
RUN;

PROC MEANS Data=Residuales N USS NOPRINT;
*Almacena en el archivo temporal 'Esta' el número de datos y la suma de residuales al
cuadrado;
output out=Esta N(RESIDUAL)=NDat USS(RESIDUAL)=SumCua;
RUN;

*Calcula el Bic para los datos de una única recta.;
Data Biceta;
Set Esta;
Bicbic=-(NDat*LOG(SQRT(2*(constant('pi')))))-(NDat*LOG(SumCua/NDat))-
(NDat/2)-(1.5*LOG((NDat/(2*(constant('pi'))))));
Bicbicbic=-((NDat/2)*LOG(SumCua/NDat))-
(1.5*LOG((NDat/(2*(constant('pi'))))));
File 'C:\Datos\Victor Suelo\Resistividad\Bic 1.txt' ;
Put Bicbic Bicbicbic;
Run;

LIBNAME EstaDos 'C:\SAS91\';

DATA EstaDos;
*Calcula la varianza como USS/N y la almacena en el archivo datos.dat;

```

```
SET Esta;
FILE 'C:\dataSAS\datos.dat';
Ansa=SumCua/NDat;
LAnsa=LOG(Ansa);
RobHood=(-NDat/2)-LAnsa;
Last=NDat-3;
call symput('Numobs',put(Last,best.));
PUT NDat SumCua Ansa LAnsa RobHood Last;
%SUBSTRA;
Numobs=.;
RUN;
SYMBOL1 f=marker i=none c=black;
SYMBOL2 v=none i=join line=1 w=2 c=black;
SYMBOL3 v=none i=join line=2 w=2 c=black;

PROC GPLOT Data=Residuales;
    Title 'Residuales';
    Plot Residual*LNW ;
RUN;

Data Salida10A;
    Merge Salida10 Distica1B;
    Run;

Data Salida20A;
    Merge Salida20 Distica2B;
    Run;

Data Salida100;
    Set Salida10A;
    Ansa2=SumCua2;
    LAnsa2=LOG(SumCua2/NDT2);
    RobHood2=NDT2*LAnsa2;
    AA1=A1;
    BB1=B1;
Run;

Data Salida200;
    Set Salida20A;
    Ansa4=SumCua4;
    LAnsa4=LOG(SumCua4/NDT4);
    RobHood4=NDT4*LAnsa4;
    AA2=A2;
    BB2=B2;
Run;

*Calcula los valores Refin (cuyo máximo me dice cuál es el mejor ajuste) y Main que no
lo utilizo por ahora;
Data Comby;
    Merge mipueba (Firstobs=3) Salida100 Salida200;
    C=(AA2-AA1)/(BB1-BB2);
```

```

Refin=-((NDT2+NDT4)*LOG(SQRT(2*(constant('pi')))))-RobHood2-RobHood4-
((NDT2+NDT4)/2);
Main=Refin-(2.5*LOG((NDT2+NDT4)/(2*(constant('pi')))));
ReMainBic=-(((NDT2+NDT4)/2)*LOG((SumCua2+SumCua4)/(NDT2+NDT4)))-
(2.5*LOG((NDT2+NDT4)/(2*(constant('pi')))));
if Ansa2=. and SumCua4=. then delete;
Run;

```

*Almacena en el archivo temporal Comby2 los datos que me interesan (X, Y, N° datos del ajuste 1, N° datos del ajuste 2, Refin y Main);

```

Data Comby2;
    Set Comby (    Keep = LNW Resistividad NDT2 NDT4 A1 A2 B1 B2 C Refin Main
ReMainBic);
Run;

```

*Almacena en el archivo exel de salida los resultados en la hoja Comby.;

```

*****
****;

```

```

Proc Export Data=Comby2
Outfile = "C:\Datos\Victor Suelo\Resistividad\Tramo 1-0.xls"
dbms = excel;
sheet ="Comby";
run;
SYMBOL1 f=marker V=dat i=none c=black;
Symbol2 v=none i=sm color=black width=1;

```

```

PROC GPLOT Data=Comby;
    PLOT Refin*LNW=1 Refin*LNW=2 /Overlay;
Run;

```

```

ods graphics on;
ods html style=statistical;
*****
ods html path="C:\Datos\Victor Suelo\Resistividad";

```

*Dibuja en pantalla los datos para ver el valor máximo;

```

proc Gplot data=Comby;
    PLOT Refin*LNW=1 Refin*LNW=2 /Overlay;
Run;
quit;

```

*Ordena los datos para obtener el máximo;

```

proc sort data=Comby2 out=ReComby;
by descending Refin;
run;
Data ReComby2;
    Set ReComby (Keep = LNW Resistividad NDT2 NDT4 A1 A2 B1 B2 C Refin Main
ReMainBic);
Run;

```

*Almacena en el archivo exel de salida los resultados ordenados en la hoja ReComby.;

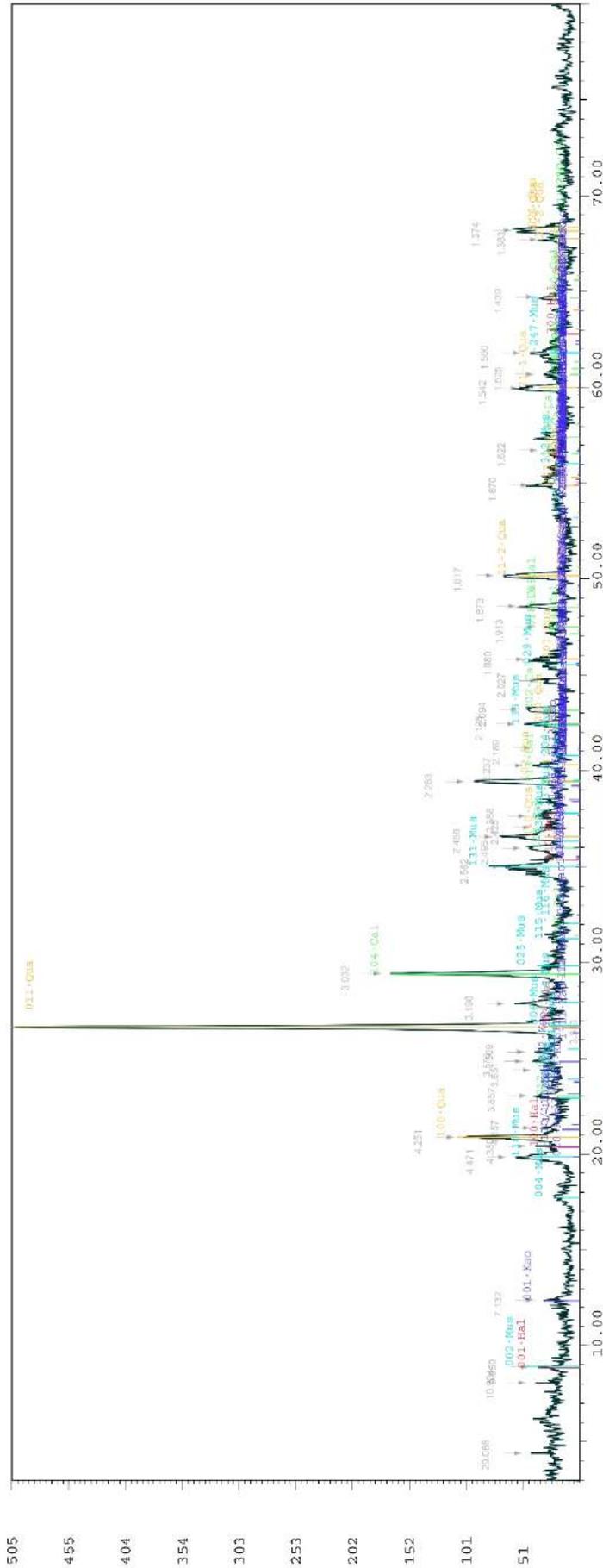
```
*****,  
Proc Export Data=ReComby2  
Outfile = "C:\Datos\Victor Suelo\Resistividad\Tramo 1-0.xls"  
dbms = excel;  
sheet ="Recomby";  
run;  
proc sort data=ReComby2 out=ReComby3;  
by descending C;  
run;  
Proc Export Data=ReComby3  
Outfile = "C:\Datos\Victor Suelo\Resistividad\Tramo 1-0.xls"  
dbms = excel;  
sheet ="Main";  
run;  
  
ods html close;  
ods graphics off;  
  
Proc Datasets library=Work;  
delete AJTANT AJTDSP Salida1 Salida2 Salida10 Salida20 Salida10A Salida20A  
Salida100 Salida200 Est1 Est2 Distica1 Distica2 Distica1A Distica2A  
Distica1B Distica2B Comby Comby2 Recomby Recomby2 Recomby3 Biceta;  
Run;  
  
QUIT;
```

Anexo III. Difractogramas de rayos X.

XPowder12 Ver. 00.12



Sample AE



2-theta	3	Counts I/100	2-theta	3	Counts I/100
4.450	20.0662	43	6	44.030	2.0255
8.080	10.9335	39	7	41.800	1.9795
8.880	9.9502	37	7	41.480	1.9135
12.400	7.1524	32	6	44.560	1.8733
14.400	6.1944	29	5	44.560	1.8733
20.500	4.3493	35	1	55.920	1.6700
20.880	4.2510	103	20	55.920	1.6716
21.350	4.1565	35	6	52.960	1.5415
23.050	3.8571	38	7	60.680	1.5250
24.350	3.6510	35	6	61.800	1.5000
25.350	3.5000	40	6	61.800	1.5000
26.320	3.3603	40	7	57.720	1.3825
26.650	3.3409	595	100	61.200	1.3740
27.880	3.1275	58	11		
29.450	3.0233	188	33		
30.000	2.9658	52	12		
30.550	2.9100	59	13		
35.580	2.4559	59	13		
37.050	2.4251	35	6		
37.650	2.3878	39	7		
39.450	2.2829	94	18		
40.250	2.2373	32	6		
41.800	2.1375	44	8		
42.450	2.1088	45	9		
43.150	2.0743	46	9		

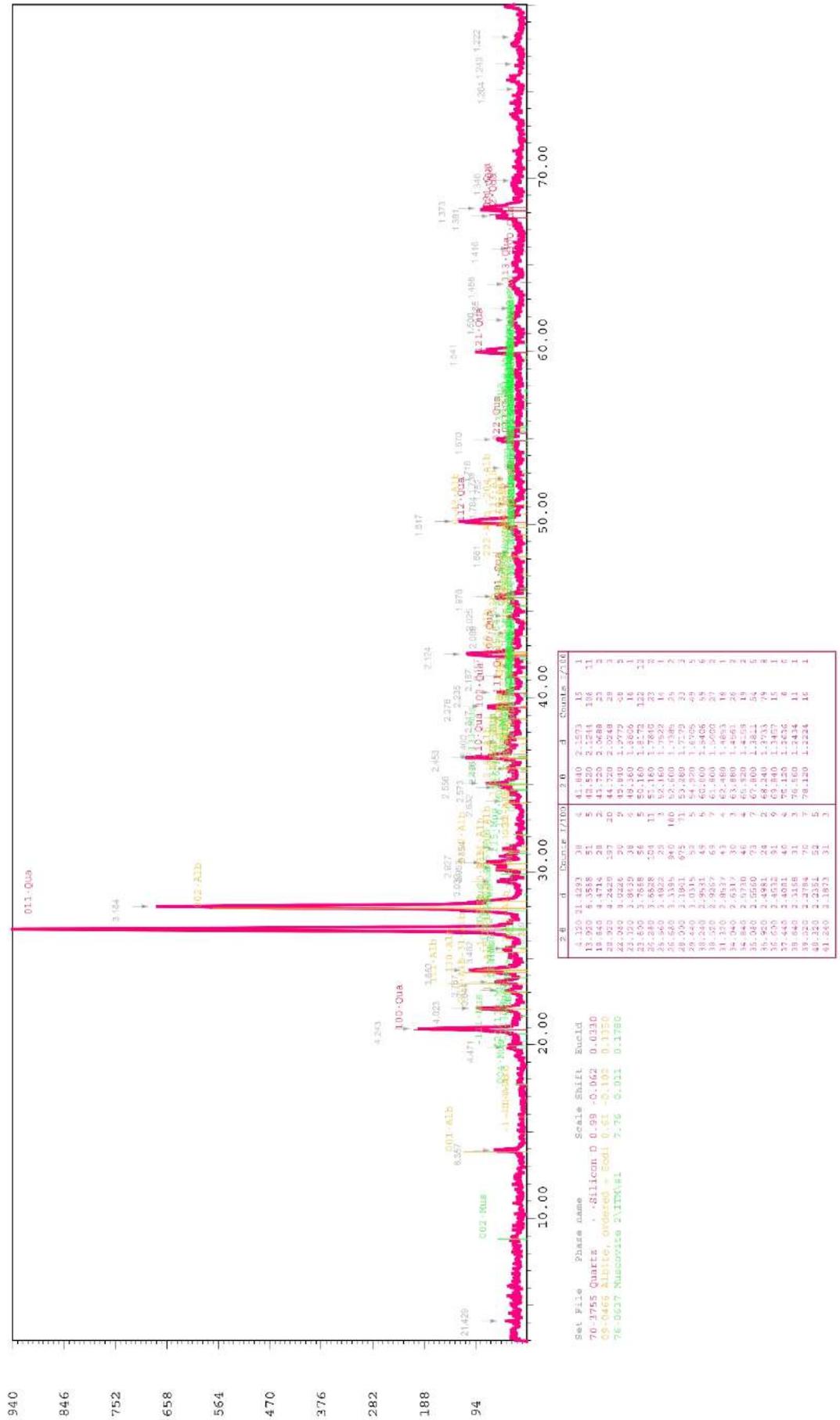
Get File Phase name Scale Shift Euclid
 29-1468 Halloysite-10A = Alumi 7.12 -0.036 0.0310
 82-0938 Quartz = Silicium 0 1.00 -0.029 0.0379
 05-0586 Calcite = Ca 0.14 -0.029 0.0500
 01-1098 Muscovite = Hydrogen 3 0.15 -0.029 0.0850
 93-6338 Escalinite = Alumin 6.33 -0.044 0.0880



XPowder12 Ver. 00.12

Page 1

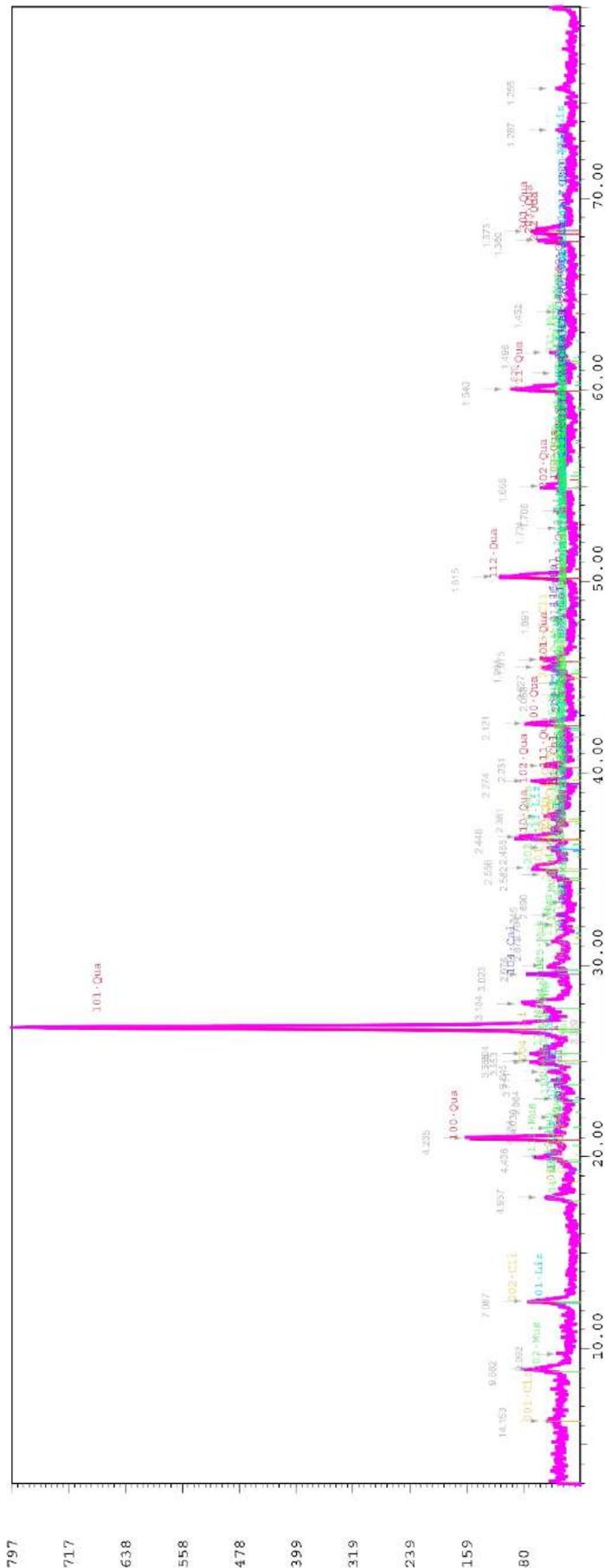
Sample VS





XPowder12 Ver. 00.12

Sample PS



2-theta	d	Count	I/I0	h	k	l	Count	I/I0
6.240	14.1248	45	5	36.120	2.4847	44	5	
8.940	9.8816	53	7	38.880	2.4881	79	3	
15.750	5.6922	22	2	37.760	2.3825	68	2	
17.850	4.9985	48	6	40.160	2.2359	24	2	
20.000	4.4460	42	5	42.600	2.1206	68	6	
20.940	4.3169	152	15	44.080	2.0537	15	1	
21.450	4.2338	39	4	41.880	2.0556	19	2	
21.550	4.2251	26	3	42.320	2.0441	27	2	
22.940	3.9823	26	3	45.320	1.9241	27	2	
23.450	3.9110	35	4	48.080	1.8202	13	1	
24.940	3.6851	44	5	50.240	1.7145	11	1	
26.940	3.4868	68	8	52.760	1.6236	21	2	
27.340	3.4514	27	4	53.680	1.6061	18	1	
27.740	3.4189	87	10	54.640	1.5897	12	1	
28.140	3.3879	93	10	55.640	1.5744	12	1	
28.540	3.3581	78	9	56.680	1.5594	28	3	
28.940	3.3292	74	9	57.760	1.5454	41	5	
29.340	3.3012	42	5	58.880	1.5320	23	2	
29.740	3.2742	24	3	59.960	1.5192	21	2	
30.140	3.2481	24	3	61.120	1.5069	21	2	
30.540	3.2228	28	3	62.360	1.4951	23	2	
30.940	3.1982	28	3	63.680	1.4837	23	2	
31.340	3.1743	28	3	65.080	1.4727	23	2	
31.740	3.1510	28	3	66.560	1.4620	23	2	
32.140	3.1283	28	3	68.120	1.4515	23	2	
32.540	3.1061	28	3	69.760	1.4413	23	2	
32.940	3.0844	28	3	71.480	1.4313	23	2	
33.340	3.0632	28	3	73.280	1.4215	23	2	
33.740	3.0424	28	3	75.160	1.4119	23	2	
34.140	3.0220	28	3	77.120	1.4025	23	2	
34.540	3.0020	28	3	79.160	1.3933	23	2	
34.940	2.9822	28	3	81.280	1.3843	23	2	
35.340	2.9627	28	3	83.480	1.3754	23	2	
35.740	2.9434	28	3	85.760	1.3667	23	2	
36.140	2.9243	28	3	88.120	1.3581	23	2	
36.540	2.9054	28	3	90.560	1.3497	23	2	
36.940	2.8867	28	3	93.080	1.3414	23	2	
37.340	2.8682	28	3	95.680	1.3332	23	2	
37.740	2.8499	28	3	98.360	1.3252	23	2	
38.140	2.8317	28	3	101.120	1.3173	23	2	
38.540	2.8137	28	3	103.960	1.3095	23	2	
38.940	2.7958	28	3	106.880	1.3018	23	2	
39.340	2.7780	28	3	109.880	1.2943	23	2	
39.740	2.7604	28	3	112.960	1.2868	23	2	
40.140	2.7429	28	3	116.120	1.2794	23	2	
40.540	2.7255	28	3	119.360	1.2721	23	2	
40.940	2.7082	28	3	122.680	1.2649	23	2	
41.340	2.6910	28	3	126.080	1.2578	23	2	
41.740	2.6739	28	3	129.560	1.2508	23	2	
42.140	2.6569	28	3	133.120	1.2438	23	2	
42.540	2.6400	28	3	136.760	1.2369	23	2	
42.940	2.6232	28	3	140.480	1.2301	23	2	
43.340	2.6065	28	3	144.280	1.2233	23	2	
43.740	2.5900	28	3	148.160	1.2166	23	2	
44.140	2.5735	28	3	152.120	1.2100	23	2	
44.540	2.5571	28	3	156.160	1.2034	23	2	
44.940	2.5408	28	3	160.280	1.1969	23	2	
45.340	2.5246	28	3	164.480	1.1904	23	2	
45.740	2.5085	28	3	168.760	1.1840	23	2	
46.140	2.4925	28	3	173.120	1.1776	23	2	
46.540	2.4766	28	3	177.560	1.1713	23	2	
46.940	2.4607	28	3	182.080	1.1650	23	2	
47.340	2.4449	28	3	186.680	1.1588	23	2	
47.740	2.4292	28	3	191.360	1.1526	23	2	
48.140	2.4136	28	3	196.120	1.1465	23	2	
48.540	2.3980	28	3	200.960	1.1404	23	2	
48.940	2.3825	28	3	205.880	1.1344	23	2	
49.340	2.3670	28	3	210.880	1.1284	23	2	
49.740	2.3516	28	3	215.960	1.1224	23	2	
50.140	2.3362	28	3	221.120	1.1165	23	2	
50.540	2.3209	28	3	226.360	1.1106	23	2	
50.940	2.3056	28	3	231.680	1.1047	23	2	
51.340	2.2904	28	3	237.080	1.0988	23	2	
51.740	2.2752	28	3	242.560	1.0930	23	2	
52.140	2.2601	28	3	248.120	1.0872	23	2	
52.540	2.2450	28	3	253.760	1.0814	23	2	
52.940	2.2300	28	3	259.480	1.0756	23	2	
53.340	2.2150	28	3	265.280	1.0698	23	2	
53.740	2.2000	28	3	271.160	1.0641	23	2	
54.140	2.1851	28	3	277.120	1.0583	23	2	
54.540	2.1702	28	3	283.160	1.0526	23	2	
54.940	2.1553	28	3	289.280	1.0469	23	2	
55.340	2.1405	28	3	295.480	1.0412	23	2	
55.740	2.1257	28	3	301.760	1.0355	23	2	
56.140	2.1109	28	3	308.120	1.0298	23	2	
56.540	2.0962	28	3	314.560	1.0242	23	2	
56.940	2.0815	28	3	321.080	1.0185	23	2	
57.340	2.0668	28	3	327.680	1.0129	23	2	
57.740	2.0522	28	3	334.360	1.0073	23	2	
58.140	2.0376	28	3	341.120	1.0017	23	2	
58.540	2.0230	28	3	347.960	0.9961	23	2	
58.940	2.0085	28	3	354.880	0.9905	23	2	
59.340	1.9940	28	3	361.880	0.9850	23	2	
59.740	1.9795	28	3	368.960	0.9794	23	2	
60.140	1.9650	28	3	376.120	0.9739	23	2	
60.540	1.9506	28	3	383.360	0.9683	23	2	
60.940	1.9361	28	3	390.680	0.9628	23	2	
61.340	1.9217	28	3	398.080	0.9573	23	2	
61.740	1.9073	28	3	405.560	0.9518	23	2	
62.140	1.8929	28	3	413.120	0.9463	23	2	
62.540	1.8785	28	3	420.760	0.9408	23	2	
62.940	1.8642	28	3	428.480	0.9353	23	2	
63.340	1.8499	28	3	436.280	0.9298	23	2	
63.740	1.8356	28	3	444.160	0.9243	23	2	
64.140	1.8213	28	3	452.120	0.9188	23	2	
64.540	1.8070	28	3	460.160	0.9133	23	2	
64.940	1.7927	28	3	468.280	0.9078	23	2	
65.340	1.7784	28	3	476.480	0.9023	23	2	
65.740	1.7642	28	3	484.760	0.8968	23	2	
66.140	1.7499	28	3	493.120	0.8913	23	2	
66.540	1.7357	28	3	501.560	0.8858	23	2	
66.940	1.7215	28	3	510.080	0.8803	23	2	
67.340	1.7073	28	3	518.680	0.8748	23	2	
67.740	1.6931	28	3	527.360	0.8693	23	2	
68.140	1.6790	28	3	536.120	0.8638	23	2	
68.540	1.6648	28	3	544.960	0.8583	23	2	
68.940	1.6507	28	3	553.880	0.8528	23	2	
69.340	1.6365	28	3	562.880	0.8473	23	2	
69.740	1.6224	28	3	571.960	0.8418	23	2	
70.140	1.6082	28	3	581.120	0.8363	23	2	
70.540	1.5941	28	3	590.360	0.8308	23	2	
70.940	1.5799	28	3	599.680	0.8253	23	2	
71.340	1.5658	28	3	609.080	0.8198	23	2	
71.740	1.5517	28	3	618.560	0.8143	23	2	
72.140	1.5375	28	3	628.120	0.8088	23	2	
72.540	1.5234	28	3	637.760	0.8033	23	2	
72.940	1.5093	28	3	647.48				

**Anexo IV. Secuencia de medida y coeficientes de
corrección calculados para estimar K' .**

Electrodos				Coeficientes		Electrodos				Coeficientes	
A	M	N	B	a	b	A	M	N	B	a	b
1	7	13	19	0.0085	0.4703	7	8	9	10	0.0039	0.2939
1	6	11	16	0.0035	0.5230	8	13	18	23	0.0058	0.5157
1	5	9	13	0.0030	0.5396	8	12	16	20	0.0082	0.5182
1	4	7	10	0.0020	0.5068	8	11	14	17	0.0059	0.4964
1	3	5	7	0.0012	0.4255	8	10	12	14	0.0041	0.4208
1	2	3	4	0.0012	0.3047	8	9	10	11	0.0037	0.2949
2	9	16	23	0.0057	0.4425	9	14	19	24	0.0055	0.5135
2	8	14	20	0.0110	0.4598	9	13	17	21	0.0075	0.5217
2	7	12	17	0.0088	0.5046	9	12	15	18	0.0068	0.4919
2	6	10	14	0.0035	0.5374	9	11	13	15	0.0047	0.4150
2	5	8	11	0.0049	0.5011	9	10	11	12	0.0026	0.2998
2	4	6	8	0.0049	0.4131	10	14	18	22	0.0066	0.5244
2	3	4	5	0.0014	0.3060	10	13	16	19	0.0054	0.4979
3	10	17	24	0.0060	0.4415	10	12	14	16	0.0040	0.4179
3	9	15	21	0.0084	0.4739	10	11	12	13	0.0021	0.3029
3	8	13	18	0.0095	0.5030	11	15	19	23	0.0042	0.5305
3	7	11	15	0.0090	0.5148	11	14	17	20	0.0058	0.4967
3	6	9	12	0.0036	0.5055	11	13	15	17	0.0047	0.4149
3	5	7	9	0.0041	0.4198	11	12	13	14	0.0018	0.3035
3	4	5	6	0.0015	0.3052	12	16	20	24	0.0061	0.5198
4	10	16	22	0.0079	0.4771	12	15	18	21	0.0056	0.4976
4	9	14	19	0.0074	0.5115	12	14	16	18	0.0026	0.4257
4	8	12	16	0.0083	0.5201	12	13	14	15	0.0018	0.3040
4	7	10	13	0.0078	0.4882	13	16	19	22	0.0048	0.4993
4	6	8	10	0.0039	0.4193	13	15	17	19	0.0029	0.4237
4	5	6	7	0.0030	0.2996	13	14	15	16	0.0017	0.3041
5	11	17	23	0.0060	0.4835	14	17	20	23	0.0045	0.4981
5	10	15	20	0.0097	0.5014	14	16	18	20	0.0033	0.4216
5	9	13	17	0.0071	0.5256	14	15	16	17	0.0015	0.3053
5	8	11	14	0.0077	0.4884	15	18	21	24	0.0056	0.4889
5	7	9	11	0.0060	0.4094	15	17	19	21	0.0039	0.4175
5	6	7	8	0.0025	0.3022	15	16	17	18	0.0017	0.3044
6	12	18	24	0.0052	0.4848	16	18	20	22	0.0035	0.4197
6	11	16	21	0.0085	0.5067	16	17	18	19	0.0012	0.3065
6	10	14	18	0.0070	0.5241	17	19	21	23	0.0029	0.4213
6	9	12	15	0.0067	0.4935	17	18	19	20	0.0016	0.3049
6	8	10	12	0.0059	0.4111	18	20	22	24	0.0023	0.4213
6	7	8	9	0.0030	0.2984	18	19	20	21	0.0018	0.3035
7	12	17	22	0.0080	0.5104	19	20	21	22	0.0020	0.3028
7	11	15	19	0.0085	0.5185	20	21	22	23	0.0016	0.3039
7	10	13	16	0.0055	0.5002	21	22	23	24	0.0009	0.3064
7	9	11	13	0.0056	0.4129						

**Anexo V. Parámetros seleccionados en la
realización de inversiones múltiples.**

Parámetros	Par1	Par2	Par3	Par4	Par5	Par6	Par7
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.05	0.18	0.09	0.14	0.22	0.16	0.11
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.02	0.08	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	1	1	1	0	0	2	2
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	4.0	7.0	1.0	2.0	10.0	9.0	3.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	2.81	2.70	1.75	3.59	4.24	4.05	4.19
Number of iterations (1 to 30)	16	10	12	25	27	14	14
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	2.02	1.95	2.52	2.89	2.69	1.71	3.85
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	1	1	2	2	1	0	1
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.83	1.71	1.46	1.73	1.84	1.06	1.05
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	1	1	0	1	1	0	0
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0733	0.0235	0.0537	0.0079	0.0424	0.0608	0.0455
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	0	1	1	1	0	1	0
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.9281	0.2469	0.9517	0.3234	0.2184	0.7354	0.4018
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	1	1	1	0	0	1	0
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	0	3	2	3	2	3	3
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	0	1	2	0	0	2	0
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	1	0	0	1	0	0	0
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.95	0.71	0.49	0.64	0.60	0.32	0.39
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.11	1.01	1.22	1.05	1.01	1.21	1.24
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	1	0	0	0	1	1	1
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	1	1	0	1	0	0	1
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	1	1	1	1	0	1	0
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	83	12	21	64	29	26	30
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	1	1	1	0	0	1	1
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	1	1	1	1	1	1	0

Parámetros	Par8	Par9	Par10	Par11	Par12	Par13	Par14
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.08	0.24	0.17	0.05	0.13	0.16	0.13
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.07	0.09	0.07	0.04	0.05	0.01	0.10
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	1	2	2	2	2	0	1
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	7.0	2.0	10.0	2.0	10.0	6.0	1.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	2.66	1.05	4.43	3.18	0.82	4.74	3.86
Number of iterations (1 to 30)	17	24	30	22	21	15	27
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	2.83	2.67	0.26	2.31	2.83	3.38	0.57
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	2	0	0	2	2	0	0
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.38	1.41	1.62	1.84	1.22	1.12	1.19
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	0	1	0	0	0	0	1
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0296	0.0464	0.0629	0.0300	0.0639	0.0107	0.0734
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	0	0	1	0	0	0	1
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.0821	0.7867	0.1098	0.5283	0.7496	0.3132	0.8635
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	1	0	0	0	0	0	1
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	0	2	0	0	2	2	3
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	0	2	0	2	2	0	1
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	0	0	0	0	0	1	1
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.40	0.33	0.41	0.57	0.45	0.49	0.73
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.05	1.07	1.21	1.12	1.16	1.15	1.17
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	1	1	0	1	0	0	0
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	0	1	1	0	0	1	1
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	1	0	1	1	1	1	0
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	57	44	98	17	63	85	52
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	0	1	0	0	1	0	1
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	1	1	0	0	0	0	0

Parámetros	Par15	Par16	Par17	Par18	Par19	Par20	Par21
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.16	0.14	0.05	0.17	0.10	0.10	0.11
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.09	0.03	0.10	0.06	0.03	0.02	0.02
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	0	0	2	0	1	2	2
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	4.0	10.0	4.0	1.0	8.0	8.0	5.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	3.50	1.31	1.37	2.96	4.54	1.74	1.60
Number of iterations (1 to 30)	19	20	25	23	13	27	22
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	1.92	1.94	2.99	0.60	3.51	2.45	1.88
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	2	1	2	0	0	0	0
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.95	1.89	1.82	1.30	1.87	1.16	1.01
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	0	1	0	1	1	0	1
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0934	0.0068	0.0325	0.0131	0.0490	0.0019	0.0376
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	1	1	1	1	0	0	1
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.0989	0.5366	0.1297	0.5623	0.4586	0.4249	0.6134
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	1	1	0	1	0	0	1
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	2	3	2	2	2	0	3
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	1	0	2	2	1	1	0
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	0	0	0	1	0	0	1
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.77	0.53	0.76	0.96	0.60	0.41	0.72
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.09	1.20	1.01	1.00	1.22	1.15	1.02
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	1	0	1	0	1	1	0
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	0	1	1	0	1	1	0
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	0	0	0	1	0	1	1
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	84	89	50	76	22	26	70
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	0	0	1	1	1	0	0
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	0	1	0	1	0	1	1

Parámetros	Par22	Par23	Par24	Par25	Par26	Par27	Par28
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.09	0.23	0.19	0.10	0.06	0.13	0.25
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.01	0.07	0.01	0.08	0.10	0.10	0.05
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	1	1	1	1	2	1	0
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	6.0	7.0	10.0	7.0	7.0	6.0	9.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	0.57	2.84	1.77	2.28	0.93	4.73	4.48
Number of iterations (1 to 30)	11	28	22	12	25	19	23
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	1.50	1.70	3.72	2.12	0.59	1.49	0.93
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	2	1	0	1	2	2	0
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.18	1.43	1.36	1.42	1.98	1.29	1.70
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	0	1	0	0	1	1	0
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0593	0.0496	0.0470	0.0920	0.0313	0.0804	0.0187
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	1	1	0	1	0	0	1
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.2946	0.8211	0.1504	0.5418	0.2672	0.2543	0.4372
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	0	0	1	1	0	1	1
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	1	0	1	2	1	3	0
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	2	2	2	2	0	0	1
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	1	1	0	1	1	1	1
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.84	0.95	0.35	0.96	0.74	0.57	0.76
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.07	1.08	1.01	1.20	1.03	1.22	1.09
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	0	1	1	1	1	1	0
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	1	0	0	0	0	0	0
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	1	1	1	1	1	0	0
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	54	35	65	93	97	9	15
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	1	1	1	1	0	1	1
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	1	0	1	0	0	1	0

Parámetros	Par29	Par30	Par31	Par32	Par33	Par34	Par35
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.18	0.10	0.25	0.09	0.25	0.11	0.07
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.07	0.10	0.01	0.09	0.01	0.01	0.08
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	0	0	2	2	0	0	2
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	6.0	6.0	3.0	8.0	10.0	1.0	3.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	3.43	0.99	4.59	3.93	4.43	0.80	1.13
Number of iterations (1 to 30)	26	20	30	20	23	15	30
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	0.86	0.83	3.30	3.80	3.35	1.88	3.26
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	0	1	2	0	0	2	1
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.36	1.07	1.46	1.70	1.18	1.36	1.49
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	0	0	1	1	1	0	0
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0700	0.0754	0.0977	0.0199	0.0376	0.0135	0.0243
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	0	0	0	1	1	0	1
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.1263	0.2877	0.7910	0.9466	0.4322	0.1898	0.2100
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	1	1	1	1	1	0	1
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	3	0	2	3	1	3	2
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	2	1	1	1	1	1	1
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	1	1	0	0	0	0	1
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.73	0.48	0.87	0.57	0.61	0.91	0.43
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.02	1.11	1.10	1.21	1.03	1.19	1.21
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	0	1	0	0	0	1	1
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	0	0	0	1	0	1	1
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	1	1	1	0	0	1	1
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	55	86	7	54	36	88	75
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	1	0	1	1	1	1	0
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	0	1	0	0	0	1	1

Parámetros	Par36	Par37	Par38	Par39	Par40	Par41	Par42
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.25	0.11	0.13	0.12	0.22	0.25	0.14
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.10	0.03	0.10	0.10	0.04	0.05	0.02
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	1	2	2	0	1	2	0
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	8.0	2.0	4.0	6.0	4.0	6.0	7.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	4.24	3.05	2.85	3.68	2.35	3.92	4.67
Number of iterations (1 to 30)	24	11	24	13	13	11	25
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	2.70	0.29	3.94	1.10	3.67	1.58	3.93
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	1	1	1	2	0	1	1
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.66	1.02	1.32	1.31	1.24	1.88	1.06
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	1	0	1	0	0	1	0
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0947	0.0340	0.0496	0.0254	0.0683	0.0515	0.0371
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	1	0	0	0	1	0	0
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.7872	0.3479	0.0782	0.5814	0.3625	0.6553	0.9169
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	1	1	1	0	0	0	0
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	3	1	0	3	1	3	0
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	2	1	2	1	1	0	2
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	1	1	1	0	0	0	1
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.84	0.51	0.38	0.81	0.79	0.93	0.87
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.01	1.17	1.21	1.12	1.16	1.06	1.20
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	0	0	1	0	0	0	0
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	0	1	1	0	0	0	1
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	0	1	0	0	1	1	0
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	95	26	41	29	22	41	44
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	1	0	1	1	0	1	0
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	0	0	1	0	0	0	1

Parámetros	Par43	Par44	Par45	Par46	Par47	Par48	Par49
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.19	0.07	0.24	0.11	0.18	0.18	0.08
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.03	0.02	0.10	0.05	0.05	0.01	0.07
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	2	1	1	1	2	2	2
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	10.0	10.0	3.0	9.0	7.0	3.0	7.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	3.50	4.56	0.69	2.78	0.51	1.52	3.38
Number of iterations (1 to 30)	19	25	28	14	20	11	29
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	0.27	1.89	3.32	2.75	0.56	0.60	3.94
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	2	0	0	0	0	0	0
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.98	1.25	1.00	1.29	1.66	1.87	1.69
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	1	1	0	1	0	1	0
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0159	0.0841	0.0466	0.0289	0.0311	0.0481	0.0673
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	0	1	1	0	1	1	1
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.4370	0.8803	0.0018	0.7217	0.8262	0.8972	0.1871
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	0	0	1	1	1	1	0
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	1	3	1	3	3	1	3
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	2	1	1	0	2	2	1
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	0	0	1	0	0	1	1
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.54	0.90	0.73	0.72	0.33	0.65	0.51
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.25	1.03	1.12	1.08	1.09	1.13	1.05
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	1	0	0	0	0	1	1
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	0	1	1	1	1	0	0
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	0	1	0	0	1	0	1
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	93	42	55	15	68	90	59
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	0	1	1	1	0	1	1
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	1	0	1	1	1	0	0

Parámetros	Par50	Par51	Par52	Par53	Par54	Par55	Par56
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.14	0.23	0.12	0.15	0.05	0.14	0.22
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.05	0.09	0.09	0.01	0.03	0.10	0.02
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	0	2	2	0	2	0	0
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	8.0	3.0	9.0	7.0	4.0	6.0	6.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	4.18	2.25	2.78	4.31	1.39	2.54	0.80
Number of iterations (1 to 30)	27	24	11	19	14	13	15
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	2.31	3.62	2.15	1.24	2.02	3.85	1.85
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	1	2	2	0	2	0	2
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.98	1.20	1.12	1.34	1.71	1.80	1.25
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	0	1	0	0	0	0	0
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0521	0.0776	0.0918	0.0246	0.0660	0.0094	0.0817
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	0	1	0	0	0	1	1
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.5133	0.0524	0.6409	0.2542	0.3264	0.8724	0.8125
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	1	0	1	1	0	0	0
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	2	0	0	1	0	3	2
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	1	0	0	0	2	0	0
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	0	1	0	1	0	0	1
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.78	0.67	0.60	0.65	0.44	0.84	0.39
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.23	1.23	1.12	1.04	1.03	1.25	1.19
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	0	0	0	0	0	1	1
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	0	1	0	1	0	0	1
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	1	1	0	1	0	0	0
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	18	81	85	30	57	75	93
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	1	1	1	0	1	0	1
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	1	0	0	1	0	1	1

Parámetros	Par57	Par58	Par59	Par60	Par61	Par62	Par63
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.09	0.19	0.15	0.14	0.16	0.23	0.11
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.02	0.01	0.08	0.08	0.02	0.04	0.09
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	1	1	1	1	2	1	1
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	7.0	5.0	3.0	1.0	3.0	2.0	10.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	0.70	0.66	4.11	2.01	3.83	2.47	1.03
Number of iterations (1 to 30)	22	18	21	10	23	10	29
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	2.31	1.61	1.59	0.31	2.48	1.92	0.79
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	2	1	1	0	0	0	0
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.88	1.37	1.56	1.53	1.71	1.16	1.55
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	1	0	1	1	0	0	0
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0910	0.0731	0.0206	0.0496	0.0547	0.0967	0.0164
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	0	1	0	0	0	1	0
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.6147	0.4145	0.8114	0.6603	0.4822	0.0956	0.4041
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	0	0	1	0	0	0	0
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	1	2	0	2	0	2	3
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	0	0	2	2	0	1	2
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	0	1	0	0	0	0	1
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.60	0.81	0.88	0.81	0.38	0.57	0.81
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.15	1.18	1.19	1.21	1.23	1.09	1.17
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	0	0	0	1	1	0	1
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	0	1	1	0	1	1	1
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	0	1	1	1	1	0	0
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	87	6	55	83	81	18	15
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	1	0	0	1	1	0	1
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	0	0	0	1	0	1	0

Parámetros	Par64	Par65	Par66	Par67	Par68	Par69	Par70
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.25	0.25	0.08	0.05	0.22	0.15	0.09
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.06	0.08	0.01	0.09	0.06	0.04	0.08
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	0	0	1	0	1	1	1
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	9.0	4.0	8.0	9.0	8.0	6.0	4.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	0.71	2.29	1.79	2.25	0.73	3.68	4.11
Number of iterations (1 to 30)	21	17	13	18	27	16	28
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	3.98	3.58	3.57	2.57	2.40	3.20	1.86
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	1	1	0	1	0	1	2
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.64	1.33	1.00	1.33	1.33	1.05	1.75
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	0	1	1	0	1	1	1
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0397	0.0404	0.0172	0.0990	0.0456	0.0441	0.0088
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	1	1	0	1	1	0	1
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.9794	0.1489	0.6147	0.4938	0.6279	0.2120	0.9055
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	0	0	1	1	1	1	0
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	2	0	1	0	1	2	2
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	0	1	2	0	0	0	2
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	1	1	1	0	1	1	0
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.93	0.27	0.77	0.99	0.66	0.58	0.88
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.10	1.10	1.18	1.14	1.09	1.05	1.17
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	1	1	0	0	1	1	1
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	1	1	0	0	0	0	0
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	0	0	1	0	1	1	0
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	99	19	59	56	89	52	27
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	0	1	0	1	0	0	1
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	0	1	1	1	0	0	1

Parámetros	Par71	Par72	Par73	Par74	Par75
Initial damping factor (0.05 to 0.25)	0.21	0.13	0.20	0.18	0.21
Minimum damping factor (0.01 to 0.1)	0.05	0.02	0.07	0.08	0.08
Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)	2	0	0	2	1
Convergence limit for relative change in RMS error in percent (1 to 10)	5.0	4.0	8.0	6.0	5.0
Minimum change in RMS error (generalmente 2% al 5%)	4.79	0.55	4.53	1.10	3.40
Number of iterations (1 to 30)	26	16	25	15	22
Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)	2.22	1.46	2.17	2.89	2.14
Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)	2	0	1	1	1
Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)	1.44	1.97	1.96	1.06	1.42
Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)	1	1	1	0	0
Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)	0.0628	0.0410	0.0685	0.0420	0.0912
Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)	1	1	0	1	0
Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)	0.0260	0.7368	0.5525	0.1700	0.2064
Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)	1	1	0	0	1
Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)	3	3	0	2	0
Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)	2	0	1	2	0
Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)	1	1	0	0	1
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)	0.42	0.74	0.36	0.91	0.26
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)	1.20	1.09	1.22	1.22	1.13
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)	1	0	0	0	1
Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)	0	0	0	0	0
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)	0	0	0	0	0
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)	100	77	42	65	36
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)	1	1	0	0	1
Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)	0	1	0	1	0

Anexo VI. Código Visual Basic para la segmentación sub-píxel de imágenes.

Cuadro de diálogo de Excel para ejecutar operaciones de segmentación de imágenes "form1".

Código VBasic

```

Dim NDatos, RDatos, NPuntos As Integer
Dim NFilas As Integer
Dim NColumnas As Integer
Dim Gxy(), GGxy(), MGxy(), X(), Y() As Single
Dim Mx() As Single
Dim My() As Single
Dim M1, M2, IncrementoX, IncrementoY As Single
Dim Ma(15000) As Single
Dim Theta(), TheTas2() As Single
Dim OtsuMiArma As Double
Dim i, j, p, q, r, S, U, V, K, T As Integer
Dim Celda, Celda0 As Integer
Dim MaxUmbral, MinUmbral As Integer
Dim Mayor, Menor, Media, SumaT As Single
Dim EsSeed As Boolean
    
```

```

Private Sub UserForm1_Load()
    TextBox3.Text.Enabled = False
    TextBox4.Text.Enabled = False
    Histéresis.Enabled = False
    NonMaximun.Enabled = False
End Sub
    
```

```
Private Sub Finalizar_Click()  
Worksheets.Add(After:=Worksheets(Worksheets.Count)).Name = "Resultado"  
Sheets("Resultado").Select  
Range("A1:C1").Interior.Color = RGB(146, 208, 80)  
Sheets("Resultado").Range("A1:D1000").HorizontalAlignment = xlCenter  
    Sheets("Resultado").Cells(1, 1) = "X"  
    Sheets("Resultado").Cells(1, 2) = "Y"  
    Sheets("Resultado").Cells(1, 3) = "Canny"  
  
    Contador = 2  
    Celda = 2  
    For i = 1 To NFilas  
        For j = 1 To NColumnas  
            If GGxy(i, j) <> 255 Then GoTo Fuera2 Else  
                Sheets("Resultado").Cells(Celda, 1) = Hoja3.Cells(Contador, 1)  
                Sheets("Resultado").Cells(Celda, 2) = Hoja3.Cells(Contador, 2)  
                Sheets("Resultado").Cells(Celda, 3) = GGxy(i, j)  
                Celda = Celda + 1  
            End If  
        Next j  
        Fuera2:  
        Contador = Contador + 1  
    Next j  
Next i  
ThisWorkbook.Close SaveChanges:=True  
End Sub
```

```
Private Sub Otsu_Click()  
Dim Histogram(0 To 255) As Integer  
Dim SumaToT As Integer  
Dim PesoANT, PesoDESP, ProANT, ProDESP, VarANT, SuPeANT, SuPeDESP, VarDESP, MedANT,  
MedDESP, SigmaANT, SigmaDESP, MaxC, MinC As Double  
Dim CVariance(256), MaxClass(256) As Single  
Dim Pos, Pos2 As Integer  
  
SumaToT = 0  
K = 0  
r = 1  
  
For i = 1 To NFilas  
    For j = 1 To NColumnas  
        If X(i, j) = "" Then GoTo F0 Else  
            K = CInt(GGxy(i, j))  
            Histogram(K) = Histogram(K) + 1  
        End If  
    Next j  
Next i  
  
For i = 2 To 253  
    Histogram(i) = ((Histogram(i - 2) + (2 * Histogram(i - 1)) + (3 * Histogram(i)) + (2 *  
Histogram(i + 1)) + (Histogram(i + 2)))) / 9  
Next i
```

```

For i = 0 To 255
    SumaToT = SumaToT + Histogram(i)
Next i

For i = 0 To 255
    r = r + 1
    For j = 0 To i
        SuPeANT = SuPeANT + Histogram(j)
        ProANT = ProANT + (Histogram(j) * j)
    Next j

    PesoANT = SuPeANT / SumaToT
    MedANT = ProANT / SuPeANT

    For j = 0 To i
        VarANT = VarANT + (((j - MedANT) ^ 2) * Histogram(j))
    Next j

    SigmaANT = VarANT / SuPeANT

    If i >= 254 Then GoTo GoAway

    For j = i + 1 To 255
        SuPeDESP = SuPeDESP + Histogram(j)
        ProDESP = ProDESP + (Histogram(j) * j)
    Next j

    If SuPeDESP = 0 Then GoTo GoAway
    PesoDESP = SuPeDESP / SumaToT
    MedDESP = ProDESP / SuPeDESP

    For j = i + 1 To 255
        VarDESP = VarDESP + (((j - MedDESP) ^ 2) * Histogram(j))
    Next j

    SigmaDESP = VarDESP / SuPeDESP

    CVariance(i) = (PesoANT * SigmaANT) + (PesoDESP * SigmaDESP)

    MaxClass(i) = PesoANT * PesoDESP * (MedANT - MedDESP) ^ 2

    SuPeANT = 0
    ProANT = 0
    VarANT = 0
    SuPeDESP = 0
    ProDESP = 0
    VarDESP = 0
GoAway:
Next i

MinC = 300000

```

```
Pos = 300000
MaxC = 0
Pos2 = 0

For i = 0 To 254
  If CVariance(i) < CVariance(i + 1) And CVariance(i) < MinC Then
    MinC = CVariance(i)
    Pos = i
  End If

  If MaxClass(i) > MaxClass(i + 1) And MaxClass(i) > MaxC Then
    MaxC = MaxClass(i)
    Pos2 = i
  End If
Next i

OtsuMiArma = Pos

TextBox14.Text = "Minc= " & MinC & " / " & Pos
TextBox15.Text = "i2= " & MaxC & " / " & Pos2
```

End Sub

```
Private Sub Rechazo_Click()
  Dim Rechazo As Integer

  Rechazo = InputBox("Introduce Umbral Inferior")
  TextBox12mas1.Text = Rechazo
  Celda = 1
  Mayor = 0
  Menor = 30000
  Media = 0
  SumaT = 0

  For i = 1 To NFilas
    For j = 1 To NColumnas
      If GGxy(i, j) >= Rechazo Then GGxy(i, j) = 0
    Next j
  Next i

  ' Linealización del histograma
  For i = 1 To NFilas
    For j = 1 To NColumnas
      GGxy(i, j) = ((GGxy(i, j)) * 255) / Rechazo
      Celda = Celda + 1
      Hoja3.Cells(Celda, 6) = GGxy(i, j)
    Next j
  Next i

  For i = 2 To NDatos + 1
    Ma(i) = Hoja3.Cells(i, 6)
```

```

    If Ma(i) > Mayor Then Mayor = Ma(i)
    If Ma(i) < Menor Then Menor = Ma(i)
    SumaT = SumaT + Ma(i)
Next i
Media = SumaT / NDatos

TextBox10.Text = Mayor
TextBox11.Text = Menor
TextBox12.Text = Media

Application.Run "ATPVBAEN.XLAM!Histogram", Hoja3.Range("$f$2:$f$50000") _
, Hoja3.Range("$j$1"), Hoja3.Range("$i$2:$i$257"), False, False _
, False, False
End Sub

```

```

Private Sub Rellenar_Click()
Hoja3.Select
Range("A1").Select

ReDim X(0 To 700, 0 To 1000)
ReDim Y(0 To 700, 0 To 1000)
ReDim Gxy(0 To 700, 0 To 1000)
ReDim GGxy(0 To 700, 0 To 1000)
ReDim Theta(0 To 700, 0 To 1000)
ReDim TheTas2(0 To 700, 0 To 1000)

Contador = 0
For i = 2 To 500000
    If Hoja1.Cells(i, 1) = "" Then GoTo Dio:
    Contador = Contador + 1
Next i
Dio:
NDatos = Contador

For i = 2 To 258
    Hoja3.Cells(i, 10) = ""
    Hoja3.Cells(i, 11) = ""
Next i

NFilas = 0
NColumnas = 1

For i = 2 To NDatos + 1
    Hoja3.Cells(i, 1) = Hoja1.Cells(i, 1)
    Hoja3.Cells(i, 2) = Hoja1.Cells(i, 2)
    If Hoja3.Cells(i, 2) <> Hoja3.Cells(i - 1, 2) Then
        NFilas = NFilas + 1
        NColumnas = 1
    End If

```

```
Hoja3.Cells(i, 3) = Hoja1.Cells(i, 9)
Hoja3.Cells(i, 4) = Hoja1.Cells(i, 19)
Hoja3.Cells(i, 5) = Hoja1.Cells(i, 12)
```

```
'Celda0 = Celda0 + 1
```

```
X(NFilas, NColumnas) = Hoja1.Cells(i, 1)
Y(NFilas, NColumnas) = Hoja1.Cells(i, 2)
Gxy(NFilas, NColumnas) = Hoja1.Cells(i, 9)
Theta(NFilas, NColumnas) = Hoja1.Cells(i, 19)
TheTas2(NFilas, NColumnas) = Hoja1.Cells(i, 12)
NColumnas = NColumnas + 1
```

```
Next i
```

```
TextBox2.Text = NColumnas
TextBox1.Text = NFilas
```

```
Mayor = 0
Menor = 300000
SumaT = 0
Celda = 0
NDatos = Hoja1.Cells(2, 25)
On Error GoTo HayErrores
```

```
For i = 1 To NFilas
  For j = 1 To NColumnas
    Celda = Celda + 1
    Ma(Celda) = Gxy(i, j)
    If Ma(Celda) > Mayor Then Mayor = Ma(Celda)
    If Ma(Celda) < Menor And Ma(Celda) <> 0 Then Menor = Ma(Celda)
    SumaT = SumaT + Ma(Celda)
    Media = SumaT / NDatos
  Next j
Next i
```

```
IncrementoX = 0
IncrementoY = 0
```

```
For i = 2 To NDatos + 1
  Ma(i) = Hoja3.Cells(i, 6)
  If Ma(i) > Mayor Then Mayor = Ma(i)
  If Ma(i) < Menor And Ma(i) <> 0 Then Menor = Ma(i)
  SumaT = SumaT + Ma(i)
  Media = SumaT / NDatos
Next i
```

```
TextBox5.Text = Mayor
TextBox6.Text = Menor
TextBox9.Text = Media
```

```
For i = 1 To NFilas
```

```
For j = 1 To NColumnas
    Gxy(i, j) = ((Gxy(i, j)) * 255) / Mayor
Next j
Next i
```

```
NonMaximun.Enabled = True
```

```
Exit Sub
```

```
HayErrores:
```

```
MsgBox "Fila " & S & " Celda 38 y/o 47 erróneas"
```

```
Resume Next
```

```
End Sub
```

```
Private Sub BorrarDatos_Click()
```

```
NonMaximun.Enabled = False
```

```
NDatos = Hoja1.Cells(2, 25)
```

```
For K = 2 To 258
```

```
    Hoja3.Cells(K, 10) = ""
```

```
    Hoja3.Cells(K, 11) = ""
```

```
Next K
```

```
For i = 2 To NDatos + 1
```

```
    Hoja3.Cells(i, 1) = ""
```

```
    Hoja3.Cells(i, 2) = ""
```

```
    Hoja3.Cells(i, 3) = ""
```

```
    Hoja3.Cells(i, 4) = ""
```

```
    Hoja3.Cells(i, 5) = ""
```

```
    Hoja3.Cells(i, 6) = ""
```

```
    Hoja3.Cells(i, 7) = ""
```

```
    Hoja3.Cells(i, 12) = ""
```

```
    Hoja3.Cells(i, 12 + 1) = ""
```

```
    Hoja3.Cells(i, 14) = ""
```

```
Next i
```

```
For i = 1 To NFilas
```

```
    For j = 1 To NColumnas
```

```
        GGxy(i, j) = ""
```

```
        Gxy(i, j) = ""
```

```
    Next j
```

```
Next i
```

```
NDatos = 0
```

```
NFilas = 0
```

```
NColumnas = 0
```

```
TextBox2.Text = ""
```

```
TextBox1.Text = ""
```

End Sub

```
Private Sub Histéresis_Click()  
Dim L, M, TotSubPixel As Integer  
Dim Máximo, CoordX(1000), CoordY(1000) As Single  
Dim GSubPixel(10000, 10000), XSubPixel(10000, 10000), YSubPixel(10000, 10000),  
ThetaSubPixel(10000, 10000), NpuntosSubP(10000) As Single  
Dim GPTo1, GPTo2, GPTo3, XPTo1, XPTo2, XPTo3, YPTo1, YPTo2, YPTo3, XXPTo(5000),  
YYPTo(5000), SigMa(5000) As Single  
Dim a, b, Nu As Single  
Dim Z As Variant  
Dim Pi, Contador As Double
```

'Empezón:

```
MaxUmbral = ((255 - OtsuMiArma) / 2) + OtsuMiArma
```

```
MinUmbral = OtsuMiArma
```

```
TextBox3.Text = MinUmbral
```

```
TextBox4.Text = MaxUmbral
```

```
K = 11
```

'Comenzamos la búsqueda

```
Celda = 2
```

```
For i = 1 To NFilas
```

```
For j = 1 To NColumnas
```

```
If X(i, j) = "" Then GoTo Fuera0 Else
```

```
If GGxy(i, j) < MinUmbral Then GGxy(i, j) = MinUmbral
```

```
Hoja3.Cells(Celda, 14) = GGxy(i, j)
```

```
Celda = Celda + 1
```

```
Fuera0:
```

```
Next j
```

```
Next i
```

```
Contador = 0
```

```
Celda = 2
```

```
S = 0
```

```
For i = 1 To NFilas
```

```
For j = 1 To NColumnas
```

```
If X(i, j) = "" Then GoTo Fuera
```

```
If GGxy(i, j) > MinUmbral Then GoSub VAmosaMirar
```

```
Fuera:
```

```
Next j
```

```
Next i
```

```
Celda = 1
```

```
For i = 1 To NFilas
```

```
For j = 1 To NColumnas
```

```
If X(i, j) = "" Then GoTo Aguera
```

```
Celda = Celda + 1
```

```

        Hoja3.Cells(Celda, 7) = GGxy(i, j)
    Aguera:
        Next j
    Next i

    Finalizar.Enabled = True
    Histéresis.Enabled = False
    Contador = 0

    'Buscando las coordenadas de los subpixels
    Mayor = 0
    For i = 1 To TotSubPixel
    If NpuntosSubP(i) <= 2 Then GoTo AFueraYa
    Mayor = 0
        For j = 1 To NpuntosSubP(i)
            Ma(j) = GSubPixel(i, j)
            If Ma(j) > Mayor Then
                Mayor = Ma(j)
                q = j
            End If
        Next j

        GPTo1 = GSubPixel(i, q - 1)
        GPTo2 = GSubPixel(i, q)
        GPTo3 = GSubPixel(i, q + 1)

        If GPTo1 = "" Or GPTo2 = "" Or GPTo3 = "" Then GoTo AFueraYa
        If GPTo1 > GPTo2 And GPTo2 > GPTo3 Then GoTo AFueraYa
        If GPTo1 < GPTo2 And GPTo2 < GPTo3 Then GoTo AFueraYa
    IncrementoX = 0
    IncrementoY = 0

    Select Case ThetaSubPixel(i, q)
    Case 0
        XPTo1 = YSubPixel(i, q - 1)
        XPTo2 = YSubPixel(i, q)
        XPTo3 = YSubPixel(i, q + 1)
        XXPTo(i) = XSubPixel(i, q)
    Case 45
        IncrementoX = Abs(XSubPixel(i, q + 1) - XSubPixel(i, q))
        IncrementoY = Abs(YSubPixel(i, q - 1) - YSubPixel(i, q))
        XPTo1 = Sqr((IncrementoX) ^ 2 + (IncrementoY) ^ 2)
        XPTo2 = 0
        XPTo3 = -Sqr((IncrementoX) ^ 2 + (IncrementoY) ^ 2)

    Case 90
        XPTo1 = XSubPixel(i, q - 1)
        XPTo2 = XSubPixel(i, q)
        XPTo3 = XSubPixel(i, q + 1)
        YYPTo(i) = YSubPixel(i, q)
    Case 135

```

```
IncrementoX = Abs(XSubPixel(i, q + 1) - XSubPixel(i, q))
IncrementoY = Abs(YSubPixel(i, q - 1) - YSubPixel(i, q))
XPTo1 = -Sqr((IncrementoX) ^ 2 + (IncrementoY) ^ 2)
XPTo2 = 0
XPTo3 = Sqr((IncrementoX) ^ 2 + (IncrementoY) ^ 2)
End Select
```

```
Hoja3.Cells(1, 17) = XPTo1
Hoja3.Cells(2, 17) = XPTo2
Hoja3.Cells(3, 17) = XPTo3
Hoja3.Cells(1, 18) = GPTo1
Hoja3.Cells(2, 18) = GPTo2
Hoja3.Cells(3, 18) = GPTo3
```

```
Z = Application.Evaluate("=linest(r1:r3, q1:q3^{1,2})")
```

```
If Z(1) >= 0 Then GoTo AFueraYa
a = Z(1)
b = Z(2)
Nu = -Z(2) / (2 * Z(1))
Pi = Atn(1) * 4
SigMa(i) = Sqr(-1 / (2 * Z(1)))
  Select Case ThetaSubPixel(i, q)
  Case 0
    YYPTo(i) = Nu
  Case 45
    XXPTo(i) = XSubPixel(i, q) + (Nu * Cos(135 * (Pi / 180)))
    YYPTo(i) = YSubPixel(i, q) + (Nu * Sin(135 * (Pi / 180)))
  Case 90
    XXPTo(i) = Nu
  Case 135
    XXPTo(i) = XSubPixel(i, q) + (Nu * Cos(45 * (Pi / 180)))
    YYPTo(i) = YSubPixel(i, q) + (Nu * Sin(45 * (Pi / 180)))
  End Select
```

```
Hoja3.Cells(1, 17) = ""
Hoja3.Cells(2, 17) = ""
Hoja3.Cells(3, 17) = ""
Hoja3.Cells(1, 18) = ""
Hoja3.Cells(2, 18) = ""
Hoja3.Cells(3, 18) = ""
```

```
Contador = Contador + 1
```

```
Hoja3.Cells(Contador, 19) = XXPTo(i)
Hoja3.Cells(Contador, 20) = YYPTo(i)
Hoja3.Cells(Contador, 21) = SigMa(i)
Hoja3.Cells(Contador, 22) = ThetaSubPixel(i, q)
```

```
AFueraYa:
Next i
```

Exit Sub

VAmosaMirar:

NPuntos = 0

p = i

L = i

q = j

M = j

Select Case Theta(i, j)

Case 0

p = i - 1

q = j

U = 1

V = 0

Case 45

p = i - 1

q = j + 1

U = 1

V = -1

U = 1

V = 0

Case 90

p = i

q = j - 1

U = 0

V = 1

Case 135

p = i - 1

q = j - 1

U = 1

V = 1

End Select

K = K + 6

Contador = Contador + 1

For T = 1 To 100

If p - 1 < 1 Or q - 1 < 1 Then Return

If p + 1 > NFilas Or q + 1 > NColumnas Then Return

If T > 2 And Theta(i, j) <> Theta(p, q) Then

i = L

j = M

Return

End If

GSubPixel(Contador, T) = Log(GGxy(p, q))

XSubPixel(Contador, T) = X(p, q)

YSubPixel(Contador, T) = Y(p, q)

ThetaSubPixel(Contador, T) = Theta(p, q)

NpuntosSubP(Contador) = T

TotSubPixel = Contador

If T > 2 And GGxy(p - U, q - V) = MinUmbral Then

 i = L

 j = M

 Return

End If

 p = p + U: q = q + V

Next T

Return

End Sub

Private Sub NonMaximun_Click()

Celda = 1

ReDim GGxy(1 To NFilas, 1 To NColumnas)

For i = 1 To NFilas

 For j = 1 To NColumnas

 If X(i, j) = "" Then GoTo FFF

 GGxy(i, j) = Gxy(i, j)

 If TheTas2(i, j) < 22.5 Then GoSub Cero Else

 If TheTas2(i, j) > 22.5 And TheTas2(i, j) < 67.5 Then GoSub CuarentayCinco Else

 If TheTas2(i, j) > 67.5 And TheTas2(i, j) < 112.5 Then GoSub Noventa Else

 If TheTas2(i, j) > 112.5 And TheTas2(i, j) < 157.5 Then GoSub RCiencin Else

 If TheTas2(i, j) > 157.5 Then GoSub RCiencinBis Else

FFF:

 Next j

Next i

For i = 1 To NFilas

 For j = 1 To NColumnas

 If X(i, j) = "" Then GoTo FFF2

 Celda = Celda + 1

 Hoja3.Cells(Celda, 6) = GGxy(i, j)

 Hoja3.Cells(Celda, 12) = X(i, j)

 Hoja3.Cells(Celda, 12 + 1) = Y(i, j)

FFF2:

 Next j

Next i

TextBox3.Enabled = True

TextBox4.Enabled = True

TextBox5.Enabled = True

TextBox6.Enabled = True

Histéresis.Enabled = True

NonMaximun.Enabled = False

```
Rechazo.Enabled = True
Otsu.Enabled = True
Exit Sub
```

Cero:

```
M1 = (Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i, j + 1) + (1 - ((Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i - 1, j + 1)))
M2 = (Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i, j - 1) + (1 - ((Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i + 1, j - 1)))
```

```
    If Gxy(i, j) < M1 And Gxy(i, j) < M2 Then
        GGxy(i, j) = 0
    End If
Return
```

CuarentayCinco:

```
If Theta(i, j) < 45 Then GoTo Cero Else
M1 = (Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i + 1, j - 1) + (1 - ((Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i, j - 1)))
M2 = (Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i - 1, j + 1) + (1 - ((Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i, j + 1)))
```

```
    If Gxy(i, j) < M1 And Gxy(i, j) < M2 Then
        GGxy(i, j) = 0
    End If
Return
```

Noventa:

```
If Theta(i, j) < 90 Then GoTo CuarentayCinco Else
M1 = (Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i - 1, j) + (1 - ((Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i - 1, j - 1)))
M2 = (Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i + 1, j + 1) + (1 - ((Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i + 1, j)))
```

```
    If Gxy(i, j) < M1 And Gxy(i, j) < M2 Then
        GGxy(i, j) = 0
    End If
Return
```

RCiencin:

```
If Theta(i, j) < 135 Then GoTo Noventa Else
M1 = (Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i - 1, j - 1) + (1 - ((Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i, j - 1)))
M2 = (Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i + 1, j + 1) + (1 - ((Tan(TheTas2(i, j) * Pi / 180)) * Gxy(i, j + 1)))
```

```
    If Gxy(i, j) < M1 And Gxy(i, j) < M2 Then
        GGxy(i, j) = 0
    End If
Return
```

RCiencinBis:

$M1 = (\tan(\text{TheTas2}(i, j) * \pi / 180)) * G_{xy}(i - 1, j - 1) + (1 - ((\tan(\text{TheTas2}(i, j) * \pi / 180)) * G_{xy}(i, j - 1)))$

$M2 = (\tan(\text{TheTas2}(i, j) * \pi / 180)) * G_{xy}(i + 1, j + 1) + (1 - ((\tan(\text{TheTas2}(i, j) * \pi / 180)) * G_{xy}(i, j + 1)))$

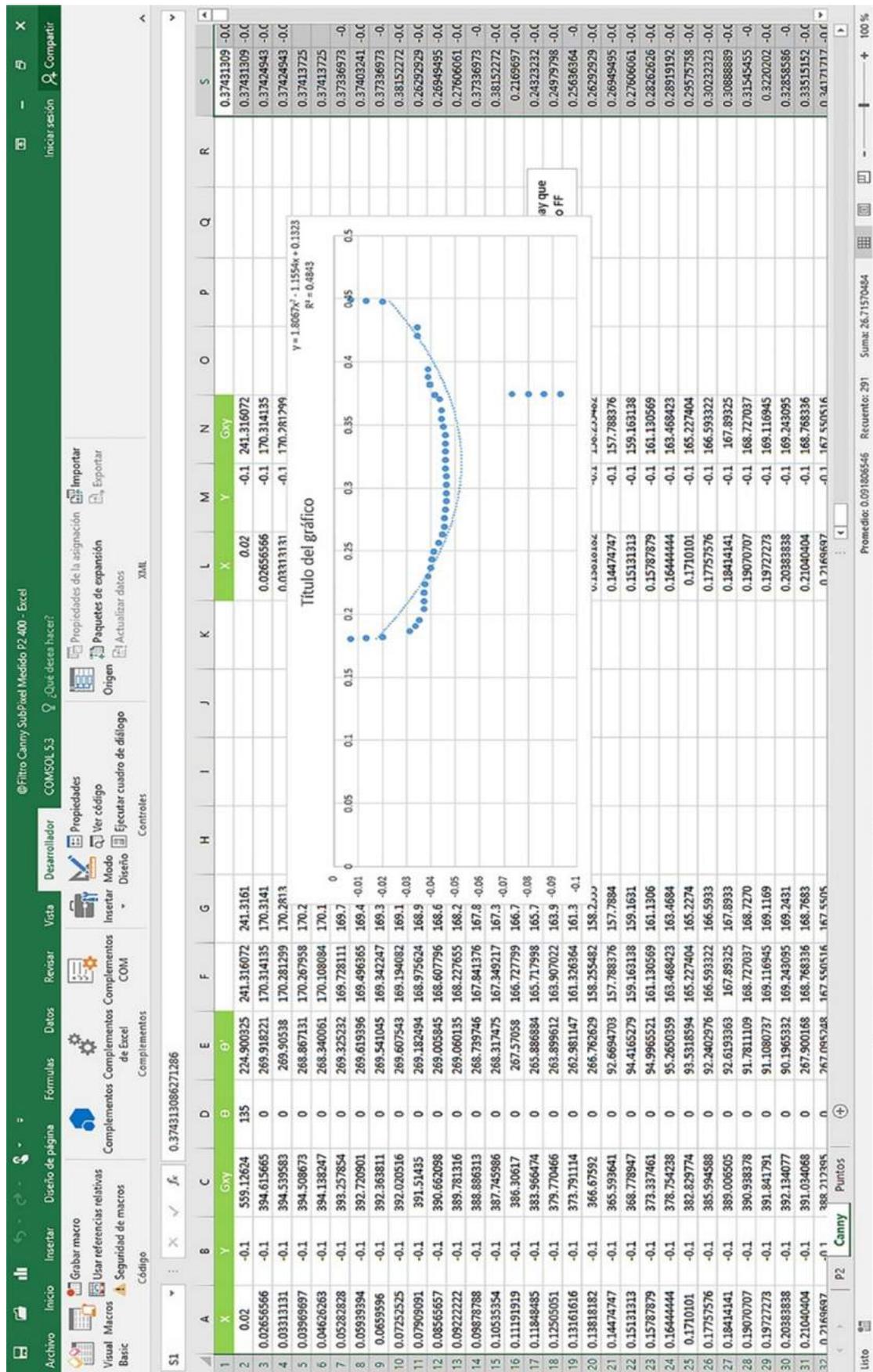
If $G_{xy}(i, j) < M1$ And $G_{xy}(i, j) < M2$ Then

$GG_{xy}(i, j) = 0$

End If

Return

End Sub



Pantalla de la página Excel de resultados "Canny".

Anexo VII. Producción científica derivada de la tesis:
***Geometric factor and influence of sensors in
the establishment of a resistivity-moisture
relation in soil samples.***

2017 Journal Performance Data for: JOURNAL OF APPLIED GEOPHYSICS

ISSN: 0926-9851
eISSN: 1879-1859
ELSEVIER SCIENCE BV
PO BOX 211, 1000 AE AMSTERDAM, NETHERLANDS
[NETHERLANDS](#)

TITLES

ISO: J. Appl. Geophys.
JCR Abbrev: J APPL GEOPHYS

LANGUAGES

Multi-Language

CATEGORIES

GEOSCIENCES,
MULTIDISCIPLINARY

MINING & MINERAL
PROCESSING

PUBLICATION FREQUENCY

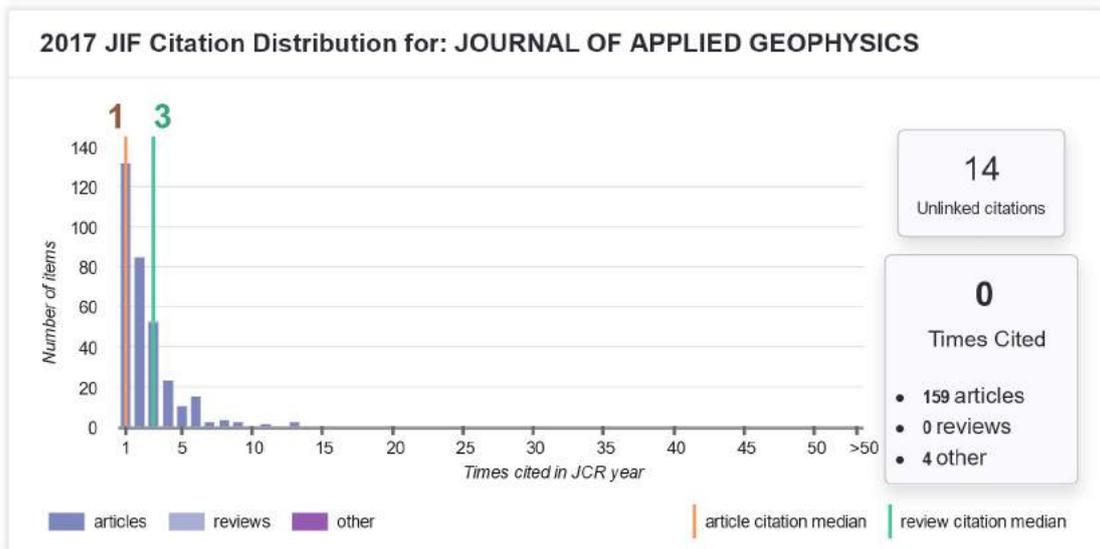
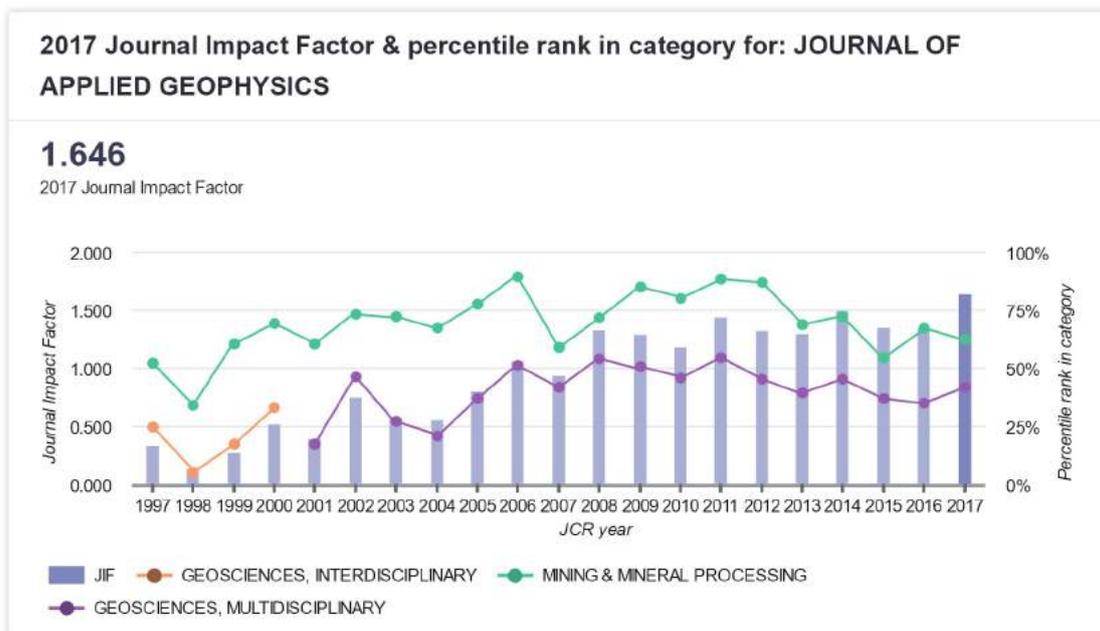
12 issues/year

InCites Journal Citation Reports



Current Year

The data in the two graphs below and in the Journal Impact Factor calculation panels represent citation activity in 2017 to items published in the journal in the prior two years. They detail the components of the Journal Impact Factor. Use the "All Years" tab to access key metrics and additional data for the current year and all prior years for this journal.



Journal Impact Factor Calculation

$$2017 \text{ Journal Impact Factor} = \frac{800}{486} = 1.646$$

How is Journal Impact Factor Calculated?

$$\text{JIF} = \frac{\text{Citations in 2017 to items published in 2015 (485) + 2016 (315)}}{\text{Number of citable items in 2015 (238) + 2016 (248)}} = \frac{800}{486}$$

Journal Impact Factor contributing items

Citable items in 2016 and 2015 (486)

TITLE	CITATIONS COUNTED TOWARDS JIF
<p>Seismic imaging of simultaneous-source data using constrained least-squares reverse time migration</p> <p>By: Chen, Yangkang; Yuan, Jiang; Zu, Shaohuan; Qu, Shan; Gan, Shuwei</p> <p>Volume: 114 Page: 32-35 Accession number: WOS:000351247500004</p> <p>Document Type: Article</p>	13
<p>Compressive sensing for seismic data reconstruction via fast projection onto convex sets based on seislet transform</p> <p>By: Gan, Shuwei; Wang, Shoudong; Chen, Yangkang; Chen, Xiaohong; Huang, Weiling; et al.</p> <p>Volume: 130 Page: 194-208 Accession number: WOS:000379372700019</p> <p>Document Type: Article</p>	13
<p>Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise?</p> <p>By: Larose, Eric; Garambois, Stephane; Gimbert, Florent; Massey, Chris; Carriere, Simon; et al.</p> <p>Volume: 116 Page: 62-74 Accession number: WOS:000353425500007</p> <p>Document Type: Article</p>	11
<p>Multicomponent broadband digital-based seismic landstreamer for near-surface applications</p> <p>By: Brodic, Bojan; Malehmir, Alireza; Juhlin, Christopher; Dynesius, Lars; Bastani, Mehrdad; et al.</p> <p>Volume: 123 Page: 227-241 Accession number: WOS:000366073400022</p> <p>Document Type: Article</p>	9
<p>Weak signal detection using multiscale morphology in microseismic monitoring</p> <p>By: Li, Huijian; Wang, Runqiu; Cao, Siyuan; Chen, Yangkang; Tian, Nan; et al.</p> <p>Volume: 133 Page: 39-49 Accession number: WOS:000383937300006</p> <p>Document Type: Article</p>	9
<p>Iterative deblending using shaping regularization with a combined PNMO-MF-FK coherency filter</p> <p>By: Chen, Yangkang; Jin, Zhaoyu; Gan, Shuwei; Yang, Wencheng; Xiang, Kui; et al.</p> <p>Volume: 122 Page: 18-27 Accession number: WOS:000364268900003</p> <p>Document Type: Article</p>	8
<p>Fractal characteristics and acoustic emission of coal containing methane in triaxial compression failure</p> <p>By: Kong, Xiangguo; Wang, Enyuan; Hu, Shaobin; Shen, Rongxi; Li, Xuelong; et al.</p> <p>Volume: 124 Page: 139-147 Accession number: WOS:000368955500014</p> <p>Document Type: Article</p>	8

InCites Journal Citation Reports

Page 5 of 17



Citations in 2017 (800)

TITLE	CITATIONS COUNTED TOWARDS JIF
JOURNAL OF APPLIED GEOPHYSICS	133
GEOPHYSICS	65
GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL	43
JOURNAL OF GEOPHYSICS AND ENGINEERING	32
NEAR SURFACE GEOPHYSICS	22
GEOPHYSICAL PROSPECTING	20
CHINESE JOURNAL OF GEOPHYSICS-CHINESE EDITION	18
COMPUTERS & GEOSCIENCES	14
JOURNAL OF ENVIRONMENTAL AND ENGINEERING GEOPHYSICS	14
PURE AND APPLIED GEOPHYSICS	13

InCites Journal Citation Reports

Page 6 of 17



Key Indicators 2017					
IMPACT METRICS		INFLUENCE METRICS		SOURCE METRICS	
Total Cites	4,228	Eigenfactor Score	0.00960	Citable Items	237
Journal Impact Factor	1.646	Article Influence Score	0.659	% Articles in Citable Items	100.00
5 Year Impact Factor	1.918	Normalized Eigenfactor	1.12087	Average JIF Percentile	52.171
Immediacy Index	0.363			Cited Half-Life	6.0
Impact Factor Without Journal Self Cites	1.372			Citing Half-Life	10.9

Source data

Journal source data 2017					
	Articles	Reviews	Combined(C)	Other(O)	Percentage(C/(C+O))
Number in JCR Year 2017 (A)	237	0	237	1	99%
Number of References (B)	8,810	0	8,810	1	99%
Ratio (B/A)	37.2	0.0	37.2	1.0	

Box plot

Category Box Plot 2017

Category Box Plot

The category box plot depicts the distribution of Impact Factors for all journals in the category. The horizontal line that forms the top of the box is the 75th percentile (Q1). The horizontal line that forms the bottom is the 25th percentile (Q3). The horizontal line that intersects the box is the median Impact Factor for the category.

Horizontal lines above and below the box, called whiskers, represent maximum and minimum values.

The top whisker is the smaller of the following two values:

the maximum Impact Factor (IF)

$$Q1\ IF + 3.5(Q1\ IF - Q3\ IF)$$

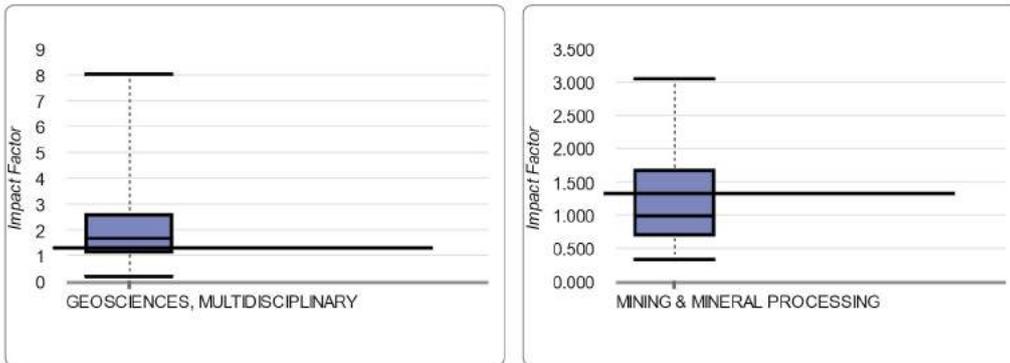
The bottom whisker is the larger of the following two values:

the minimum Impact Factor (IF)

$$Q1\ IF - 3.5(Q1\ IF - Q3\ IF)$$

Box Plots are provided for the current JCR year for each of the categories in which the journal is indexed.

J APPL GEOPHYS, IF: 1.646



Rank

Rank 2017

JCR Impact Factor

JCR Year	MINING & MINERAL PROCESSING			GEOSCIENCES, MULTIDISCIPLINARY			GEOSCIENCES, INTERDISCIPLINARY		
	Rank	Quartile	JIF Percentile	Rank	Quartile	JIF Percentile	Rank	Quartile	JIF Percentile
2017	8/20	Q2	62.500	111/190	Q3	41.842	N/A	N/A	N/A
2016	7/20	Q2	67.500	123/188	Q3	34.840	N/A	N/A	N/A
2015	10/21	Q2	54.762	116/184	Q3	37.228	N/A	N/A	N/A
2014	6/20	Q2	72.500	96/175	Q3	45.429	N/A	N/A	N/A
2013	7/21	Q2	69.048	106/174	Q3	39.368	N/A	N/A	N/A
2012	3/20	Q1	87.500	94/172	Q3	45.640	N/A	N/A	N/A
2011	3/23	Q1	89.130	77/170	Q2	55.000	N/A	N/A	N/A
2010	5/23	Q1	80.435	91/167	Q3	45.808	N/A	N/A	N/A
2009	4/24	Q1	85.417	77/155	Q2	50.645	N/A	N/A	N/A
2008	5/16	Q2	71.875	66/144	Q2	54.514	N/A	N/A	N/A
2007	7/16	Q2	59.375	80/137	Q3	41.971	N/A	N/A	N/A
2006	2/15	Q1	90.000	64/131	Q2	51.527	N/A	N/A	N/A
2005	4/16	Q1	78.125	82/129	Q3	36.822	N/A	N/A	N/A
2004	6/17	Q2	67.647	102/128	Q4	20.703	N/A	N/A	N/A
2003	6/20	Q2	72.500	94/128	Q3	26.953	N/A	N/A	N/A
2002	6/21	Q2	73.810	66/122	Q3	46.311	N/A	N/A	N/A
2001	8/19	Q2	60.526	97/117	Q4	17.521	N/A	N/A	N/A
2000	6/18	Q2	69.444	N/A	N/A	N/A	79/117	Q3	32.906
1999	8/19	Q2	60.526	N/A	N/A	N/A	95/114	Q4	17.105
1998	13/19	Q3	34.211	N/A	N/A	N/A	106/111	Q4	4.955
1997	10/20	Q2	52.500	N/A	N/A	N/A	79/104	Q4	24.519

InCites Journal Citation Reports

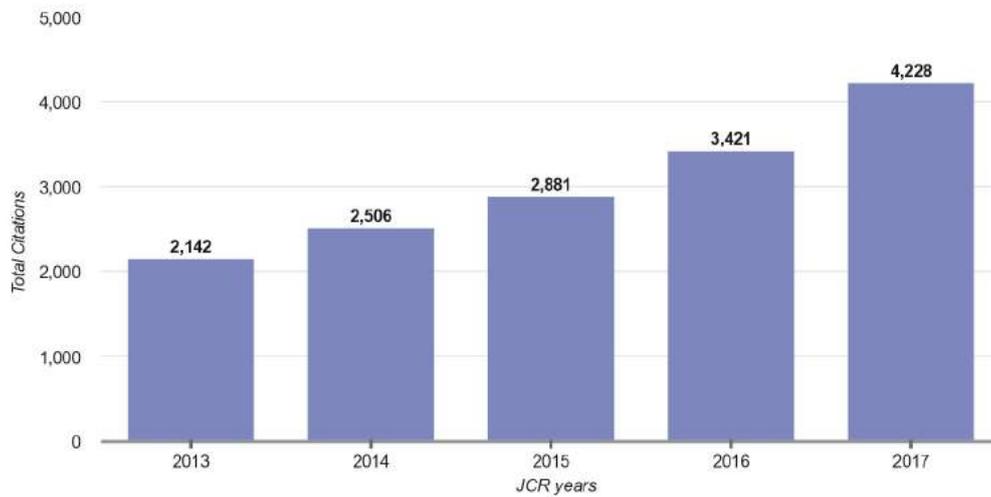
Page 9 of 17



ESI Total Citations 2017

Rank

JCR Year	GEOSCIENCES
2017	126/419-Q2
2016	137/417-Q2
2015	137/408-Q2
2014	135/393-Q2
2013	135/388-Q2

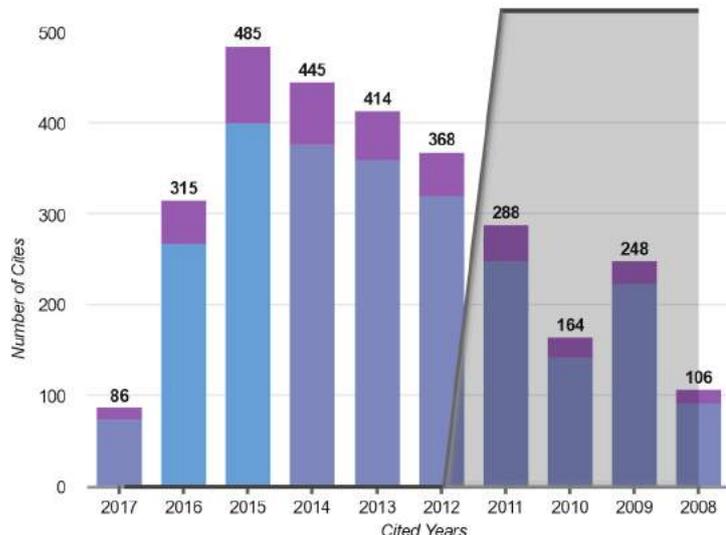


Cited Journal Data

Cited Half-Life Data

Cited Year	2017	2016	2015	2014	2013	2012	2011	2010	2009	2008	2007-All
#Cites from 2017	86	315	485	445	414	368	288	164	248	106	1,309
Cumulative %	2.03%	9.48%	20.96%	31.48%	41.27%	49.98%	56.79%	60.67%	66.53%	69.04%	100.00%

Cited Journal Graph 2017



CITED JOURNAL GRAPH

The Cited Journal Graph shows the distribution (by cited year) of citations published in journals during the JCR year to items published in the Journal during the last 10 years.

The white/grey division indicates the cited half-life ($h < 10.0$). Half of the citations are to items that were published more recently than the cited half-life.

The two light-blue columns indicate citations used to calculate the Impact Factor (always the 2nd and 3rd columns).

InCites Journal Citation Reports



Cited Journal Data 2017

Impact	Citing Journal	All Yrs	2017	2016	2015	2014	2013	2012	2011	2010	2009	2008	Rest
	ALL Journals	4,228	86	315	485	445	414	368	288	164	248	106	1,309
	ALL OTHERS (277)	277	5	33	36	29	26	26	7	12	15	2	86
1	1.646 J APPL GEOPHYS	573	13	48	85	69	54	48	40	23	25	15	153
2	2.368 GEOPHYSICS	250	8	25	40	39	10	21	14	6	13	5	69
3	2.528 GEOPHYS J INT	147	4	18	25	15	10	11	14	6	8	1	35
4	1.186 NEAR SURF GEOPHYS	106	1	13	9	9	8	10	3	2	12	4	35
5	1.744 GEOPHYS PROSPECT	95	2	3	17	13	11	10	8	4	1	0	26
6	1.411 J GEOPHYS ENG	90	3	13	19	12	9	6	5	2	3	1	17
7	0.880 CHINESE J GEOPHYS-CH	89	0	6	12	11	11	6	6	1	9	3	24
8	3.485 CONSTR BUILD MATER	73	0	5	2	4	16	2	3	3	4	0	34
9	1.435 ENVIRON EARTH SCI	69	0	5	7	6	5	5	8	5	4	2	22
10	1.652 PURE APPL GEOPHYS	63	3	3	10	5	7	5	3	0	4	0	23
11	2.475 SENSORS-BASEL	62	2	4	2	1	3	8	8	5	2	7	20
12	3.100 ENG GEOL	61	0	1	6	6	9	3	5	5	1	2	23
13	0.860 ARAB J GEOSCI	50	1	6	2	6	3	7	2	1	2	0	20
14	1.532 J AFR EARTH SCI	44	1	1	3	3	5	10	4	0	0	5	12
15	3.727 J HYDROL	44	0	2	4	4	4	3	2	0	4	2	19
16	2.567 COMPUT GEOSCI-UK	43	4	6	8	3	4	3	2	2	2	1	8
17	1.341 J ENVIRON ENG GEOPH	40	2	5	9	4	3	2	1	1	2	0	11
18	0.937 INTERPRETATION-J SUB	35	1	3	5	4	4	4	2	2	2	0	8
19	3.482 J GEOPHYS RES-SOL EA	33	0	0	2	6	0	8	4	2	2	0	9
20	2.382 J PETROL SCI ENG	33	0	2	3	8	4	4	6	1	1	0	4
21	0.709 ACTA GEOPHYS	32	1	3	5	2	4	2	1	4	1	1	8
22	3.470 SIGNAL PROCESS	30	1	1	1	2	6	1	0	1	2	0	15
23	3.512 ADV WATER RESOUR	29	1	3	6	4	2	3	1	1	2	0	6
24	4.662 IEEE T GEOSCI REMOTE	28	0	5	5	1	3	0	2	1	2	0	9

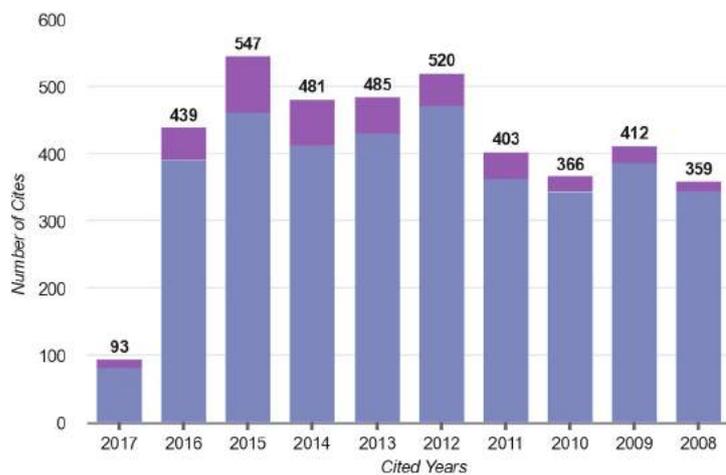
Showing 1 - 26 rows of 320 total

Citing Journal Data

Citing Half-Life Data

Citing Year	2017	2016	2015	2014	2013	2012	2011	2010	2009	2008	2007-All
#Cites from 2017	93	439	547	481	485	520	403	366	412	359	4,706
Cumulative %	1.06%	6.04%	12.25%	17.71%	23.21%	29.11%	33.69%	37.84%	42.52%	46.59%	100.00%

Citing Journal Graph 2017



CITING JOURNAL GRAPH

The Citing Journal Graph shows the distribution (by cited year) of citations published in the Journal during the JCR year to items published in journals during the last 10 years.

The white/grey division indicates the citing half-life (if < 10.0). Half of the citations are to items that were published more recently than the citing half-life.

InCites Journal Citation Reports



Citing Journal Data 2017

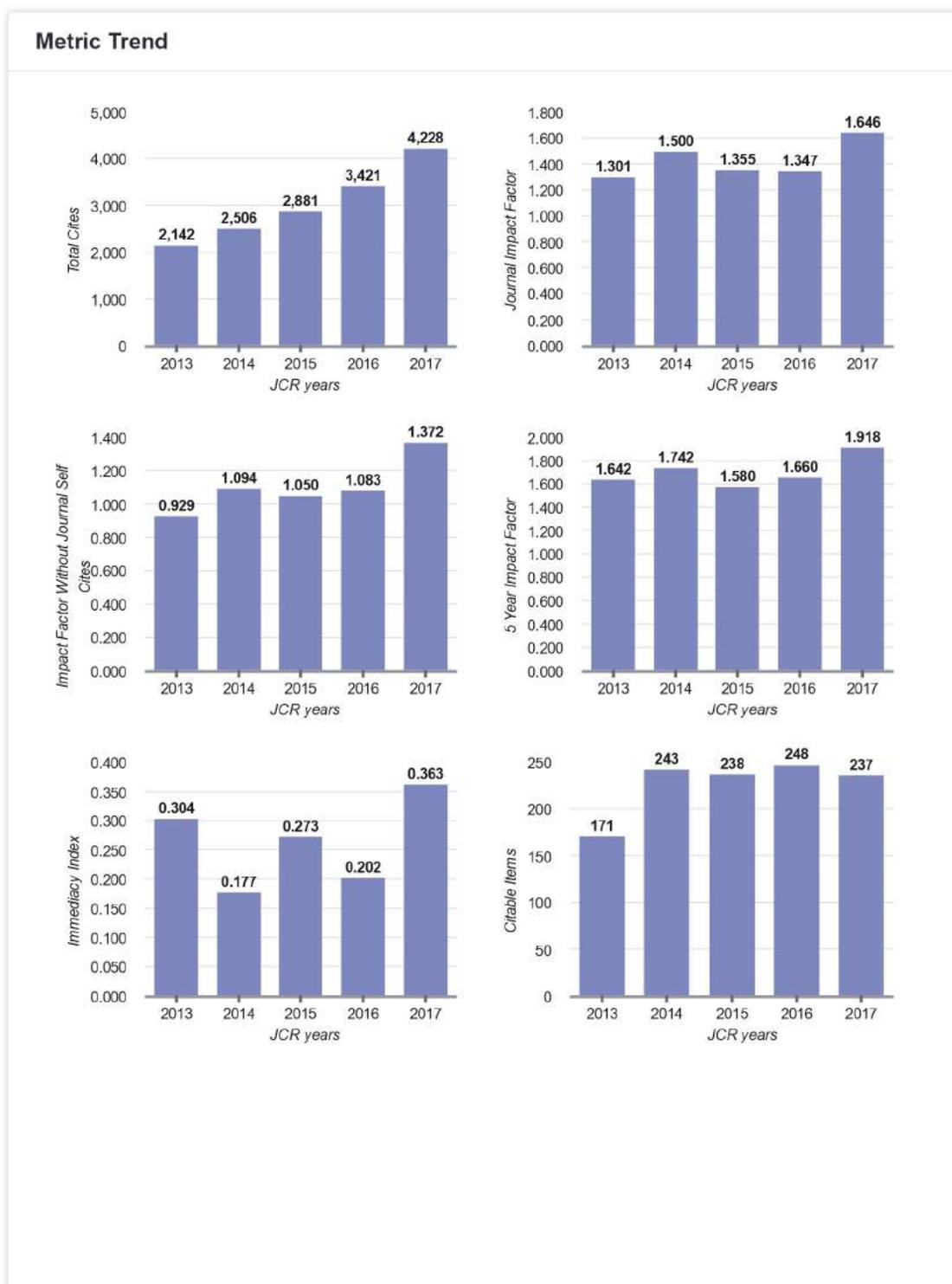
	Impact	Cited Journal	All Yrs	2017	2016	2015	2014	2013	2012	2011	2010	2009	2008	Rest
		ALL Journals	8,811	93	439	547	481	485	520	403	366	412	359	4,706
		ALL OTHERS (1840)	1,840	12	60	76	85	96	105	84	87	74	84	1,077
1	2.368	GEOPHYSICS	1,420	23	61	52	66	55	77	47	59	68	40	872
2	1.646	J APPL GEOPHYS	573	13	48	85	69	54	48	40	23	25	15	153
3	2.528	GEOPHYS J INT	332	5	21	20	11	36	17	22	9	14	20	157
4	1.744	GEOPHYS PROSPECT	318	3	9	14	13	20	19	15	7	9	6	203
5		THESIS	148	0	4	8	9	12	4	5	6	8	3	89
6	4.361	WATER RESOUR RES	98	0	2	7	12	6	5	2	5	4	7	48
7	1.186	NEAR SURF GEOPHYS	95	1	6	7	16	11	3	9	5	13	4	20
8	3.482	J GEOPHYS RES-SOL EA	79	0	1	3	0	2	3	3	4	3	2	58
9	1.411	J GEOPHYS ENG	73	0	17	19	7	2	9	7	2	4	1	5
10	2.567	COMPUT GEOSCI-UK	71	1	12	1	3	4	9	6	1	8	5	21
11	4.339	GEOPHYS RES LETT	71	0	1	0	2	5	9	2	3	4	3	42
12	0.950	EXPLOR GEOPHYS	70	1	1	7	4	5	2	2	2	3	2	41
13	2.686	TECTONOPHYSICS	65	0	1	5	8	2	3	5	4	3	1	33
14	0.880	CHINESE J GEOPHYS-CH	62	0	5	5	2	11	11	1	7	0	4	16
15		LEADING EDGE	62	0	0	4	0	3	1	1	2	6	8	37
16	3.727	J HYDROL	58	0	3	4	5	4	5	5	3	2	4	23
17	2.343	B SEISMOL SOC AM	52	0	0	1	0	1	0	5	2	1	2	40
18	1.652	PURE APPL GEOPHYS	51	0	4	2	0	2	1	0	1	1	1	39
19	1.000	APPL GEOPHYS	48	0	6	5	1	5	4	2	2	5	2	16
20	2.893	IEEE GEOSCI REMOTE S	44	8	13	19	1	0	0	1	1	0	0	1
21	4.662	IEEE T GEOSCI REMOTE	44	3	1	1	3	0	4	2	2	1	3	24
22	3.100	ENG GEOL	43	0	3	3	1	3	5	1	3	3	1	20
23	1.341	J ENVIRON ENG GEOPH	43	0	3	7	2	1	2	1	1	2	2	22

Showing 1 - 25 rows of 639 total

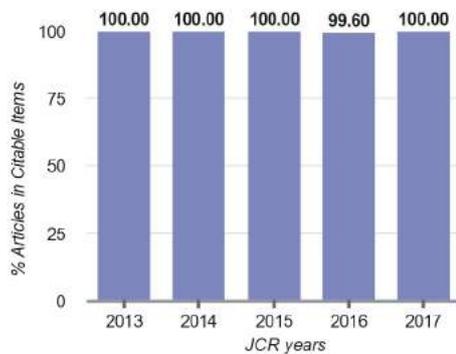
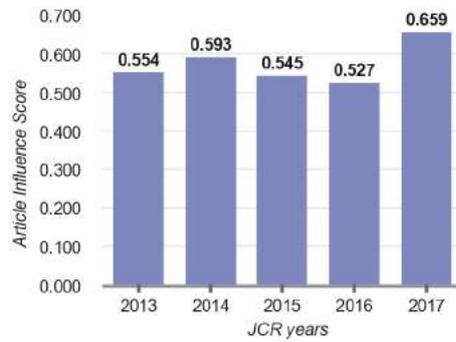
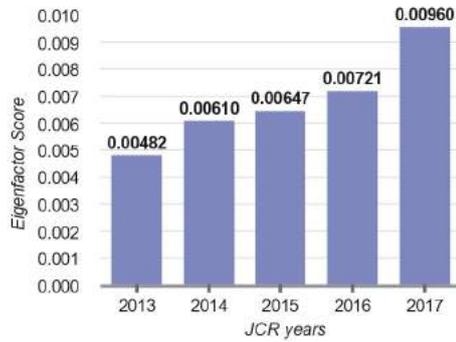
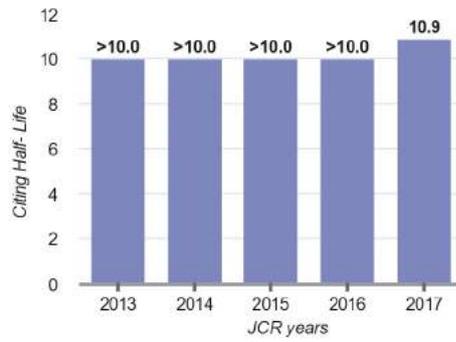
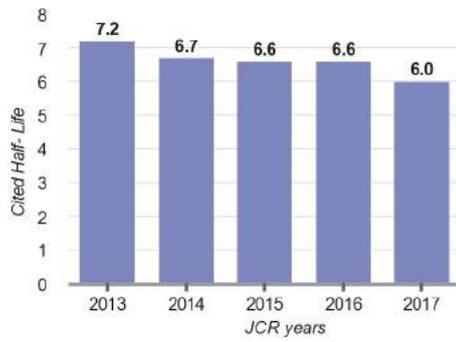
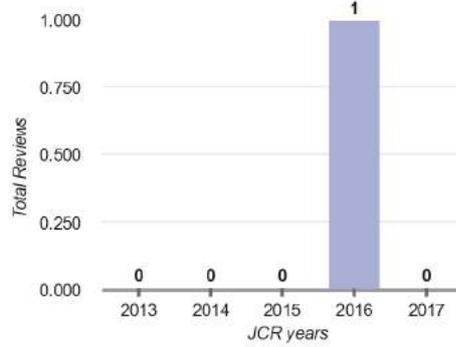
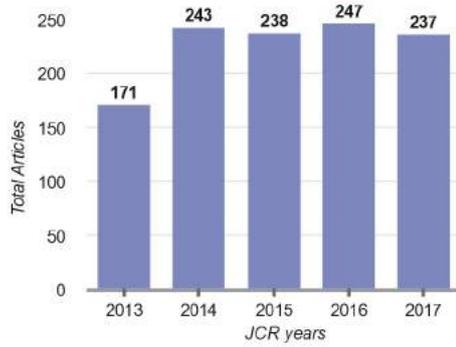
InCites Journal Citation Reports



Metric trend

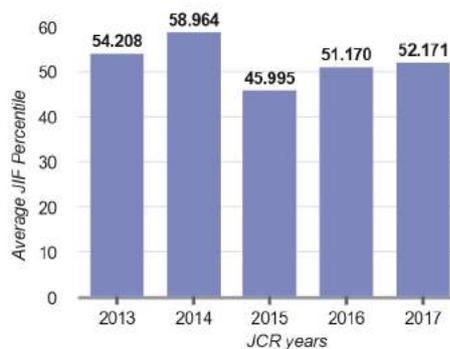
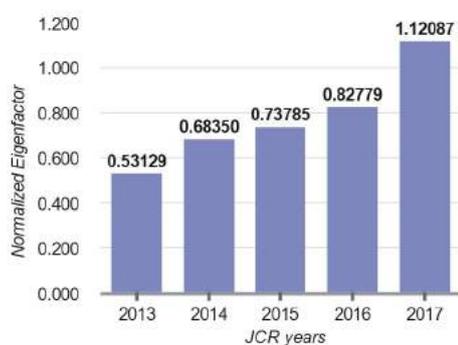


InCites Journal Citation Reports



InCites Journal Citation Reports

Page 16 of 17



InCites Journal Citation Reports

Page 17 of 17



These data summarize the characteristics of the journal's published content for the most recent three years, that is, 2017 and the two prior years, combined. This information is based on all listed authors and addresses. It is meant to be descriptive rather than comparative.

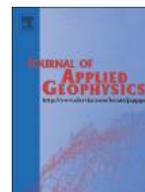
Contributions by country/region		Contributions by organizations	
country	count	organization	count
1. CHINA MAINLAND	292	1. CHINA UNIVERSITY OF GEOSCIENCES	56
2. USA	91	2. CHINA UNIVERSITY OF PETROLEUM	50
3. GERMANY (FED REP GER)	55	3. JILIN UNIVERSITY	45
4. Canada	47	4. CHINESE ACADEMY OF SCIENCES	44
5. Italy	43	5. CHINA NATIONAL PETROLEUM CORPORATION	31
6. France	36	6. CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE (CNRS)	18
- South Korea	36	7. CHINA UNIVERSITY OF MINING & TECHNOLOGY	17
8. Iran	29	8. UNIVERSITY OF TEHRAN	16
9. Spain	26	- UNIVERSITY OF TEXAS SYSTEM	16
10. Brazil	22	10. UNIVERSITY OF SCIENCE & TECHNOLOGY (UST)	14



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Applied Geophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jappgeo



Geometric factor and influence of sensors in the establishment of a resistivity-moisture relation in soil samples



M. López-Sánchez^{a,*}, L. Mansilla-Plaza^b, M. Sánchez-de-laOrden^c

^a Department of Mechanics, Universidad de Córdoba, Campus de Rabanales, Edificio Leonardo da Vinci, 14071 Córdoba, Spain

^b Department of Geologic and Mining Engineering, University of Castilla-La Mancha, Plaza Manuel Meca 1, 13400 Almadén, Spain

^c Department of Cartography Engineering, Geodesy and Photogrammetry, Universidad de Córdoba, Campus de Rabanales, Edificio Gregor Mendel, 14071 Córdoba, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 9 September 2015

Received in revised form 15 June 2017

Accepted 19 July 2017

Available online 22 July 2017

Keywords:

Soil

Applied geophysics

Electrical conductivity

Hydrogeophysics

ABSTRACT

Prior to field scale research, soil samples are analysed on a laboratory scale for electrical resistivity calibrations. Currently, there are a variety of field instruments to estimate the water content in soils using different physical phenomena. These instruments can be used to develop moisture-resistivity relationships on the same soil samples. This assures that measurements are performed on the same material and under the same conditions (e.g., humidity and temperature). A geometric factor is applied to the location of electrodes, in order to calculate the apparent electrical resistivity of the laboratory test cells. This geometric factor can be determined in three different ways: by means of the use of an analytical approximation, laboratory trials (experimental approximation), or by the analysis of a numerical model. The first case, the analytical approximation, is not appropriate for complex cells or arrays. And both, the experimental and numerical approximation can lead to inaccurate results. Therefore, we propose a novel approach to obtain a compromise solution between both techniques, providing a more precise determination of the geometrical factor.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The determination of soils' moisture is conventionally done by a combination of laboratory and field measurements, where the parameters determined in the laboratory are extrapolated in the field (e.g. Di Maio and Piegari, 2011; Brunet et al., 2010). This procedure requires the establishment of a correlation between different physical parameters measured in soil samples. Moisture and resistivity [Ωm] are measured in the laboratory using soil samples. These measurements are used later in the field where only resistivity is measured. Then, the soil moisture is estimated from the correlation obtained in the laboratory. For this operation to be reliable and precise, a high correlation between both parameters is mandatory.

Ideally, to determine a reliable correlation of the two physical properties, laboratory measurements (resistivity and water content) should be performed on the same sample at the same time, minimizing any possible loss of accuracy. The presence of sensors in the samples affects the resistivity value calculated after modifying the electrical fields. Thus, it is necessary to ensure that this effect is negligible or minimized.

Soil resistivity measurements are carried out on specimens which have been prepared or gathered as undisturbed samples, generally

with cylindrical shapes. For this purpose, two techniques are normally used.

The first is commonly known as the two electrode method, the main disadvantage of which is that it is not possible to separate the resistance of the sample from the contact resistance of the electrodes. The electrodes introduce an undesired noise which affects the results in a negative way. However, some authors have noted the advantages of this method when using low-frequency alternating currents, such as reducing electrode polarization phenomenon, electrode contact resistance, and disturbance caused by voltage electrodes (McCarter, 1984; Rinaldi and Cuestas, 2002).

The second technique (the four-electrode method) applies principles similar to those used in common field arrays (De Vita et al., 2012; Vinegar and Waxman, 1984). Resistivity is calculated from the current intensity I [A] injected into the sample through the A and B current electrodes (also called C_1 and C_2), and the potential difference is measured between two points where the reception electrodes are located (usually called M and N, or P_1 and P_2), using the following expression (Fig. 1):

$$\rho = K \frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}} \quad (1)$$

In this equation, K [m] represents a geometric factor depending on the position of the different electrodes. It is important to emphasize that in this operation method, the potential is measured between two electrodes through which no current is flowing.

* Corresponding author.

E-mail addresses: um1losam@uco.es (M. López-Sánchez), Luis.Mansilla@uclm.es (L. Mansilla-Plaza), ig1saorm@uco.es (M. Sánchez-de-laOrden).

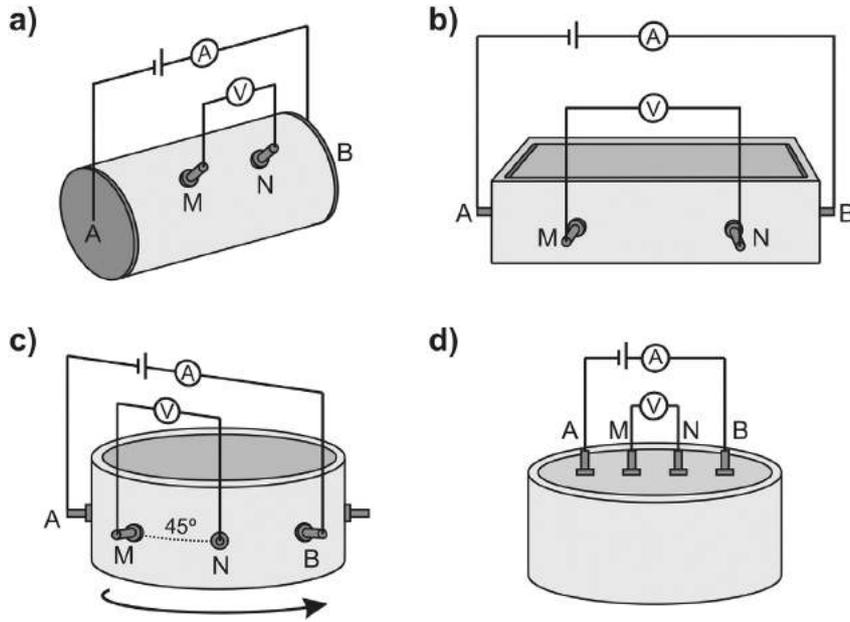


Fig. 1. Four-electrode cells commonly used for resistivity measurements of sample soils in laboratory testing.

Current electrodes can be replaced by non-polarizable electrodes or by metallic electrodes introduced into the solution. This makes the resistance associated with the sample/electrode contact negligible when it has approximately the same ionic concentration as the fluid filling the pores of the sample. This technique was tested, for example, by [Martinho \(2003\)](#), [Martinho et al. \(2006\)](#) in her study of organic pollutants in soil samples by means of induced polarization in the time domain method, allowing the solution of the electrodes to be in contact with the soil sample by means of a porous ceramic element.

In addition to cylindrical cells, rectangular parallelepiped moulds are also used ([Fig. 1.b](#)), such as the ones manufactured by M. C. Miller Co. ([ASTM G57-06 \(Reapproved 2012\)](#), 2012), where electrodes A and B are placed on the smallest sides of the parallelepiped mould. The measuring electrodes (MN) are placed on the central area of the largest sides (e.g. [Pozdnyakova, 1999](#)).

A widely used array in laboratory DC-resistivity measurements is known as the “circular four-point electrode cell” ([Auerswald et al., 2001](#); [Gupta and Hanks, 1972](#); [Kalinski and Kelly, 1994](#); [Mortl et al., 2011](#); [Rhoades et al., 1977](#)). In this device, 8 electrodes are fitted ([Fig. 1.c](#)) and 8 measurements are taken as the AMNB electrodes change their positions around the cylinder. The resistivity value is taken as the mean of the eight measurements around the sample.

Using conventional electrical tomography instrumentation, [Beck et al. \(2011\)](#) extended the previous device to six parallel circular levels. As shown by [Fig. 2](#), a circular cell allows us to operate with different 4-electrode arrays. In this way, a total of 48 electrodes are used to

perform a comprehensive analysis of the samples by means of Wenner and dipole-dipole arrays.

[Rhoades et al. \(1977\)](#) proposed an alternative approach which has been used later by other authors, for example, [Amidu and Dunbar \(2007\)](#), in laboratory testing. In this case, ([Fig. 1.d](#)), only four electrodes were placed on the surface of the upper side of the sample and an arrangement involving a Wenner array was used.

[Russell and Barker \(2010\)](#) also carried out measurements on the sides of the samples. They used in this case a square device originally proposed for field tests as an alternative to the conventional devices in anisotropy studies. Two measurements were taken, an initial one and a second one after the array was turned through 90°. The arithmetic mean was taken as the resistivity value of the sample.

[Seladji et al. \(2010\)](#) distributed 16 electrodes in a 4 × 4 mesh, with a separation of 15 mm, on one of the sides of cylindrical 19 mm diameter soil samples. This resulted in 28 measurements with a square device and 8 with a Wenner device. After correcting the border effects of the sample for the largest squares and carrying out a basic statistical analysis, the resistivity of the sample was considered to be the average of the measured values.

In laboratory studies ([Giao et al., 2003](#)) on cylindrical clay samples, the effect of the penetration depth of the MN electrodes and the geometry of the sample (cylindrical, semi-cylindrical, and quarter-cylindrical) was studied in cells such as the one shown in [Fig. 1.a](#). The authors did not observe any significant variation in the resistivity according to the shape of the sample or length of the electrodes.

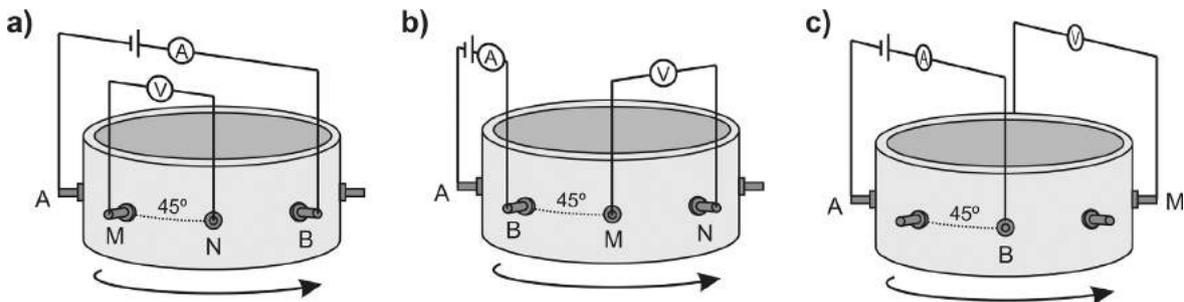


Fig. 2. Four-electrode azimuthal arrays using a circular cell: a) Wenner; b) Dipole-Dipole; and c) Dipole-Dipole with different spacing.

Igel (2007) noted the need to establish a corrected geometric factor in the cases where the electrodes cannot be considered dimensionless (i.e., when the ratio between the depth of embedment of the electrodes and their spacing is high). According to this author, using a dipole-dipole array with an electrode spacing of 0.08 m and length of 0.1 m, the deviation in the calculated apparent resistivity is up to 50% if the true size and shape of the electrodes are omitted.

Rücker and Günther (2011) also called attention to the relevance of the ratio between the effective electrode length and electrode-spacing. These authors suggested that for practical purposes, the influence of the shape and dimensions of the electrodes vanishes when they are inserted into the sample with less than 20% of the spacing between them.

In addition to the effect triggered by the measuring electrodes, the presence of foreign elements in the soil samples, both resistive and conductive, can have a significant impact on the observed resistivity, as shown for example in the studies on the presence of metallic reinforcing bars in concrete samples (Garzon et al., 2014; Lim et al., 2015). The influence of these foreign elements can be variable if the study is undertaken with samples which modify their resistivity throughout time, as can happen when analysing the moisture content with the resistivity of the soil. Additionally, cells may require a specific calibration to take into consideration, among other factors, the influence of their geometry (Kalinski and Kelly, 1993).

Usually, the resistivity of circular cells is established by carrying out calibrations with known resistivity solutions, from which the geometric factor is estimated by means of a regression analysis. Thus, Kalinski and Kelly (1994, 1993) determined the resistivity of those cells by using the following expression:

$$\rho = Fc \left(\frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}} K_1 + K_2 \right) \quad (2)$$

where Fc is the temperature correction factor, $\frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}}$ is the mean of the resistance $[\Omega]$, and K_1 [m] and K_2 [Ω m] are the constants calculated for each cell. As can be deduced from expression (1), the data on the known resistivity of different solutions are adjusted with the measured

resistance data by means of a straight line (e.g. Merritt et al., 2016). Its slope corresponds to the geometric factor of the array in a strict sense. However, it may be necessary to include a second constant (K_2), which is probably related to the shape and dimensions of the cell.

There are many devices and cells to determine the resistivity in the lab, and undoubtedly, there new ones will appear in the future. In some cases, an analytical approximation can be valid, but when the design of the measurement cell or device is more complex, experimental approximations in a lab or a numerical approximation by means of the finite element method are necessary. Table 1 shows a brief summary of the measurement cells and devices mentioned in the text and how the different authors determined the geometrical factor and calculated resistivity.

This study features two objectives: 1) to determine the effects on the resistivity measures of non-natural elements (i. e. humidity sensors) inserted into the cells and 2) to determine a reliable value for the geometric constant of a cell in laboratory electric testing.

2. Materials and methods

Different types of cells, which are shown in Fig. 3, were tested. The design of the cells was carried out to measure the resistivity and humidity of the soil samples whilst trying to minimize the effects caused by the humidity sensors on the measurements. All cells are cylindrical, with a diameter of 10 cm and a height of 17 and 15 cm (Table 2). In those cells, the effects of Watermark 200SS sensor, MPS-2 sensor by Decagon, and 12 and 3.8 cm long rods of a water content reflectometer (WCR) by Field Scout were studied. In the first three cases (Fig. 3.a, b, and c), emission electrodes and copper potential electrodes and 1 cm diameter non polarizable electrodes of Ag-AgCl with the distribution shown in Fig. 3.e were used. In the fourth case (Fig. 3.d), tin emission electrodes and copper reception electrodes (3 cm apart) were used. In the same way, the conventional cell shown in Fig. 1.a with two different diameters was analysed.

In general terms, the sensors embedded in the samples consisted of conductive elements, such as rods and perforated metal sleeves, plastic

Table 1
Geometric factor determination and electric resistivity arrays according to the authors cited in the text.

Authors	Geometric factor determination	No. of electrodes	Configuration	No. of measurements
Amidu and Dunbar (2007)	Experimental approach (<i>impliedly determined</i>)	4	Wenner (Fig. 1d)	1
Auerswald et al. (2001)	Experimental approach	8	Wenner (circular array) (Fig. 1c)	8
Beck et al. (2011)	Experimental approach	48	Wenner Dipolo-Dipolo	48 264
Clement and Moreau (2016)	Numerical approach by the Finite Element Method	40	Core-scale electrical resistivity tomography	-
Du Plooy et al. (2013)	Numerical approach by the Finite Element Method	7	Multi-ring cell	-
Giao et al. (2003)	-	4	(Fig. 1.a)	1
Gupta and Hanks (1972)	Experimental approach	8	Wenner (circular array) (Fig. 1c)	8
Kalinski and Kelly (1993, 1994)	Experimental approach	8	Wenner (circular array) (Fig. 1c)	8
Martinho (2003), Martinho et al. (2006)	Analytical equation	4	(Fig. 1a)	1
Merritt et al. (2016)	Experimental approach	4	Square array	
Mortl et al. (2011)	Analytical approach	8	Wenner (circular array) (Fig. 1c)	8
Pozdnyakova (1999)	Experimental approach	4	(Fig. 1b)	1
Rhoades et al. (1977)	Experimental approach	8	Wenner	8
		4	(circular array) (Fig. 1d)	1
Russell and Barker (2010)	Analytical approach	4	Square array	2
Seladji et al. (2010)	Analytical approach	16	Wenner Square array	36

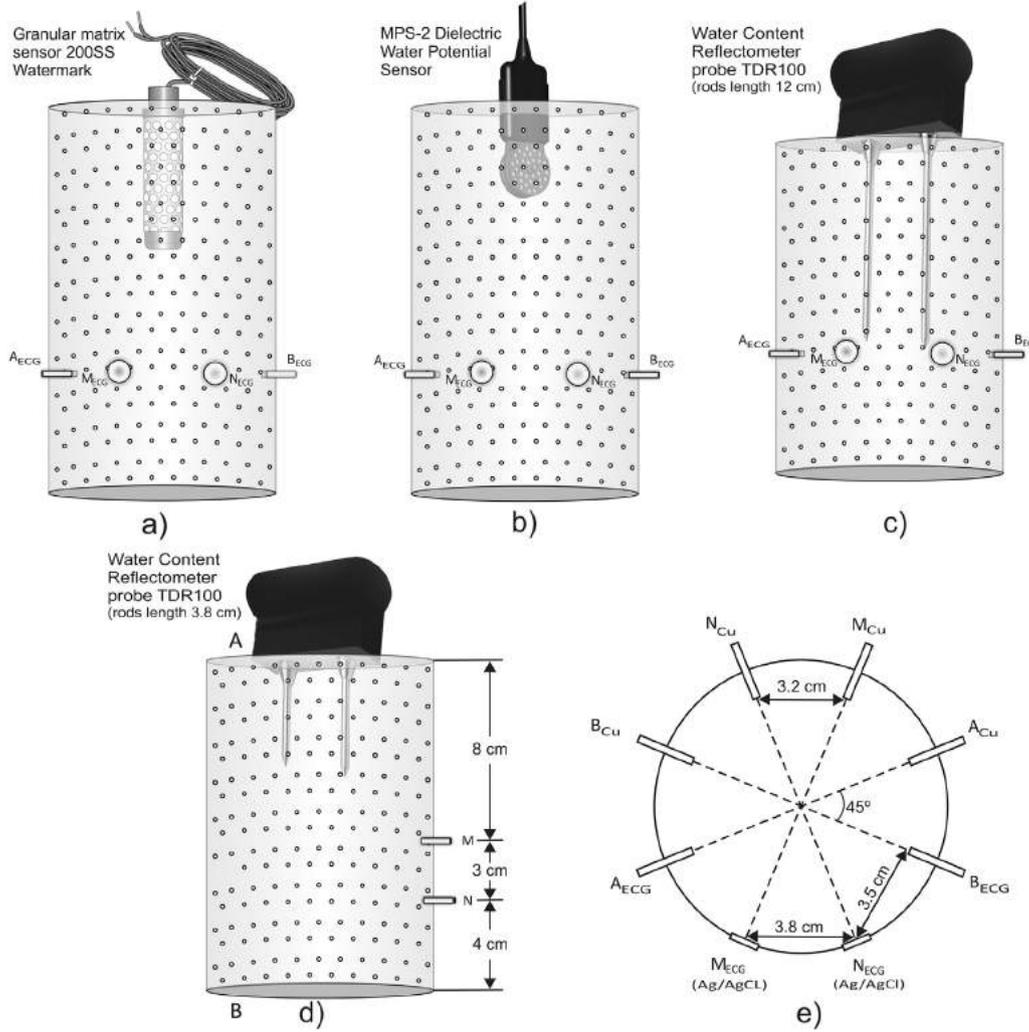


Fig. 3. a), b), c), and d) Cells used in this study indicating the position of the different sensors. e) Diagram of the position of the emission and reception electrodes for cells a), b), and c).

insulation elements, and sensitive elements (sand and ceramic) whose resistivity is modified at the same time as the soil sample.

The Watermark 200SS (Fig. 3.a) is a sensor which measures the electric resistance between two electrodes inserted in a granular matrix, which when in contact with the humidity of the soil, achieves a humidity balance with the soil. The resistance of the electrodes decreases as the humidity increases. Therefore, certain calibration equations which transform electric resistance into matric potential (Shock et al., 1998) in the range from 0 to – 199 kPa have been developed.

Table 2
 Summary of cell size and inter-electrode distances for the different analysed configurations.

Sensor embedded	Dimensions (cm)		Inter-electrode spacing (cm)					
	Length	Inner diameter	MN electrode material			MN electrode material		
			AM	MN	NB	AM	MN	NB
Without sensor	11	3.4	3.7	3.7	3.7	–	–	–
	10	4.4	3.3	3.3	3.3	–	–	–
	17	10	3.2	3.2	3.2	3.5	3.8	3.5
200SS Watermark	17	10	–	–	–	–	–	–
MPS-2	17	10	–	–	–	–	–	–
TDR 100 (12 cm)	15	10	–	–	–	–	–	–
TDR 100 (3.8 cm)	15	10	8	3	4	–	–	–

If two porous ceramic disks (solid matrix) are used instead of a granular matrix, the MPS-2 (Fig. 3.b) reaches, as in the previous case, a hydraulic balance when touching the surrounding soil. By measuring the dielectric permittivity of the ceramic disks, it is possible to establish the matric potential of the soil in the range of – 10 and – 500 kPa.

The WCR (Fig. 3.c and d) and the TDR (Time Domain Reflectometer) are very similar instruments. Both generate a signal which travels as a wave between both rods inserted into the soil which is reflected when it reaches the end of the rods. TDR measures the travel-time of the electromagnetic pulse between the rods while WCR measures the number of reflections taking place at the end of the rods every second, showing this as a period.

The speed at which the signal propagates through a given medium depends on its permittivity, and as the permittivity of the water (≈ 80) is much higher than that of the rest of the soil components (≈ 4) and of air (≈ 1), the permittivity of the soil and the sensitive part of the MPS-2 will be mainly affected by the water content.

2.1. Effect of sensors on the resistivity measurements

In the four-electrode method, it is not only the volume of material found between the electrodes that affects the measurement. In addition, the electrical potential decreases as the distance between the source and the determination point increases. Therefore, not all elements in a given volume have a similar effect.

To ensure that the aforementioned sensors, electrodes, and symmetry of the soil sample and the measuring device do not have a significant influence on the calculated resistivity value for a given cell, the impact of these elements on the measurements needs to be studied. Should it exist, it would be necessary to check that it does not vary with the resistivity of the sample in a significant way.

The parameter describing the effect caused by the local changes of the resistivity in the potential measured at a given spot with a given device is called sensitivity (S). S is also addressed as the Fréchet derivative or Jacobian matrix and sometimes is expressed involving the apparent resistivity or its logarithm ($\partial \rho_a / \partial \rho$, $\partial \log(\rho_a) / \partial \log(\rho)$). Other sensitivity definitions could be considered not only mathematically but more efficiently numerically.

Sensitivity has been commonly used in 1D and 2D studies to analyze the depth of penetration of arrays, to compare the ability to solve any given anomaly between different arrays or to design more efficient devices (Spitzer and Kümpel, 1997; Furman et al., 2007, 2004, 2003; Nenna et al., 2011; Butler, 2016). Extending the idea to a 3D context, it could also be used to understand the influence of lateral heterogeneities.

Spitzer (1998) proposed four methods to determine sensitivity on three-dimensional elements. Among the numerical methods proposed by the author, we have selected the “calculation of the sensitivity by DC forward modelling” for a given emitter-receiver setup. In this method, the sensitivity can be expressed as the dot product of the \vec{J}' and \vec{J}'' electric current density vectors caused by a source of intensity I in the respective positions of the transmitter (A) and receiver (M):

$$S = \frac{\int_{v_n} \vec{J}' \cdot \vec{J}'' dv_n}{I} \quad (3)$$

where S is the sensitivity for given transmitter and receiver positions, \vec{J}' is the current density as a result of the current (I) injected at electrode A, \vec{J}'' is the current density when the same strength current is injected at electrode M and v_n is the perturbed volume (Park and Van, 1991). A unit strength I of 1 A is usually applied (Spitzer, 1998).

To define the sensitivity of an elementary volume within a medium, Grimnes and Martinsen (2007) based their work, just as Spitzer, on the

expression proposed by Geselowitz (1971), but modifying it by normalizing the current density by the reciprocal field intensity. As a result, the expression of sensitivity measured by a four-pole device for an elementary volume results as follows Grimnes and Martinsen (2007):

$$S = \frac{\vec{J}' \cdot \vec{J}''}{I^2} \quad (4)$$

Fig. 4 shows, in several sections, the sensitivity distributions calculated by means of the previous expression for the study of a sample with the granular matrix sensor 200SS. As can be seen, the spatial variation of the sensitivity presents their highest absolute values (both positive and negative) in a plane containing the emitting and receiving electrodes. In those areas with high negative values, the presence of an anomaly of a higher resistivity than the background average value makes the measured apparent resistivity decrease. If the resistive anomaly is located in the area where the sensitivity function presents high positive values, the measured apparent resistivity increases (Loke, 2004).

According to Furman et al. (2003), the area affecting the measurements of a specific array is given by the limit of 90%, i.e., they assume that 10% of the sensitivity measurements (those which are further away from the electrodes) will have no influence at all in the resistivity value or that this influence will be minor which can be considered negligible.

The sensitivity sections, as the one shown in Fig. 4, do not provide any additional information on the measurements; they just show the areas which exert a higher influence on them. Grimnes and Martinsen (2008, 2007) defined the contribution of a given resistivity element (ρ) to the total R resistance measured by a four-pole device as

$$R = \int_v \rho \frac{\vec{J}' \cdot \vec{J}''}{I^2} dv \quad (5)$$

This expression allows for the assessment of the contribution of each of the different elements not belonging to the soil samples and provides a quantitative measure of their effect on the measurements.

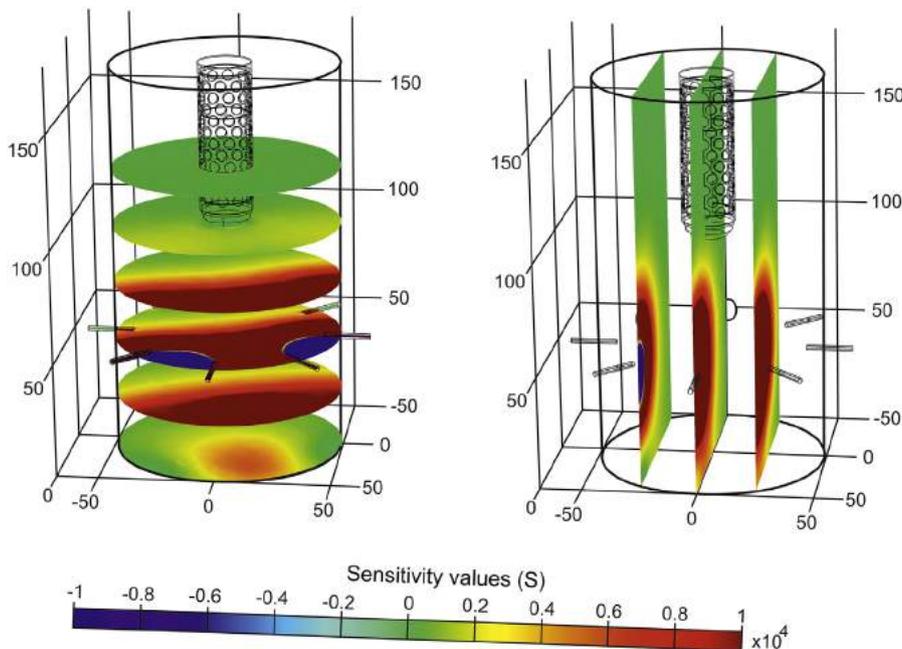


Fig. 4. Spatial variation of the sensitivity function calculated for the cell containing the 200SS granular matrix sensor (all dimensions in millimetres).

Petterson and Høgetveit (2011) presented a detailed tutorial on how to solve expression (5) in a simple way by using COMSOL Multiphysics software.

The calculations have been carried out on the understanding that both the current sources and the potential electrodes are point electrodes, except in the case of the cell model shown in Fig. 3.d. The same parameters and considerations, as discussed in the next section concerning the calculation of the geometric factor, have been applied for this analysis.

The results (Fig. 5) show that the contributions of the different elements of the sensors are, in practical terms, negligible compared to the measured value for the proposed designs. As a result, we consider that the resistivity of the soil sample is responsible for generating the measured resistivity value. Actually, in the study, we have observed that the section responsible for more than 75% of the measurement for the cells shown in Fig. 3.a, b, and c is the 5 cm high cylinder centred on the electrodes. When this cylinder reaches a height of 8 cm, its influence exceeds 93%. The analysis of the cell shown in Fig. 3.d is slightly more complex, as the areas close to the emitting electrodes A and B negatively affect the total resistance (reducing it). Considering the absolute value of the contribution of each of the elements of the cell, a 5 cm high cylinder arranged around the MN potential electrodes has a contribution of over 99%. According to this, we can state that the resistance measurements are representative for the soil sample. However, obtaining an accurate resistivity value implies the use of an appropriate geometric factor (K) of the corresponding cell. To do so, we need to take into account the possible factors affecting the measurements.

2.2. Experimental methodology

The first step for determining K was to measure the resistance in the cells. In order to do this, the cell had to be sealed to make it watertight. It was then filled by means of a graded test tube so as to ascertain the exact amount of liquid used in the process. In the trials, different resistivity solutions from a broad range of values, from 0.5 and up to more than 1000 Ωm, were used. To do so, different dilutions were obtained by mixing distilled water with fresh water and using different concentrations of ClNa. The mixtures obtained in this way were thoroughly shaken after their preparation. Their conductivity was measured by using an EC-Meter BASIC 30+ conductivity meter and a CRISON 5070 cell, with an electrical conductivity measurement range between 0.2 μS/cm and 200 mS/cm which was previously calibrated with three pattern solutions.

Once the conductivity of the solution filling the cell was determined, the different sensors were introduced in the cells and for each one, the resistance was determined ($\Delta V_{MN}/I_{AB}$). An automatic and conventional resistivity metre with a typical accuracy of 0.3% was used. It also allowed for automatic compensation of the spontaneous potential and digital stacking of the signal to improve the signal-noise ratio. After the implementation of this process, the conductivity of the dilution was measured again with the EC meter, averaging both values. Lastly, the sensors were washed and dried to prevent as much as possible any pollution of the new solutions.

During the measurement of the resistance of the cell containing the WCR with the 12 cm rods, the dielectric permittivity of the different

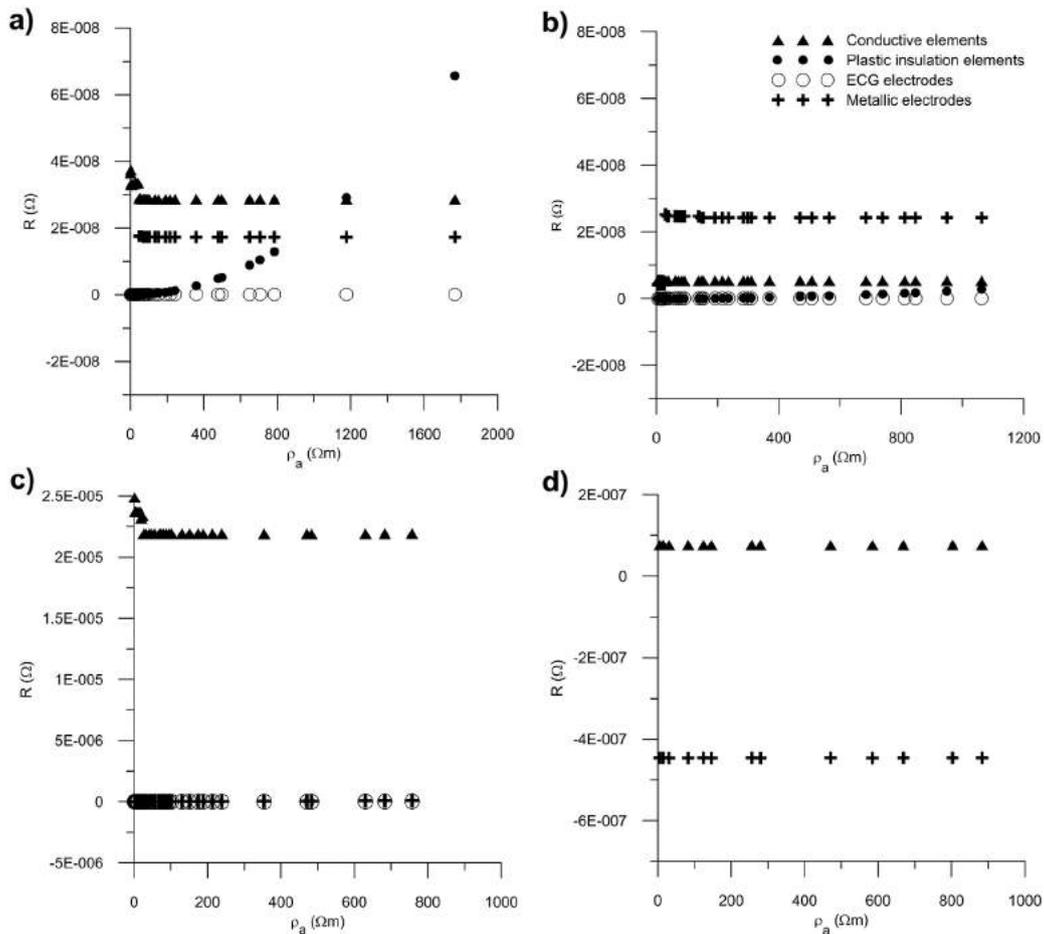


Fig. 5. Contribution to the total resistance of the sample of the elements not belonging to it as compared to its resistivity for a) Watermark 200SS, b) MPS-2, c) TDR100 with 12 cm long rods, and d) TDR100 with 3.8 cm long rods.

solutions was determined. This was done by means of measurements taken with such an instrument, which was previously calibrated through known permittivity substances. These were air, 2-propanol, glacial acetic acid, glycerine, and distilled water.

2.3. Finite element models

The lab trials were numerically modelled by means of software based on the finite element method (COMSOL Multiphysics). With this modelling scheme, the conditions under which the measurements were carried out were simulated. These numerical simulations resolve only the theoretical values. That is, these synthetic results do not include the variations caused by the accuracy and resolution of the measuring instruments, errors in the dimensions, and sizes of elements such as electrodes and cells. Recently, [Clement and Moreau \(2016\)](#) used a three-dimensional electrical resistivity forward modelling to analyze the influence of size, embedment, and position of the electrodes when assessing the geometric factor in the lab trials.

Some authors, such as [Du Plooy et al. \(2013\)](#), concluded that the obtained result is sensitive to the density of the mesh. To reduce the calculation time, different mesh densities have been used in the models, with a finer mesh being used close to the electrodes.

The physical parameters of the models, which are required to calculate the potentials, include the conductivity of the sample, the current intensity and the dielectric permittivity of the medium. As mentioned above, these latter values were calculated from those supplied by the WCR. For this purpose, a linear regression of the data measured in the lab tests was carried out ([Fig. 6](#)).

To model the Watermark sensor, the conductivity of the sensitive element formed by loose elements with the appearance of fine sand was calculated using Archie's law ([Archie, 1942](#)), through the use of the following simplified expression ([Zhdanov and Keller, 1994](#)):

$$\sigma = a^{-1} \sigma_w W^m \quad (6)$$

where the material constant a reflects the influence of mineral grains on current flow, m (cementation or shape factor) on the geometry of pores and their connections, σ [S/m] is the conductivity of the sensitive element, σ_w is the conductivity of the water filling its pores, and W is the volumetric water content.

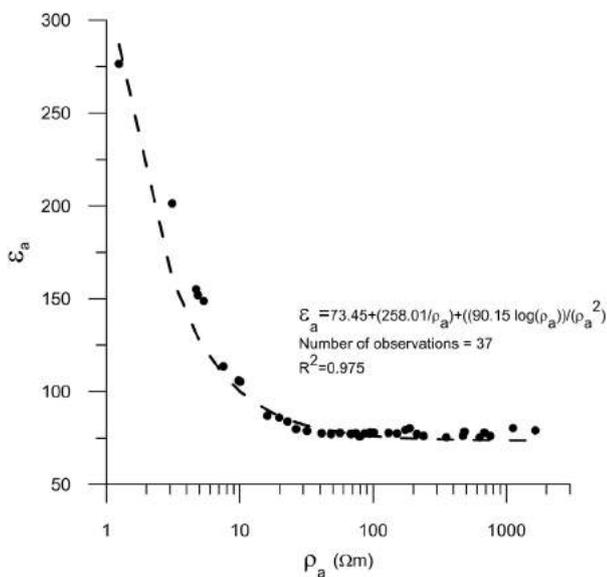


Fig. 6. Experimental relationship between resistivity and apparent permittivity used in theoretical modelling.

An appropriate porosity value for a material with these characteristics would be approximately 30% ([Sanders, 1998](#)). For loosely cemented detrital rocks with a porosity between 25 and 45%, the values of the parameters of Eq. (6) are, respectively, $a = 0.88$ and $m = 1.37$ ([Zhdanov and Keller, 1994](#)).

The sensitive element of the MPS-2 consists of two porous ceramic disks with an attributed porosity of 18% and values for constants a and m of 0.62 and 1.72, respectively, which correspond to sandstone or well cemented Mesozoic limestone with the lowest porosity value ([Zhdanov and Keller, 1994](#)).

To estimate the permittivity of these elements, the expression for a dielectric mix of two components was used ([Martinez and Byrnes, 2001](#)):

$$\varepsilon = \left(\varphi(\varepsilon_w)^{1/2} + \left((1-\varphi)(\varepsilon_s)^{1/2} \right) \right)^2 \quad (7)$$

where ε is the permittivity, φ is the porosity of the material, ε_w is the permittivity of water, taken as the value given from the period measured with the WCR, and ε_s is the permittivity of the solid part. For the sensitive parts of the 200SS and MPS-2 sensors, 4.5 (quartz) and 6.3 (pyrophyllite) were, respectively, taken as characteristic values at a frequency of 1 MHz or lower ([Olhoft, 1979](#)).

3. Determination of the geometric constant of the cells

In the simple case of cylindrical soil samples as the one shown in [Fig. 1.a](#), the value of the geometric constant is well established by the following expression:

$$K = \frac{\pi(d/2)^2}{l} \quad (8)$$

where d is the diameter of the cell and l is the distance between the two MN potential electrodes.

Eq. (1) represents a straight line crossing the origin. The ordinate axis is given by the real resistivity [Ωm] of the solution and the value of the abscissa axis is given by the measured resistance [Ω]. Then, K [m] can be determined by linear least squares regression represented by the slope of the fitted line ([Fig. 7](#)).

From the lab measurements, the results of the theoretical models and the analysis of [expression \(8\)](#) lead to three values for K . In the

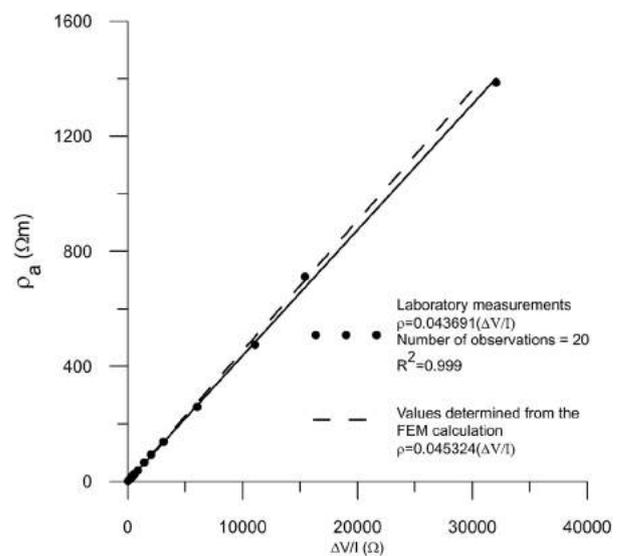


Fig. 7. Scatterplot with least-squares regression line adjustment of the measurements taken in the lab on 4.4 cm inner diameter cell (solid line) compared to the theoretical value determined by numerical simulation (dashed lines).

case of cylindrical cells with an inner diameter of 43.8 mm and separation of reception electrodes of 33.3 mm, $K = 0.04525$ given by Expression (8), $K_L = 0.04369$ with coefficient of the determination $R^2 = 0.999$ calculated in the laboratory tests on different solutions, and $K_c = 0.04532$ calculated through the modelling by the finite element method.

At this point, because of the three different values obtained for K, it is advisable to select the most appropriate value as the geometric constant for this cell. In other words, which value of K will take precedence if no analytical solution is available, or whether it would be more appropriate to obtain some kind of average or weighted mean of the three values of K.

To resolve this important issue, the data are analysed assessing their concordance by means of the graphic difference method proposed by Altman and Bland (Altman and Bland, 1983; Bland and Altman, 1999; Bland and Altman, 1986). According to these authors, if a parameter is determined from two different measuring methods, Pearson's correlation coefficient provides information on the spreading of the values around the adjustment line. No information on whether the slope of the line differs from the unit, or whether the intersection point is different to zero, is available with this coefficient. Furthermore, the correlation coefficient depends on the range of observed values, which increases as extreme values are included.

To study the concordance of two different methods that measure the same parameter, these authors proposed the analysis of the differences in the measurements compared to their mean value (Fig. 8). Concordance limits are based on the confidence interval of 1.96 times the standard deviation from the mean covering 95% of the data.

In the absence of systematic errors in the measurements and with a normal distribution in the differences, the data are randomly distributed on both sides of the line corresponding to zero difference, with the mean of the calculated values indicating the systematic error of the second measurement method with respect to the first.

When the differences between both measuring methods do not show a normal distribution, a logarithmic transformation or a percentage difference regarding the mean values depending on the measuring range is calculated (Dewitte et al., 2002). After implementing these transformations, the geometry of the graphs is modified, eliminating the fan effect and showing the absolute differences. We can now suppose that the transformed data have a normal distribution, and as a result, 95% of the differences between both methods are located between the mean and ± 1.96 of the standard deviation. Actually, Bland and Altman (Bland and Altman, 1999) proposed the use of a factor of 2 instead of the more restrictive factor of 1.96.

If a wrong value for the geometric factor is used, we can add a correction coefficient to all of the calculated resistivity values which displaces

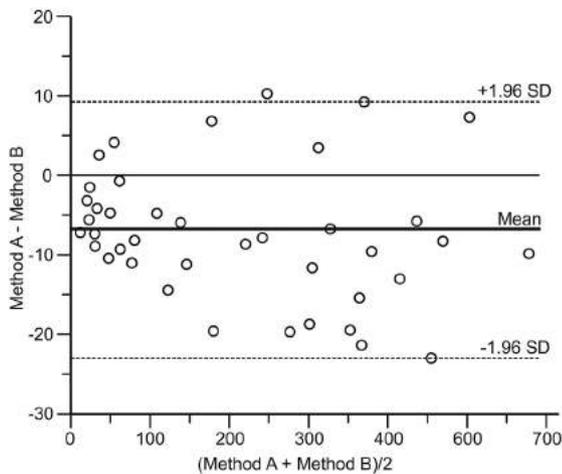


Fig. 8. Bland-Altman plot showing mean difference and 95% limits of agreement (dashed lines).

the measurements by a certain amount. Therefore, to establish the most appropriate value for the geometric constant, the systematic error introduced in the resistivity values after applying the K obtained from the lab trials and the modelling through the finite element method is analysed. This analysis is executed by means of a graphic method based on a double empirical accumulative distribution (Fig. 9) proposed by Krouwer and Monti (1995) where a percentage value is determined for each previously ordered percentage or percentage difference.

To obtain the graph, referred to as the “mountain plot” by Krouwer and Monti (1995), percentage values over 50 are replaced by those resulting from the subtraction of such value from 100. As a result, 60 percentile is replaced by 40, 70 percentile by 30, etc. The graphs obtained in this way show two main characteristics: a) if there are no errors between the analysed methods, the centre of the graph is located over zero, and b) the tails reflect large differences between the methods.

The percentage difference used in the calculation of the graph for a real reference resistivity value (ρ) (gold standard) and for example, an apparent resistivity measured in the lab (ρ_{al}) is determined by the following expression:

$$d_i = 100 \frac{\rho - \rho_{al}}{(\rho + \rho_{al}) / 2} \quad (9)$$

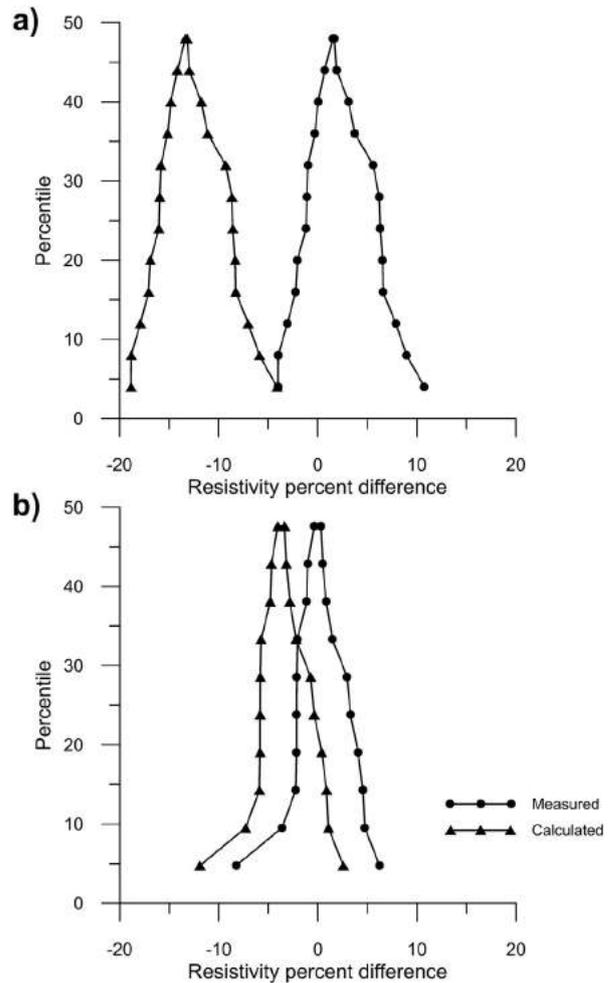


Fig. 9. Krouwer-Monti graphs showing the percentage difference of the calculated resistivity values with two different geometric constants for a) the 3.4 and b) 4.4 cm diameter cells, respectively.

Replacing Expression (1) by (9), we obtain:

$$d_t = 200 \frac{(K^* - K_L)}{(K^* + K_L)} \quad (10)$$

where K^* represents a geometric factor which, acting on the same resistivity value measured in the lab, would give us the real resistivity value.

Using these expressions and the Krouwer-Monti graphs, it is possible to obtain a value of K which does not show systematic errors from the measurements obtained with the conductivity meter. These values

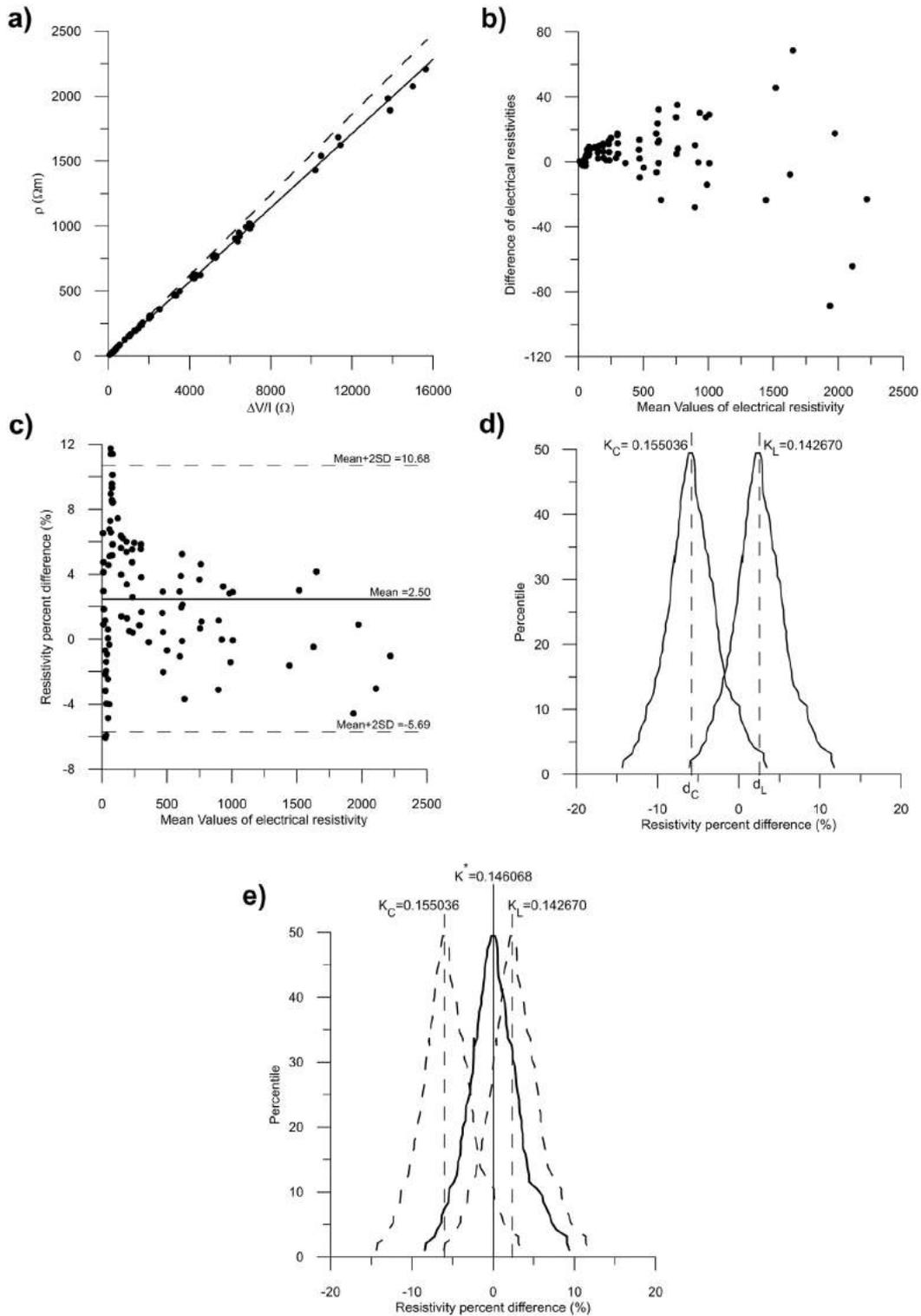


Fig. 10. Proposed sequence for the calculation of the geometric factor: a) determination of the geometric constants K_L in the lab (continuous line) and K_C by means of direct modelling (dashed line), b) Bland-Altman graph comparing the resistivity calculated with both geometric constants K_L and K_C , c) removal of the fan effect of the previous graph using resistivity percentage differences, d) Mountain plot for two geometric factor values showing that the percentage distribution of differences are not zero centred, e) Mountain plot using the modified geometric constant (K^*).

of K correspond to real values and are not affected by the presence of foreign objects, geometry of the sample, or other factors. For this purpose, the following expression can be used (Fig. 10d and e):

$$K^* = \frac{200(K_C - K_L) - d_L K_L + d_C K_C}{d_L - d_C} \quad (11)$$

where K_C and K_L are the geometric constants determined by the numerical modelling and the lab measurements, respectively, and d_C and d_L are the percentage differences in the resistivity corresponding to the peak values of the Krouwer-Monti graphs.

The most appropriate value of K can also be calculated using only the value obtained by means of the theoretical calculation and comparing it with other lab measurements carried out with the cell without the presence of any sensor. In this case, K is determined by the following expression:

$$K^* = K_C \frac{200 + d_C}{200 - d_C} \quad (12)$$

To sum up, the proposed technique used to calculate the geometric constant of a cell with the identified pre-conditions consists of the following steps:

- 1) Measurement of the resistance ($\Delta V/I$) in the lab of a large range of resistivities on a cell of the same dimensions and using the same components (electrodes, sensors, etc.) which are used for the measurements of the soil samples. The resistance values should be corrected to a temperature reference value (generally, 25°).
- 2) Calculation of resistivity values tested in the lab using resistance models.
- 3) Determination of the K_L geometric constant from lab measurements by means of a linear regression adjustment derived from the least squares approach and the K_C constant from theoretical models (Fig. 10.a).
- 4) Representation of the differences between the resistivity values obtained as the inverse value of the conductivity (measured with the lab conductivitymeter) and those calculated with the values of K estimated in the previous step compared to the average resistivity (Fig. 10b).
- 5) In the event that there is an absence of normality in the observed data, they would need to be transformed (Fig. 10c).
- 6) Representation of the Krouwer-Monti graphs and determination of the percentage resistivity differences for the 50% percentiles (d_L and d_C) for both K values calculated (Fig. 10.d).
- 7) Calculation of the value of the K geometric constant by means of Expression (11) or (12).

The results obtained following the above mentioned procedure are shown in Table 3. The R^2 values included in the table must be treated with caution as the adjustments have been carried out under the

premise that the calculated lines need to pass through the origin. In this case, the coefficient is not normally used as a quality measure for the adjustment. However, we consider that this restriction reflects reality in a better way, although it provides a lower R^2 than the one corresponding to a free straight line.

Taking the calculated geometric factors (Table 3) as the most appropriate ones for each case, we can observe that the percentage absolute error, which appears more often (approximately in 66% of the studied cases), is below 5%, although in three cases, it reaches a value of over 8%. This indicates that although in general the error when calculating the value of K, both in the laboratory and through modelling, is not expected to be very high, it is not possible to ensure that it will be below 5% in all cases.

4. Conclusions

Frequently, the verification of the geometric constant of the cells used for measuring soil resistivity in the laboratory is executed by means of a simple regression analysis or through the comparison with any substance working with a known conductivity pattern. Because the precision of a measurement does not guarantee its validity, in which validity is understood as the degree of the actual measurement of any phenomenon, a correct determination of the geometric constant of the cells is always desirable.

This study proposed a calculation technique consisting of the combined application of laboratory measurements and their modelling (simulation using finite elements scheme), which can be used even in the presence of resistive and conductive elements not belonging to the soil sample. In the calibration studies where electric resistivity and gravimetric moisture content of soil, for example, are related to the matric potential and the permittivity, field sensors can be efficiently used without losing validity of the measurements. A valid resistivity measurement is achieved in these special cases from a concordance analysis between measurement methods, folded empirical cumulative distribution plot, and systematic error introduced when applying an inappropriate value of the geometrical factor for calculating resistivity.

A resolution of the direct problem has been applied in the design and preparation of laboratory tests and has allowed us to modify conventional cells in order to adapt them for using different sensors. In this way, it is possible to predict which distribution will be more effective and to prove through the sensitivity study of the cell that a given setup reduces the influence on the measurements of the elements not belonging to the sample to negligible levels.

References

- Altman, D.G., Bland, J.M., 1983. Measurement in medicine: the analysis of method comparison studies. *J. R. Stat. Soc. Ser. D Stat.* 32:307–317. <http://dx.doi.org/10.2307/2987937>.
- Amidu, S.A., Dunbar, J.A., 2007. Geoelectric studies of seasonal wetting and drying of a Texas vertisol. *Vadose Zone J.* 6:511–523. <http://dx.doi.org/10.2136/vzj2007.0005>.

Table 3

Calculated and measured values of the geometric constant depending on the type of potential electrodes used. (l: length of the cell, k_L : experimental approach, K_C : numerical approach, K^* : calculated, R^2 : determination coefficient from experimental approach).

Type of electrodes MN		Without sensor			MPS-2	200SS watermark	TDR 100	
							Rods length 12 cm	Rods length 3.8 cm
		l = 11 cm	l = 10 cm	l = 17 cm	l = 17 cm	l = 17 cm	l = 15 cm	l = 15 cm
Cu	K_L	0.021109 ($R^2 = 0.999$)	0.043691 ($R^2 = 0.999$)	0.185648 ($R^2 = 0.997$)	0.182493 ($R^2 = 0.999$)	0.183409 ($R^2 = 0.995$)	0.203602 ($R^2 = 0.999$)	0.243614 ($R^2 = 0.999$)
	K_C	0.024497	0.045324	0.196219	0.196168	0.195907	0.204385	0.252269
	K^*	0.021447	0.043596	0.199474	0.185073	0.201835	0.201146	0.243141
Ag-AgCl	K_L	-	-	0.193259 ($R^2 = 0.998$)	0.182630 ($R^2 = 0.999$)	0.192398 ($R^2 = 0.994$)	0.198432	-
	K_C	-	-	0.195087	0.194898	0.196054	0.202939	-
	K^*	-	-	0.188032	0.179803	0.191101	0.187559	-

- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Pet. Technol.* 146:54–62. <http://dx.doi.org/10.2118/942054-G>.
- ASTM G57-06 (Reapproved 2012), 2012. Standard Test Method for Field Measurement of Soil Resistivity Using the Wenner Four-Electrode Method. ASTM Int., West Conshohocken, PA www.astm.org (doi:10.1520/G0057-06R12).
- Auerswald, K., Simon, S., Stanjek, H., 2001. Influence of soil properties on electrical conductivity under humid water regimes. *Soil Sci.* 166, 382–390.
- Beck, Y.L., Lopes, S.P., Ferber, V., Côte, P., 2011. Microstructural interpretation of water content and dry density influence on the DC-electrical resistivity of a fine-grained soil. *Geotech. Test. J.* 34:694–707. <http://dx.doi.org/10.1520/GTJ103763>.
- Bland, J.M., Altman, D.G., 1986. Statistical methods for assessing agreement between two methods of clinical measurement. *Lancet* 1:307–310. [http://dx.doi.org/10.1016/S0140-6736\(86\)90837-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0140-6736(86)90837-8).
- Bland, J.M., Altman, D.G., 1999. Measuring agreement in method comparison studies. *Stat. Methods Med. Res.* 8:135–160. <http://dx.doi.org/10.1191/096228099673819272>.
- Brunet, P., Clément, R., Bouvier, C., 2010. Monitoring soil water content and deficit using electrical resistivity tomography (ERT) - a case study in the Cevennes area, France. *J. Hydrol.* 380:146–153. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.032>.
- Butler, S.L., 2016. Research note: the mean sensitivity depth of the electrical resistivity method. *Geophys. Prospect.* 64:1399–1409. <http://dx.doi.org/10.1111/1365-2478.12354>.
- Clement, R., Moreau, S., 2016. How should an electrical resistivity tomography laboratory test cell be designed? Numerical investigation of error on electrical resistivity measurement. *J. Appl. Geophys.* 127:45–55. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.02.008>.
- De Vita, P., Di Maio, R., Piegari, E., 2012. A study of the correlation between electrical resistivity and matric suction for unsaturated ash-fall pyroclastic soils in the Campania region (southern Italy). *Environ. Earth Sci.* 67:787–798. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-012-1531-4>.
- Dewitte, K., Fierens, C., Stöckl, D., Thienpont, L.M., 2002. Application of the Bland-Altman plot for interpretation of method-comparison studies: a critical investigation of its practice. *Clin. Chem.* 48, 799–801.
- Di Maio, R., Piegari, E., 2011. Water storage mapping of pyroclastic covers through electrical resistivity measurements. *J. Appl. Geophys.* 75:196–202. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.07.009>.
- Du Plooy, R., Palma Lopes, S., Villain, G., Dérobert, X., 2013. Development of a multi-ring resistivity cell and multi-electrode resistivity probe for investigation of cover concrete condition. *NDT E Int.* 54:27–36. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ndteint.2012.11.007>.
- Furman, A., Ferré, T.P.A., Heath, G.L., 2007. Spatial focusing of electrical resistivity surveys considering geologic and hydrologic layering. *Geophysics* 72:F65. <http://dx.doi.org/10.1190/1.2433737>.
- Furman, A., Ferré, T., Warrick, A.W., 2003. A sensitivity analysis of electrical resistivity tomography array types using analytical element modeling. *Vadose Zone J.* 2, 416–423.
- Furman, A., Ferré, T.P.A., Warrick, A.W., 2004. Optimization of ERT surveys for monitoring transient hydrological events using perturbation sensitivity and genetic algorithms. *Vadose Zone J.* 3:1230. <http://dx.doi.org/10.2136/vzj2004.1230>.
- Garzon, A.J., Sanchez, J., Andrade, C., Rebolledo, N., Menéndez, E., Fulla, J., 2014. Modification of four point method to measure the concrete electrical resistivity in presence of reinforcing bars. *Cem. Concr. Compos.* 53, 249–257.
- Geselowitz, D.B., 1971. An application of electrocardiographic lead theory to impedance plethysmography. *Biomed. Eng. IEEE Trans.* 38–41.
- Giao, P.H., Chung, S.G., Kim, D.Y., Tanaka, H., 2003. Electric imaging and laboratory resistivity testing for geotechnical investigation of Pusan clay deposits. *J. Appl. Geophys.* 52, 157–175.
- Grimnes, S., Martinsen, Ø.G., 2007. Sources of error in tetrapolar impedance measurements on biomaterials and other ionic conductors. *J. Phys. D: Appl. Phys.* 40, 9.
- Grimnes, S., Martinsen, Ø.G., 2008. Chapter 6 - geometrical analysis. In: Grimnes, S., Martinsen, Ø.G. (Eds.), *Bioimpedance and Bioelectricity Basics*, Second edition Academic Press, New York:pp. 161–204 <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374004-5.00006-4>.
- Gupta, S.C., Hanks, R.J., 1972. Influence of water content on electrical conductivity of the soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 36:855–857. <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1972.03615995003600060011x>.
- Igel, J., 2007. On the Small-Scale Variability of Electrical Soil Properties and Its Influence on Geophysical Measurements. *Fachbereich Geowissenschaften. Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt*.
- Kalinski, R.J., Kelly, W.E., 1993. Estimating water content of soils from electrical resistivity. *Geotech. Test. J.* 16, 323.
- Kalinski, R.J., Kelly, W.E., 1994. Electrical-resistivity measurements for evaluating compacted-soil liners. *J. Geotech. Eng.* 120, 451–457.
- Krouwer, J.S., Monti, K.L., 1995. A simple, graphical method to evaluate laboratory assays. *Eur. J. Clin. Chem. Clin. Biochem.* 33, 525–527.
- Lim, Y.-C., Noguchi, T., Cho, C.-G., 2015. A quantitative analysis of the geometric effects of reinforcement in concrete resistivity measurement above reinforcement. *Constr. Build. Mater.* 83, 189–193.
- Loke, M.H., 2004. Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. 2004 Revised edition.
- Martinez, A., Byrnes, A.P., 2001. Modeling dielectric-constant values of geologic materials—an aid to ground-penetrating radar data collection and interpretation. *Current Research in Earth Sciences: Kansas Geological Survey, Bulletin 247, Part 1*.
- Martinho, E.M.G., 2003. Estudo integrado de problemas ambientais por métodos geofísicos. *Dep. Geociências. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico*.
- Martinho, E., Almeida, F., Senos Matias, M.J., 2006. An experimental study of organic pollutant effects on time domain induced polarization measurements. *J. Appl. Geophys.* 60:27–40. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.11.003>.
- McCarter, W.J., 1984. The electrical resistivity characteristics of compacted clays. *Géotechnique* 34:263–267. <http://dx.doi.org/10.1680/geot.1984.34.2.263>.
- Merritt, A.J., Chambers, J.E., Wilkinson, P.B., West, L.J., Murphy, W., Gunn, D., Uhlemann, S., 2016. Measurement and modelling of moisture–electrical resistivity relationship of fine-grained unsaturated soils and electrical anisotropy. *J. Appl. Geophys.* 124: 155–165. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.11.005>.
- Mortl, A., Muñoz-Carpena, R., Kaplan, D., Li, Y., 2011. Calibration of a combined dielectric probe for soil moisture and porewater salinity measurement in organic and mineral coastal wetland soils. *Geoderma* 161:50–62. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.12.007>.
- Nenna, V., Pidlisceky, A., Knight, R., 2011. Informed experimental design for electrical resistivity imaging. *Near Surf. Geophys.* 9 (5), 469–482.
- Olhoft, G.R., 1979. Tables of room temperature electrical properties for selected rocks and minerals with dielectric permittivity statistics. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. Series Num.* 24.
- Park, S.K., Van, G.P., 1991. Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes. *Geophysics* 56 (951), LP-960.
- Pettersen, F.-J., Høgetveit, J.O., 2011. From 3D tissue data to impedance using Simpleware ScanFE + IP and COMSOL Multiphysics—a tutorial. *J. Electr. Bioimpedance* 2, 13–32.
- Pozdnyakova, L., 1999. *Electrical Properties of Soils*. Dep. Renew. Resour. University of Wyoming, Laramie.
- Rhoades, J.D., Kaddah, M.T., Halvorson, A.D., Prather, R.J., 1977. Establishing soil electrical conductivity-salinity calibrations using four-electrode cells containing undisturbed soil cores. *Soil Sci.* 123, 137–141.
- Rinaldi, V.A., Cuestas, G.A., 2002. Ohmic conductivity of a compacted silty clay. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.* 128, 824–835.
- Rücker, C., Günther, T., 2011. The simulation of finite ERT electrodes using the complete electrode model. *Geophysics* 76, F227–F238.
- Russell, E.J.F., Barker, R.D., 2010. Electrical properties of clay in relation to moisture loss. *Near Surf. Geophys.* 8, 173–180.
- Sanders, L.L., 1998. *A Manual of Field Hydrogeology*. Prentice Hall International, c1998, London, Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall; London.
- Seladji, S., Cosenza, P., Tabbagh, A., Ranger, J., Richard, G., 2010. The effect of compaction on soil electrical resistivity: a laboratory investigation. *Eur. J. Soil Sci.* 61, 1043–1055.
- Shock, C.C., Barnum, J.M., Seddigh, M., 1998. Calibration of watermark soil moisture sensors for irrigation management. *Proc. Int. Irrig. Show, Irrig. Assoc. San Diego, CA*, pp. 139–146.
- Spitzer, K., 1998. The three-dimensional DC sensitivity for surface and subsurface sources. *Geophys. J. Int.* 134, 736–746.
- Spitzer, K., Kumpel, H.-J., 1997. 3D FD resistivity modelling and sensitivity analyses applied to a highly resistive phonolitic body. *Geophys. Prospect.* 45:963–982. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2478.1997.710306.x>.
- Vinegar, H.J., Waxman, M.H., 1984. Induced polarization of shaly sands. *Geophysics* 49: 1267–1287. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1441755>.
- Zhdanov, M.S., Keller, G.V., 1994. *The geoelectrical methods in geophysical exploration. Methods in Geochemistry and Geophysics*. Elsevier Science, Amsterdam.