

**MÁSTER DE GEOFÍSICA Y  
METEOROLOGÍA**



# **Aplicación de la Tomografía Eléctrica en la Caracterización del Deslizamiento de Doña Mencía**

**Directora**

Dra. M<sup>a</sup> TERESA TEIXIDÓ I ULLOD

ÁLVARO R. QUINTANA BERLANGA

TESIS DE MÁSTER



UNIVERSIDAD DE GRANADA

2013





Este trabajo se ha realizado en colaboración con el Laboratorio de Control de Calidad de Córdoba perteneciente a la Consejería de Fomento y Vivienda de la Junta de Andalucía. Desde estas páginas expresar el agradecimiento a D. Antonio Jesús González Barrios por su asesoramiento y apoyo en la elección del deslizamiento de ladera de Doña Mencía que ha sido el objeto de la presente investigación.



UNIÓN EUROPEA



FONDO EUROPEO DE DESARROLLO REGIONAL

*"Una manera de hacer Europa"*

Así mismo, la instrumentación y alguno de los programas utilizados han sido financiados a través de fondos FEDER (2004-2005). Sin este equipamiento tampoco hubiera sido posible la realización de éste.

## AGRADECIMIENTOS

Para la realización de este trabajo he tenido la suerte de poder contar con un gran número de personas que me han ayudado aportando su conocimiento y apoyo. Gracias a todos ellos y a todos los que me dejo atrás, porque sin vosotros no habría sido posible la realización de esta memoria.

Primero de todo agradecer al Máster de Geofísica y Meteorología la financiación aportada para hacer posible la campaña de campo.

Al Instituto Andaluz de Geofísica por dejar a mi disposición la instrumentación necesaria para la investigación; y a todo su personal por tratarme en todo momento como un miembro más, con especial mención al Dr. Gerardo Alguacil de la Blanca por su cercanía.

Al personal del Laboratorio del Control de Calidad de la Consejería de Fomento y Vivienda, por su colaboración tanto en la campaña de campo como en el suministro de información geológica.

A mis padres, gracias a su apoyo y a todos los medios que han depositado sobre mi he podido cursar un año fuera de Córdoba y poder especializarme en Geofísica.

A Sofía, porque sin sus palabras de ánimo y su persistencia no habría acabado este Máster.

A mi compañero de Máster Pablo Solano de la Rosa, porque gracias a sus explicaciones en la teoría física he podido sacar adelante la mayoría de las asignaturas.

A Dr. Enrique Carmona Rodríguez y a todos los miembros de su grupo de fútbol, gracias por aceptarme en la peña que hizo mucho más amena mi estancia en Granada.

Al Dr. Fco. Javier Almendros González, gracias por animarme a cursar este Máster desde el primer momento que busqué información y por la ayuda prestada para la obtención de la Beca de Colaboración durante este curso.

Al Dr. José Antonio Peña Ruano, porque gracias a su activa colaboración en las campañas de campo he podido darle forma a una investigación que se antojaba muy difícil en un principio. Asimismo, agradecerle tanto la ayuda aportada en la redacción y revisión de este documento como sus aportaciones para la interpretación geológica.

A Antonio Jesús González Barrios agradecerle el interés depositado en mí desde el primer momento que busqué información sobre el tema, así como su afán por esta investigación y por poner a mi disposición todos los medios que he necesitado.

Y finalmente a la Dra. M<sup>a</sup> Teresa Teixidó i Ullod, porque sin su incalculable ayuda no habría sido posible la realización de un proyecto acorde con mi licenciatura en Ciencias Ambientales como éste. Gracias por haberme adoptado en su despacho, por haberme impartido clases de física aplicada, por haberme brindado oportunidades de participar en las campañas de campo donde he adquirido muchos conocimientos geofísicos y en general por todo el trabajo que este proyecto ha dado. Muchas gracias por haber conseguido que este Máster se compagine con mis 5 años de estudios previos.



# ÍNDICE

<b>1.- INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>2.- ZONA DE ESTUDIO Y CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	3
2.1 LOCALIZACIÓN DEL DESLIZAMIENTO.....	3
2.2 GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	4
2.3 TIPOS DE DESLIZAMIENTOS.....	5
2.3.1 Deslizamientos Rotacionales ( <i>rotational slides</i> ) .....	5
2.3.2 Deslizamientos Translacionales ( <i>translational slides</i> ) .....	7
2.4 CARACTERIZACIÓN DE LOS DESLIZAMIENTOS .....	8
2.4.1 Factores que afectan a la estabilidad del terreno .....	8
2.4.2 Metodología de estudio de los deslizamientos .....	8
<b>3.- FUNDAMENTOS DEL MÉTODO ELÉCTRICO EN CORRIENTE CONTINUA - TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA (ERT)</b> .....	11
3.1 RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS.....	11
3.2 TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA (ERT).....	13
3.2.1 Ecuaciones fundamentales .....	13
3.2.2 Problema Directo: Cálculo de la resistividad aparente .....	16
3.2.3 Problema Inverso: Cálculo de la resistividad real .....	16
3.2.4 Dispositivo electródico utilizado en este estudio.....	19
3.3 APLICACIONES DE LA TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA (ERT) EN DESLIZAMIENTOS.....	20
<b>4.- ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS</b> .....	23
4.1 ADQUISICIÓN EN CAMPO.....	23
4.2 PROCESADO DE DATOS .....	25
<b>5.- INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS</b> .....	37
5.1 INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES ELÉCTRICOS .....	37
5.2 INTERPRETACIÓN CONJUNTA .....	40
<b>6.- CONCLUSIONES</b> .....	43
<b>7.- BIBLIOGRAFÍA</b> .....	45





---

## 1.- INTRODUCCIÓN

El presente documento corresponde a la memoria del trabajo final de investigación realizado en el marco del Máster Oficial de Geofísica y Meteorología de la Universidad de Granada (GEOMET).

El objetivo principal de la investigación ha consistido en la aplicación del método de tomografía eléctrica en un deslizamiento producido sobre la carretera comarcal A-318 en el término municipal de Doña Mencía (Córdoba), con el fin de determinar su extensión tanto en longitud como en profundidad y las posibles causas que lo han producido. Así mismo, los resultados obtenidos van a permitir disponer de información complementaria para planificar las medidas correctoras y de frenado.

La metodología seguida en la investigación es concordante con la estructuración de la memoria. Así, el primer punto de abordaje fue la elección del deslizamiento a estudiar, de modo que en el Capítulo 2 se presenta el contexto geológico del deslizamiento y una descripción de los deslizamientos a modo de conocimiento general.

El Capítulo 3 es un capítulo teórico donde se realiza una breve introducción a la resistividad de las rocas y alguno de los parámetros geoelectrónicos más significativos relacionados con los deslizamientos. Posteriormente se describe en detalle el método de la tomografía eléctrica (ERT) haciendo hincapié en el problema directo y en la solución del problema inverso. Para finalizar este capítulo se expone a modo de ejemplo la aplicación de la tomografía eléctrica en otros deslizamientos.

En el Capítulo 4 se describe la metodología usada para la toma de datos y el instrumental empleado, además de explicar el procesamiento seguido en la elaboración de los modelos finales de los perfiles eléctricos.

Una vez analizados los modelos obtenidos, en el capítulo 5 se han elaborado una serie de imágenes conjuntas en 3D del deslizamiento para determinar el mecanismo geomecánico que ha operado en el deslizamiento.

Finalmente en el Capítulo 6 se expone las conclusiones obtenidas en la investigación.



## 2.- ZONA DE ESTUDIO Y CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1 LOCALIZACIÓN DEL DESLIZAMIENTO

El Laboratorio de Control de Calidad de Córdoba, perteneciente a la Consejería de Fomento y Vivienda de la Junta de Andalucía, ha sugerido la realización del presente trabajo con el objetivo de evaluar si el método de prospección geofísica puede ser una herramienta útil en la primera fase de intervención del estudio y paliación de un deslizamiento. La propuesta surgió durante esta primavera pasada a raíz de los numerosos deslizamientos acaecidos en los municipios de la Subbética cordobesa después del notorio episodio de pluviosidad, donde se ha registrado hasta el doble de la precipitación media anual en los meses de invierno.

Entre ellos, el deslizamiento estudiado se eligió porque presentaba unas dimensiones adecuadas para realizar perfiles eléctricos de detalle y porque su parte alta, de despeje, poseía una mayor superficie de exploración que los demás. Este deslizamiento empezó a manifestarse en el mes de abril de 2013, unos 5 meses después de las primeras lluvias, y como se verá es el fenómeno que ha contribuido a disparar el mecanismo de deslizamiento de la masa lubricando y aumentando el peso del material deslizante.



Figura 2.1 Situación del deslizamiento (marca roja). La posición ha sido tomada con GPS de bifrecuencia, usando el sistema UTM WGS-84 USO-30. Posteriormente se ha georreferenciado sobre mapa Google (200x), versión libre. (b) Parte de la zona deslizante que afecta a la carretera comarcal A-318.

El área donde se ubica el deslizamiento se encuentra en la zona sureste de la provincia de Córdoba, en el tramo de carretera que se encuentra a 4 kilómetros al este del municipio de Doña Mencía. La zona de investigación está situada en el margen derecho del arroyo Marbella (Figura 2.1), muy próximo al límite con la provincia de Jaén, dentro de la Sierra Subbética.

El deslizamiento se ha producido en el margen sur de la carretera comarcal A-318 que comunica Doña Mencía con el cruce de la carretera nacional N-432 entre Baena y Alcaudete (P. K. 27+200); cuyas coordenadas en su punto central son:

$$x = 0383033, y = 4157773, z = 467 \text{ m (UTM WGS-84 USO-30)}$$

Un reconocimiento geológico *in visu* de la zona de estudio ha detectado una serie de antiguas lesiones (grietas y reformas del pavimento) muy próximas a la actual masa deslizante que muy probablemente indican que se trata de una zona que ha venido sufriendo episodios deslizantes. Este aspecto debe, necesariamente, generar una serie de huellas geológicas (antiguas grietas, planos de deslizamiento, etc.) que van a ser tenidos en cuenta en la interpretación de los resultados.

## 2.2 GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en el borde septentrional de la Zona Subbética, atribuible al Subbético Externo o Frontal de las Cordilleras Béticas. En el mapa geológico (Figura 2.2a) puede apreciarse como el deslizamiento se sitúa en materiales del Cretácico Inferior, fundamentalmente en las margas arenosas (catalogadas como 18 en la leyenda; Figura 2.2b); siendo estas margas alteradas las que deslizan sobre la misma formación inalterada.

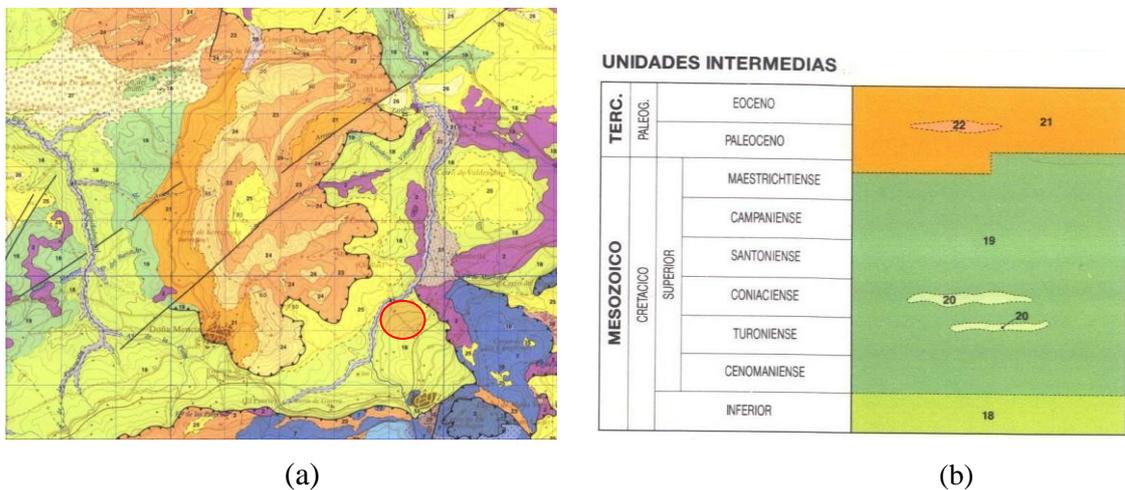


Figura 2.2 Mapa geológico de la zona de estudio – Hoja 967 Baena del I. G. M. E. (Escala 1:50.000). (a) La situación del deslizamiento se muestra con un círculo rojo. (b) Porción de la leyenda geológica donde se halla descrito el material deslizante: (18) - Margas y margocalizas.

A nivel geomorfológico, el relieve de la zona es a grandes rasgos montañoso lo que facilita la existencia de planos de deslizamiento que, muchas veces, son difíciles de cartografiar debido a la complejidad tectónica de los contactos entre los distintos materiales y al amplio desarrollo de cultivos (fundamentalmente olivares).

---

## 2.3 TIPOS DE DESLIZAMIENTOS

Con el fin de establecer criterios para la interpretación geológica de los perfiles eléctricos, a continuación se pasan a describir los mecanismos y tipos de deslizamientos más habituales; enmarcándose el deslizamiento motivo de estudio dentro de los deslizamientos translacionales.

Las laderas son zonas de la superficie de la tierra donde suelen afectar en mayor grado los procesos erosivos (geodinámicos y/o climáticos) y su relieve tiende a modificarse para buscar un nuevo equilibrio exigido por dichas variaciones. En este contexto, los movimientos de ladera pueden entenderse como reajustes del terreno para conseguir el equilibrio ante un cambio de condiciones (*González de Vallejo, 2002*). En general un movimiento de ladera, o *landslides* (*Sharpe, 1938*), es un movimiento en la vertiente del terreno que implica el arrastre de algún tipo de material como rocas, sedimentos, derrubios... ladera abajo debido a la acción de la gravedad. El mecanismo de desplazamiento puede ser muy diferente, desde la caída libre de material hasta el lento desplazamiento de una montaña (*Cruden D. M. y Varnes, D. J., 1996*).

Los movimientos de ladera están entre los primeros riesgos naturales del mundo en cuanto a víctimas mortales, y provocan daños materiales severos. De modo que su estudio, entendido como riesgo geológico, es de vital importancia. En España los deslizamientos suelen ser de importancia moderada si se comparan con los grandes deslizamientos de otros países; donde hay implicadas grandes extensiones de masas asociadas a cadenas montañosas importantes (Nevado del Ruíz en Colombia, presa de Vajont en Italia). Aún así, estos deslizamientos moderados deben ser tenidos en cuenta para la planificación territorial, tanto urbanística como para la implementación de infraestructuras (*Copons, R. y Tallada, A. 2009*).

En términos de clasificación, los movimientos de ladera se engloban en varios tipos: deslizamientos, desprendimientos, flujos, avalanchas y desplazamientos laterales. Este estudio se centra en los deslizamientos que se definen como desplazamiento pendiente abajo debido al efecto de la gravedad, sobre una o varias superficies de rotura, de los materiales que componen la ladera. En un deslizamiento la masa de tierra se desplaza generalmente como un conjunto y su velocidad es muy variable. Entre las causas más comunes de este fenómeno se encuentran los terremotos, las lluvias y la actividad humana, que rompe el equilibrio del sistema.

La distinción entre los distintos tipos movimientos de ladera es importante debido a que su morfología y origen determina los análisis de estabilidad y el diseño de medidas de control y estabilización (*Corominas, J. 2004*). Concretamente los deslizamientos se quedan englobados en dos grupos: los deslizamientos rotacionales y los deslizamientos translacionales.

### 2.3.1 Deslizamientos Rotacionales (*rotational slides*)

Este tipo de deslizamiento suele ser el más frecuente de encontrar en suelos cohesivos 'homogéneos' (*González de Vallejo, 2002*) y en macizos rocosos fuertemente fracturados (*Corominas, J. 2004*). En estos casos se produce una rotura a lo largo de una superficie curvilínea o cóncava (Figura 2.3a), que puede ser superficial (1 ó 2 metros) o profunda (varios metros), situándose el límite en torno a los 10 metros. El terreno, al iniciarse la inestabilidad, experimenta una rotación según un eje situado por encima del centro de gravedad de la masa deslizada. La masa puede dividirse en varios bloques que se deslizan

entre sí dando lugar a unos ‘escalones’, dando lugar a que la masa de la cabecera efectúe una inclinación contra ladera, donde pueden acumularse unos factores desencadenantes de reactivaciones como es el agua o el hielo.

La literatura distingue tres modelos diferentes de deslizamientos rotacionales (Figura 2.3b). Mientras que el deslizamiento **simple** y el deslizamiento **múltiple** puede darse en casi cualquier suelo (mientras sea cohesivamente homogéneo), el deslizamiento **sucesivo** sólo suele darse en arcillas duras fisuradas con pendientes cercanas a su equilibrio o en arcillas blandas muy sensitivas, donde el primer deslizamiento da lugar a una acumulación de arcilla remoldeada que fluye y deja sin sustento al material superior de la ladera, provocando sucesivas roturas (González de Vallejo, 2002).

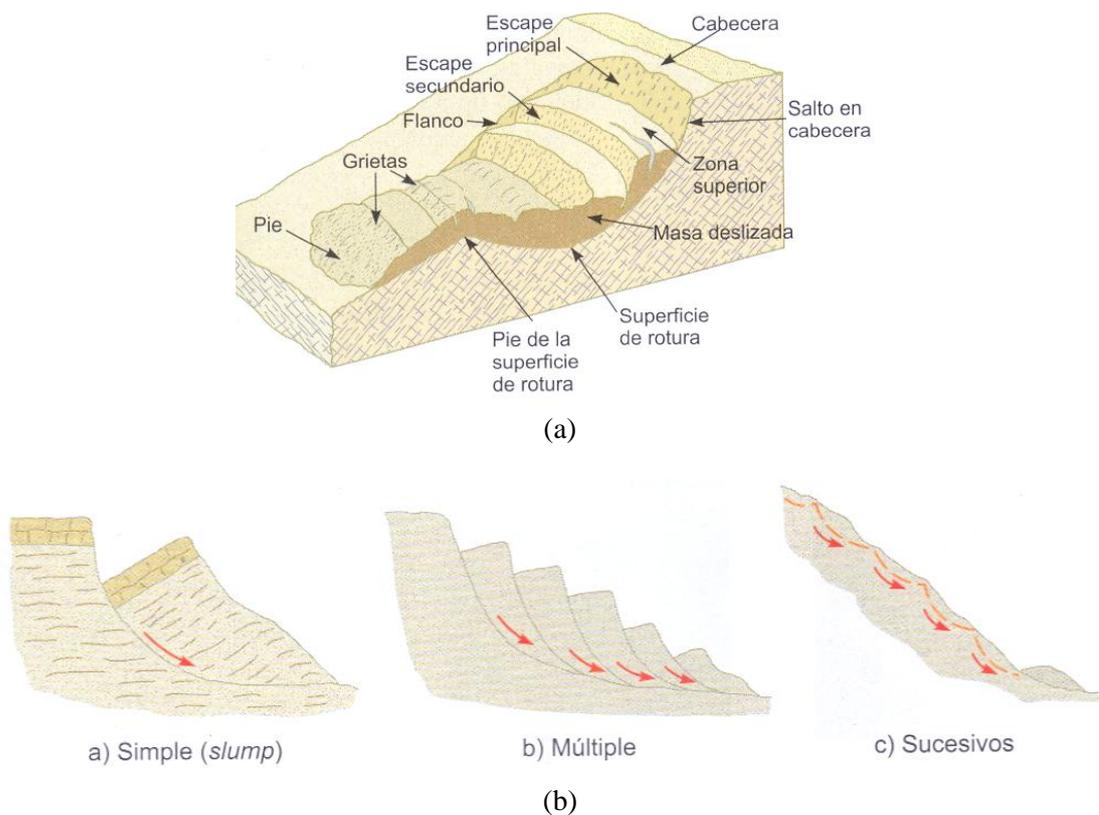


Figura 2.3 (a) Esquema de un deslizamiento rotacional y partes del mismo (b) Tipos de deslizamientos rotacionales (González de Vallejo, 2002).

Con respecto a sus dimensiones, estos deslizamientos pueden variar entre decenas y centenares de metros tanto en longitud como en amplitud. Como puede verse en la imagen anterior, la parte inferior de la masa se acumula en el pie del deslizamiento en forma de lóbulo, y normalmente suele ser atravesada por algunas grietas de tracción. En algunos casos, como en presencia de materiales arcillosos, el contenido en agua o su acumulación en el deslizamiento puede hacer que el pie de éste evolucione hasta producir coladas o flujos de tierra.

Este caso de deslizamientos suele ser muy susceptible a su reactivación ya que tras producirse el deslizamiento y encontrar el equilibrio por disminución del momento de giro, cualquier modificación en el contenido de agua o eliminación de la parte inferior puede dar lugar a una nueva inestabilidad, y por consiguiente a una reactivación del deslizamiento.

---

Por tanto, un diagnóstico equivocado de la geometría puede llevar a la adopción de medidas de estabilización ineficaces e incluso contraproducentes (Corominas, J. 2004).

### 2.3.2 Deslizamientos Translacionales (*translational slides*)

Este tipo de deslizamientos se producen sobre una superficie de rotura plana con una cierta debilidad, ya sea por estar en contacto entre diferentes tipos de materiales o por ser una superficie de estratificación. Pueden darse tanto en suelos como en rocas, siendo la masa que se desplaza bloques que se independizaron del sustrato mediante grietas o discontinuidades (Figura 2.4). Según la clasificación aportada por Corominas se reconocen distintos tipos de deslizamientos translacionales; cuando los bloques del suelo o roca se desplazan sin trocarse apenas, como una unidad, sobre una superficie se conoce como **resbalamientos**. Si la rotura por cizalla tiene lugar en suelos no cohesivos que se componen por partículas gruesas se denomina como **deslizamientos de derrubios**.

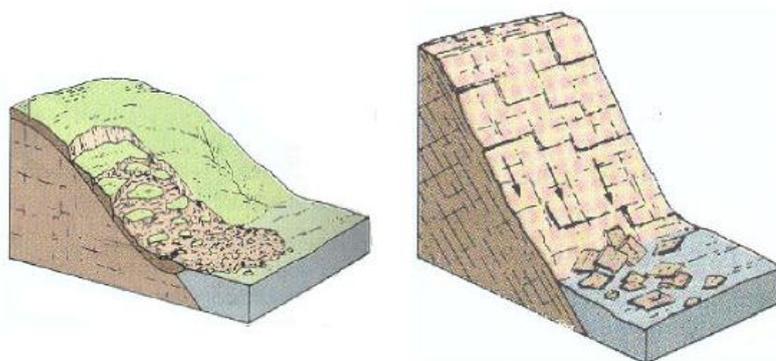


Figura 2.4. Las morfologías básicas de un deslizamiento transicional son los derrubios (imagen de la izquierda) y los corrimientos o resbalamientos (imagen de la derecha); Skinner, B. J. & Porter, S. C., 1992. Dependiendo del tipo de materiales implicados se producen las diferentes combinaciones entre estas dos morfologías extremas.

Estos deslizamientos suelen alcanzar grandes distancias en cuanto a longitud, pero no suelen ser demasiado profundos. Los componentes de la masa desplazada se mueven a la misma velocidad y siguen trayectorias paralelas (Corominas, J. 2004). Mientras más progresa existe más posibilidad de rotura del deslizamiento, convirtiéndose la masa disgregada en un flujo. Generalmente, los deslizamientos translacionales son más rápidos que los rotacionales debido a las características cinemáticas del mecanismo de rotura (González de Vallejo, 2002). Además, mientras que el movimiento de rotación influye en la restauración del equilibrio de la masa del desprendimiento, en el caso de los translacionales la masa puede mantenerse en movimiento indefinidamente si la superficie es suficientemente inclinada.

En este trabajo de investigación, como será demostrado, el deslizamiento estudiado es un derrubio translacional.

---

## 2.4 CARACTERIZACIÓN DE LOS DESLIZAMIENTOS

### 2.4.1 Factores que afectan a la estabilidad del terreno

Según la clasificación de Ferrer (1988) los factores que influyen en la estabilidad se pueden separar en dos grandes grupos:

**Factores internos.** Son aquellos que condicionan las diferentes tipologías de deslizamiento, los mecanismos y los modelos de rotura. Para ello hay que considerar las características propias del material, las características propias de la ladera y las condiciones ambientales influyentes. Dentro de las primeras se incluyen parámetros como la litología, textura del material, consolidación y espesor de los materiales, y parámetros estructurales relativos a planos de debilidad. Dentro de las otras características se encuentran aspectos morfológicos como el relieve, la pendiente, sus discontinuidades y su orientación, que se relaciona con la humedad. El análisis de factores ambientales consiste fundamentalmente en la valoración estacional de la pluviometría, la temperatura y los tipos de vegetación.

**Factores Externos.** Son aquellos que actúan sobre el material y dan lugar a modificaciones en las condiciones iniciales de las laderas, provocando roturas al romper la estabilidad debido a las variaciones que producen. Estas variaciones se deben principalmente a tres factores: la infiltración de agua, las vibraciones y la actividad humana. La infiltración de agua provoca el aumento de la presión intersticial por lo que se disminuye la resistencia de los materiales, además de influir en el nivel de agua subterránea lo cual está relacionado positivamente con el número de deslizamientos. Las vibraciones provocan aceleraciones del terreno favoreciendo la aparición de roturas y grietas, que pueden ser debido a terremotos o explosiones artificiales. Finalmente, la actividad humana también es influyente porque altera el equilibrio mediante cargas estáticas de construcciones, o mediante cambios en la vegetación, repoblaciones o incendios forestales.

### 2.4.2 Metodología de estudio de los deslizamientos

La actividad de un deslizamiento se define como el estado de movimiento en el que se encuentra dicho deslizamiento; es decir si se encuentra funcionando o es potencial. Las investigaciones más habituales que se realizan para estudiar un deslizamiento se recogen en la Tabla (2.1), que diferencia entre si la investigación se efectúa en toda un área inestable o en una porción del deslizamiento.

Nótese que en la Tabla 2.1 la prospección geofísica (señalada) juega un papel determinante en ambas situaciones; en concreto las actuaciones geofísicas se establecen en la primera y última fase del estudio, con el objetivo de disponer de un modelo inicial del subsuelo que permita planificar las otras actuaciones (sondeos, drenajes, apantallamientos, etc.) antes de que la maquinaria pueda acceder al deslizamiento.

Tabla 2.1 Investigación de deslizamientos (González de Vallejo, 2002).

Ámbito	Fases	Métodos y técnicas	Finalidad
Investigación de áreas inestables	Estudios preliminares	Revisión de información y cartografías existentes.	Identificación de los procesos y tipos de movimiento. Identificación de los factores condicionantes. Evaluación general de la estabilidad de la zona.
		Interpretación de fotos aéreas y teledetección.	
	Reconocimientos generales	Observaciones de campo. Cartografía de los procesos. Cartografía de los factores.	
	Estudio de los procesos y de los factores que los causan	Reconocimientos de campo.	
Investigación preliminar del subsuelo: geofísica.			
Investigación de deslizamientos particulares	Investigaciones en detalle	Observaciones y medidas en afloramientos.	Descripción y clasificación de los movimientos. Datos morfológicos, geológicos, hidrogeológicos y geomecánicos.
		Sondeos, geofísicos, ensayos de campo, toma de muestras.	
	Instrumentación	Ensayos de laboratorio.	Datos de velocidad, dirección, situación de planos de rotura, presiones de agua.
		Inclinómetros, extensómetros, tiltímetros, piezómetros.	
Análisis de la estabilidad	Equilibrio límite. Modelos matemáticos tenso-deformacionales.	Definición de los modelos y mecanismos de rotura. Evaluación de la estabilidad. Diseño de medidas correctoras.	



### 3.- FUNDAMENTOS DEL MÉTODO ELÉCTRICO EN CORRIENTE CONTINUA - TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA (ERT).

#### 3.1 RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS

Los distintos métodos de prospección geofísica (magnética, eléctrica, sísmica...) permiten obtener una información detallada de las condiciones y la composición del subsuelo. Pero para poderse aplicar, es necesario que se presenten dos condiciones básicas:

- Que se tenga un contraste significativo entre algunas propiedades físicas para poder realizar la medición.
- Que dicho contraste se pueda relacionar con la geología del subsuelo.

El uso de estos métodos viene determinado por el conocimiento de las propiedades de las rocas y de los minerales que lo constituyen. Así pues, el método eléctrico utiliza la conductividad eléctrica ( $\sigma$ ) o su inverso que es la resistividad eléctrica ( $\rho$ ) como el parámetro de identificación de las diferentes estructuras del subsuelo. Esta propiedad que describe la capacidad de los materiales para transportar la corriente eléctrica es muy variable debido a las características de los materiales que componen el subsuelo y depende de diferentes factores como son la porosidad, presencia de agua intersticial, etc. Además, la temperatura y la presión pueden ejercer también modificaciones importantes en los valores.

Si la resistividad de las rocas dependiese sólo de los minerales que las componen se considerarían aislantes casi la totalidad de ellas, pero dado que suelen tener los poros ocupados por agua y electrolitos las rocas se comportan como conductores iónicos con resistividades que oscilan entre un amplio rango de valores (Figura 3.1).

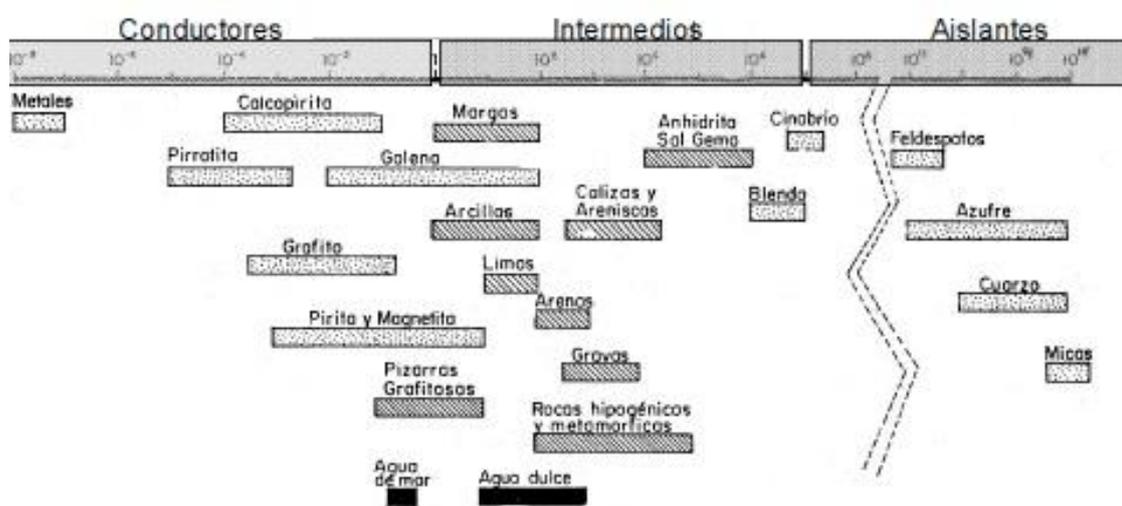


Figura 3.1 Rango de variaciones de la resistividad eléctrica en rocas y minerales en  $\Omega \cdot m$  (modificado de Orellana, 1982).

La influencia de la cantidad de agua en un material sobre el valor de la resistividad es una cuestión importante en el tema de deslizamientos, puesto que la mayoría son producidos por una acumulación de agua en capas del subsuelo donde los materiales son permeables.

Las rocas cuya resistividad es debida a la presencia de trazas de mineral conductor (conducción electrónica) ocupan un porcentaje muy pequeño de los materiales del subsuelo, y la mayor parte deben su resistividad a la existencia de poros y de fisuras en ellas que suelen estar rellenas de partículas disueltas que actúan como electrolitos y favorecen la conductividad. En la Tabla 3.1 se presenta la porosidad media dominante de las principales rocas, aunque suele haber un porcentaje mínimo (2%) de ella que es debido a fisuras y diaclasas. Otro dato a tener en cuenta es que la porosidad de un mismo tipo de roca disminuye con la edad y el grado de metamorfismo.

Tabla 3.1 Porosidad intergranular de diversas rocas (Orellana, 1972).

Rocas	Porosidad intergranular
Arcillas	20-50%
Arenas gruesas	25-60%
Arenas finas	30-60%
Arenas de playa	80-85%
Arenisca	20-35%
Calizas	1,5-20%
Cienos	80-85%
Dolomías	3-20%
Gravas	20-40%
Lavas	20-80%
Margas	4-60%
Rocas ígneas	0,3-5%
Vulcanitas clásicas	5-60%

La expresión de Archie [3.1] relaciona la porosidad de las rocas con la resistividad de éstas mediante la fórmula:

$$\text{Resistividad de las rocas} = F \times \text{Resistividad del agua intersticial}$$

Siendo **F** el llamado factor de formación definido por:  $F = \frac{a}{\text{Porosidad}^m}$  [3.1]

Donde *a* depende de la textura de la roca y varía entre 0,5 y 1,5 diferenciando:

- 0,6 para rocas sedimentarias compactadas
- 0,9 para rocas sedimentarias no cementadas
- 1,0-2,0 para calizas y dolomías
- 1,4 para rocas ígneas compactas, pudiendo llegar hasta valores mayores de 3.

El valor del exponente *m* también varía entre dos valores, en este caso entre 1,3 y 2,3. A nivel más bajo se localiza rocas detríticas débilmente cementadas, mientras que a nivel medio se encuentran rocas poco porosas ígneas y areniscas poco cementadas, y como nivel más alto se encuentran calizas y dolomías. Este exponente depende de la forma de los granos, y aumenta conforme se van separando de la forma esférica.

La resistividad de las rocas también puede verse modificada mediante la salinidad de las aguas contenidas en éstas (agua intersticial). En menor medida también depende del grado de metamorfismo de las rocas, como ejemplo las rocas sedimentarias marinas tendrán una mayor salinidad que las continentales. El metamorfismo no sólo afecta a la porosidad disminuyendo el número de poros, sino que también hace aumentar la salinidad mediante

la disolución de los granos del mineral; por ello, se puede deducir que una roca antigua tendrá menos cantidad de agua, pero con mayor salinidad.

Se ha estado suponiendo en lo anterior que los poros de la roca estaban llenos por completo de agua, hecho que no siempre es correcto puesto que puede existir aire (en las rocas más superficiales) y otros productos (petróleo, gas natural...), que también afecta a los valores de la resistividad del material.

### 3.2 TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA (ERT).

La Tomografía eléctrica (*Electrical Resistivity Tomography*; ERT) es un método de resistividad multielectródico que se basa en obtener modelos 2D y 3D de la resistividad del terreno. Esta técnica de exploración tiene un amplio abanico de aplicaciones: en geología, en geotecnia, en hidrogeología o medioambiente.

El procedimiento para obtener los modelos de resistividad del terreno consiste en inyectar una cantidad conocida de corriente al subsuelo y medir la diferencia de potencial entre dos puntos. El proceso se repite en todo el área de inspección y, una vez obtenidas estas medidas se dispone de una distribución de resistividades experimentales a lo largo del subsuelo. Dado que el subsuelo es heterogéneo, este conjunto de resistividades no corresponde a la distribución real sino que representa una amalgama de ellas; el cálculo para obtener el modelo de resistividades reales del subsuelo se realiza a través de técnicas de inversión utilizando un sistema iterativo.

#### 3.2.1 Ecuaciones fundamentales

La prospección eléctrica en corriente continua es un método geofísico que investiga la distribución de la resistividad del subsuelo mediante la inyección de corriente continua a través de unas fuentes artificiales (Figura 3.2a).

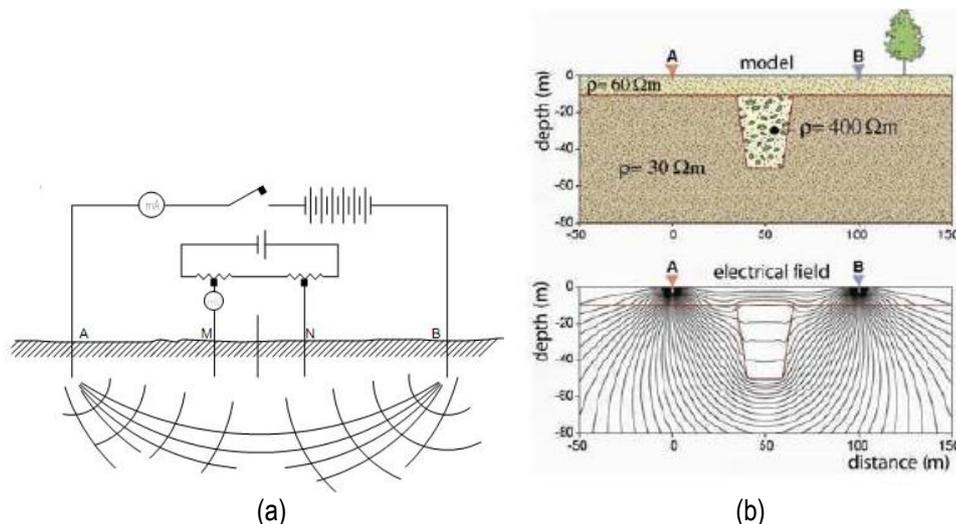


Figura 3.2 (a) Esquema de funcionamiento del método de prospección eléctrica en corriente continua siendo M, N electrodos de potencial, y A, B electrodos de corriente. (b) Distribución de las líneas equipotenciales en función de la resistividad de los cuerpos subyacentes.

El método se basa en la producción de un campo eléctrico de corriente continua a través de dos electrodos de corriente (A y B) donde se inyecta una cantidad de corriente determinada al subsuelo ( $I$ , en mA) y se mide la diferencia del potencial eléctrico ( $\Delta V$ , en mV) que se mide con dos electrodos de potencial (M y N). Teniendo en cuenta la ley de Ohm [3.3a],

esta diferencia de potencial se ve afectada por las resistividades de los materiales del subsuelo que atraviesa el campo eléctrico (Figura 3.2b).

La base física del método se halla en las ecuaciones de Maxwell [3.2].

$$\begin{aligned}\vec{\nabla}_x \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} & (a) \\ \vec{\nabla}_x \vec{H} &= \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} & (b) \\ \vec{\nabla}_x \vec{D} &= \rho & (c) \\ \vec{\nabla}_x \vec{B} &= 0 & (d)\end{aligned}\quad [3.2]$$

Donde:

- E: intensidad del campo eléctrico (V/m)
- B: inducción magnética (T)
- H: intensidad magnética (A/m)
- J: densidad de corriente (A/m<sup>2</sup>)
- D: desplazamiento de la corriente eléctrica (C/m<sup>2</sup>)
- ρ: densidad de carga eléctrica (C/m<sup>3</sup>).

Estas cinco ecuaciones se relacionan entre sí mediante las ecuaciones constitutivas de los materiales [3.3].

$$\begin{aligned}\vec{J} &= \sigma \vec{E} & (a) \\ \vec{B} &= \mu \vec{H} & (b) \\ \vec{D} &= \epsilon \vec{E} & (c)\end{aligned}\quad [3.3]$$

Siendo:

- ε: permitividad eléctrica (F/m)
- μ: permeabilidad magnética (H/m)
- ρ: conductividad eléctrica (S/m)

A partir de la Ley de Ohm [3.3a] se puede relacionar el vector densidad de corriente ( $\vec{J}$ ), y el campo eléctrico ( $\vec{E}$ ), mediante la conductividad eléctrica del medio ( $\sigma$ ) inversa de la resistividad ( $\rho$ ).

Los valores de ε y μ se estiman constantes en los estudios de prospección eléctrica, ya que se considera al subsuelo como un medio de pequeñas pérdidas donde los valores experimentales obtenidos difieren muy poco de los valores en el vacío ( $\epsilon = 8,85 \times 10^{12}$  F/m y  $\mu = 4\pi \times 10^7$  H/m).

Considerando que el campo eléctrico en corriente continua está en estado estacionario, la primera ley de Maxwell [3.2a, ley de Faraday] se expresa de tal forma [3.4] que indica que el campo eléctrico es rotacional y que es posible describirlo a partir de un potencial eléctrico ( $\Delta U$ ) [3.5].

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = 0 \quad [3.4]$$

$$\vec{E} = -\vec{\nabla} U \quad [3.5]$$

Si se considera un medio homogéneo entonces, al inyectar una determinada cantidad de corriente  $I$  a través de un electrodo, la propagación del campo describe una superficie semiesférica en la cual la densidad de corriente ( $\vec{J}$ ) está dirigida en dirección normal y tiene siempre el mismo valor en todos los puntos de dicha superficie. De modo que la integral de  $\vec{J}$  en toda la superficie semiesférica debe ser igual a la intensidad de corriente ( $I$ ) inyectada.

Si  $r$  es el radio de la semiesfera:  $2\pi r^2 J = I \quad [3.6]$

Sustituyendo:  $J = \sigma E = \frac{I}{2\pi r^2} \quad [3.7]$

Obteniendo:  $|E| = \frac{I}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \quad [3.8]$

Por lo tanto, para cualquier electrodo el valor del campo  $\vec{E}$  es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia ( $r$ ).

A partir de la ecuación [3.5] se puede calcular la diferencia de potencial entre dos puntos cualesquiera (M y N):

$$\Delta U_N^M = -\int_N^M E \cdot dl \quad [3.9]$$

Considerando  $r_1$  y  $r_2$  como las distancias respectivas de los puntos M y N al electrodo de corriente de referencia, se obtiene la fórmula para el cálculo del potencial entre dichos puntos [3.10]:

$$\Delta U_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \int_1^2 \frac{dr}{r^2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad [3.10]$$

Donde  $\Delta U_N^M$  se corresponde a la diferencia de potencial eléctrico entre los electrodos M y N, y  $r_1$  y  $r_2$  representan las distancias a los electrodos de corriente (Figura 3.2a).

---

### 3.2.2 Problema Directo: Cálculo de la resistividad aparente

El problema directo consiste en plantear una expresión para el potencial eléctrico en un determinado contexto a fin de obtener la distribución de las resistividades aparentes del subsuelo, siendo el primer paso para la obtención del modelo de resistividades reales del terreno.

Este cálculo se realiza utilizando la variación de potencial en el medio. En el caso general de un dispositivo que tiene una configuración lineal de dos electrodos de corriente (A, B) y dos de potencial (M, N) la expresión [3.10] se puede expresar como [3.11]:

$$\Delta U_N^M = \Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad [3.11]$$

De donde se obtiene el valor de resistividad para el punto medio del dispositivo:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \text{ medido en Ohm x m} \quad [3.12]$$

El término K se conoce como el ‘coeficiente geométrico del dispositivo’ y depende de la distancia entre los electrodos:

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad [3.13]$$

La ecuación [3.12] es la obtenida para una configuración de cuatro electrodos y un medio homogéneo. Dado que esto no es común en el subsuelo lo que se obtiene son valores de resistividades aparentes que dependen de la configuración geométrica de los electrodos y de las clases distintas de materiales que el campo eléctrico ha cruzado.

Las anteriores expresiones proporcionan la resolución del problema directo; es decir, la obtención del modelo de resistividades aparentes a partir del conocimiento de las resistividades reales y de la configuración geométrica del dispositivo experimental que se está utilizando.

El cálculo cuando sólo hay una heterogeneidad de capas es bastante sencillo, pero se va complicando a medida que aumenta el grado de heterogeneidad por lo que se deben realizar cálculos numéricos recursivos (*Pekeris*, 1940). En general, para la resolución de un caso heterogéneo la ecuación [3.12] se debe replantear sobre elementos bidimensionales (o tridimensionales) que clasifican el subsuelo en forma de malla con el fin de obtener una solución numérica. Dentro de esta malla cada celda dispone de un valor constante de resistividad real por donde se propaga la ecuación de transporte y se calcula el potencial y la resistividad aparente.

### 3.2.3 Problema Inverso: Cálculo de la resistividad real

El objetivo del problema inverso es obtener un modelo de distribución de las resistividades reales del subsuelo que, dado un determinado dispositivo electródico, genere una respuesta similar (resistividades aparentes teóricas) a los valores de resistividad medidos con el mismo dispositivo (resistividades aparentes experimentales).

Para la resolución del problema inverso en un caso heterogéneo se parte de un modelo inicial del subsuelo (2D ó 3D) en el cual se ha definido una malla que lo ha dividido en un número determinado de celdas (m, n). En cada celda se define un valor de resistividad “real” y con el dispositivo electrónico prefijado se calculan los valores de resistividad aparentes (problema directo). En la primera iteración se parte del vector ( $\vec{g}$ ) que es la diferencia entre las resistividades aparentes experimentales y las resistividades aparentes generadas por el modelo inicial:

$$\vec{g} = \vec{y} - \vec{f} = (y_1 - f_1, y_2 - f_2, \dots, y_m - f_m) \quad [3.14]$$

Donde:

$\vec{y} = \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m)$  es el vector de datos experimentales y m es el número de medidas. En este caso serían las resistividades aparentes experimentales

$\vec{f} = \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m)$  es el vector respuesta del modelo, lo que equivale a las resistividades aparentes calculadas.

$\vec{q} = \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_m) \rightarrow$  Vector de los parámetros del modelo: en este caso las resistividades reales.

Esta expresión representa las perturbaciones entre ambos conjuntos de datos y proporciona la forma con que deben modificarse los parámetros del modelo ( $q_i$ ) para que  $\vec{g}$  sea mínimo, es decir, la diferencia entre resistividades aparentes experimentales y calculadas sea la mínima. El método de mínimos cuadrados, ecuación [3.15], es el método de optimización más adoptado en tomografía eléctrica, y el utilizado en el presente estudio.

$$E = \vec{g}^T \vec{g} = \sum_{i=1}^m g_i^2 \quad [3.15]$$

Donde  $g^T$  es la traspuesta de g.

Esta expresión representa una forma sencilla de parametrizar las perturbaciones E que deben aplicarse a cada celda del modelo.

Para reducir el error se utiliza la ecuación de Gauss-Newton [3.16] que determina los parámetros del modelo que hacen reducir la suma cuadrática al mínimo.

$$J^T J \Delta \vec{q}_i = J^T \vec{g} \quad [3.16]$$

Siendo:

- $\Delta q$  el vector de cambios de los parámetros del modelo.
- J la matriz Jacobiana (m·n) de derivadas parciales. Los elementos de esta matriz vienen determinados por:

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad [3.17]$$

La fórmula [3.17] cuantifica el cambio de  $i$  en la respuesta del modelo debido a un cambio  $j$  en los parámetros del modelo. Después del cálculo del vector que proporciona las diferencias entre medidas experimentales y calculadas, un nuevo modelo que minimice el RMS se obtiene aplicando las correspondientes perturbaciones:

$$\vec{q}_{k+1} = \vec{q}_k + \Delta\vec{q}_k \quad [3.18]$$

Pero cuando el modelo inicial difiere mucho del final, la matriz  $J^T J$  es singular (ya que su determinante es 0) y no se puede invertir, por lo que no se obtiene solución. Un método común para evitar este problema consiste en utilizar la modificación de Marquardt – Levenberg (*Lines and Treitel 1984*) a la ecuación de Gauss – Newton, que viene dada por:

$$(J^T J + \lambda I)\Delta q_k = J^T g \quad [3.19]$$

Donde:

- I es la matriz identidad

-  $\lambda$  es el factor Marquardt o factor de amortiguamiento, que actúa limitando el rango de valores que puede tomar el vector de cambio de los parámetros del modelo.

Mientras que en el método Gauss – Newton se obtiene un único vector de diferencias  $\vec{g}$  como solución de minimizar el error, con este método se minimiza con  $\vec{g}$  una combinación de su magnitud.

Este método presenta una serie de problemas cuando el número de parámetros (celdas de resistividad) es grande, puesto que genera una distribución errática de las resistividades con zonas falsas de alta o baja resistividad. Para solucionar este problema, el método *smoothness – constrained least - square* (*Ellis and Oldenburg, 1994*) añade un término a la ecuación [3.19] que regula la minimización de las variaciones espaciales en los parámetros del modelo, modificando así la ecuación de Gauss – Newton. Es decir, obliga a cambiar de manera gradual y de forma suave los valores de resistividad del modelo en cada iteración. Se expresa:

$$(J^T J + \lambda F)\Delta q_k = J^T g - \lambda F q_k \quad [3.20]$$

Donde  $F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_y C_y^T C_y + \alpha_z C_z^T C_z$ , y  $C_x$ ,  $C_y$  y  $C_z$  son las matrices de suavizado en las direcciones  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , y  $\alpha_x$ ,  $\alpha_y$ ,  $\alpha_z$  son los pesos relativos dados a los filtros de suavizado en las direcciones  $x$ ,  $y$ ,  $z$ .

Los modelos que produce este método sólo son aceptables cuando la resistividad real del subsuelo no varíe de una forma acusada. Si se diese este caso de que los modelos presenten variaciones importantes la ecuación se modifica para controlar los cambios de los valores absolutos de resistividad del modelo. Técnicamente esto se conoce como el método de inversión robusta (*Wolke and Schwetlick, 1988*). La ecuación optimizada en [3.20] se modifica:

$$(J^T J + \lambda F_R)\Delta\vec{q}_k = J^T R_d \vec{g} - \lambda F_R \vec{q}_k \quad [3.21]$$

Con  $F_R = \alpha_x C_x^T R_m C_x + \alpha_y C_y^T R_m C_y + \alpha_z C_z^T R_m C_z$  donde  $R_d$  y  $R_m$  son matrices de ponderación que se introducen con el fin de que los diferentes elementos del desajuste

entre los datos y los vectores más heterogéneos del modelo tengan pesos iguales en el proceso de inversión.

### 3.2.4 Dispositivo electródico utilizado en este estudio

Un dispositivo electródico es un conjunto de electrodos distribuidos de una forma concreta en el terreno a investigar. Generalmente, suele constar de 2 electrodos de corriente A y B por donde se inserta corriente eléctrica al subsuelo, y otros dos electrodos de potencial M y N en los cuales se mide la corriente generada. (Figura 3.3). Todos ellos deben de ir unidos por cables conectados a un instrumento de medida o resistivímetro.

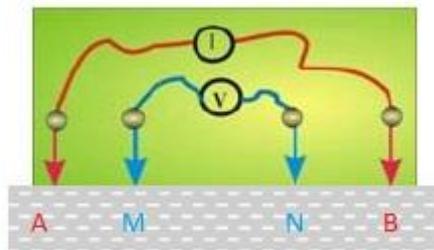
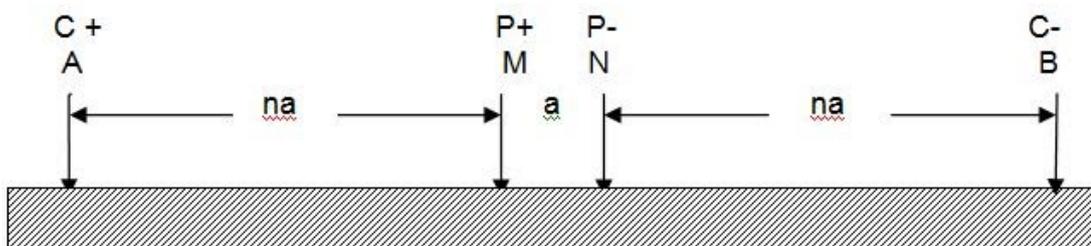


Figura 3.3 Esquema de un dispositivo electródico.

Dependiendo de las distancias relativas entre cada par de electrodos, y la distancia comprendida entre electrodos, se obtienen diferentes configuraciones electródicas (o dispositivos) y su utilización depende del tipo de disposición de las capas del subsuelo. En este estudio se ha utilizado la configuración Wenner – Schlumberger que es un dispositivo simétrico muy utilizado en el caso de capas plano-paralelas. Los electrodos que miden el potencial M y N se disponen en el centro del dipolo y se mantienen a una distancia constante ( $a$ ), mientras que los electrodos A y B por donde se inyecta corriente van aumentando progresivamente la distancia con el número de medidas ( $n$ ) hasta llegar al final del perfil ( $na$ ).



$$k = \pi m(n+1)a$$

Figura 3.4 Configuración electródica para un dispositivo Wenner – Schlumberger. En la parte posterior se expresa la constante  $k$  del dispositivo para el cálculo de la resistividad aparente.

El aumento progresivo de la distancia de los electrodos de corriente permite una mayor penetración en el subsuelo, de tal forma que mientras más rango de profundidad se necesite, más distancia deben separarse los electrodos externos (A, B). Al ser un dispositivo simétrico es más fiable a la hora de determinar estructuras horizontales que de resolver estructuras verticales. Otra propiedad es que dada la intensidad de su señal, esta

configuración permite la investigación del subsuelo en terreno con fuerte ruido ambiental, puesto que la fuerza de la señal es inversamente proporcional al factor geométrico  $k$ .

### 3.3 APLICACIONES DE LA TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA (ERT) EN DESLIZAMIENTOS

El estudio de los deslizamientos comporta el empleo de todo tipo de técnicas multidisciplinarias como métodos observacionales, investigaciones geotécnicas y prospecciones geofísicas. En particular, se está valorando el uso de la tomografía eléctrica como método útil para obtener información en un deslizamiento. Numerosos estudios previos avalan estas conclusiones y, como los dos ejemplos que se presentan a continuación, la masa deslizante suele venir determinada por resistividades más bajas que los materiales que la rodean; efecto muy plausible si se tiene en cuenta que la infiltración de agua es uno de los principales agentes de activación.

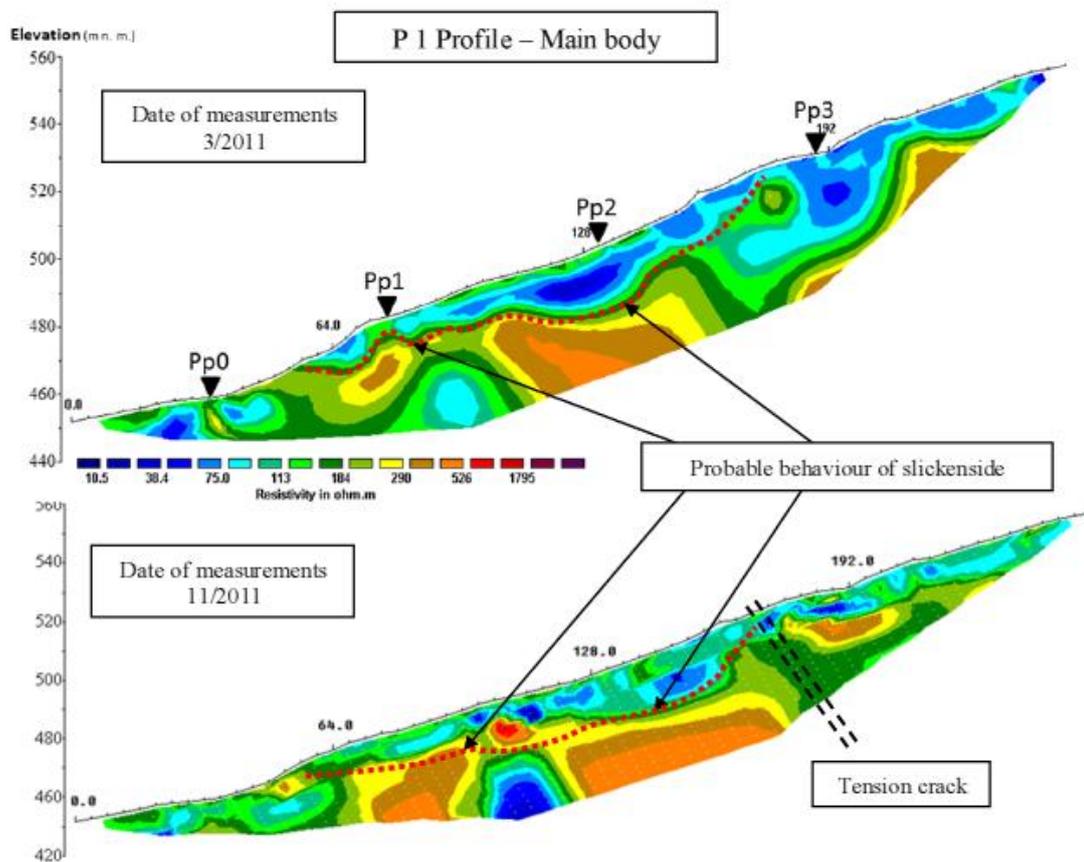


Figura 3.5 Comparativa de medidas del perfil longitudinal P1 en diferente escala temporal.

El primer ejemplo seleccionado de aplicación de la tomografía eléctrica es el estudio de Cervantes (2012) de una deformación de ladera ocurrida en 1997. En esta investigación se asume que la causa de la activación del movimiento fue la lluvia torrencial acaecida en Julio de 2012, debida a la cual se alcanza el punto de máxima saturación de las capas más superficiales y causan este fenómeno. En el estudio (Figura 3.5) se consigue detectar la superficie de rotura en el perfil longitudinal que recorre todo el plano del deslizamiento gracias a un aumento considerable de la resistividad del terreno; y en los perfiles transversales (comparándolos con los que no cruzan el deslizamiento) se pueden apreciar

los diferentes tipos de litologías y características petrográficas del subsuelo, con el objeto de determinar los límites de cada tipo de litología y ver su desplazamiento a lo largo del perfil. Además, los autores realizan una comparación de medidas en el perfil longitudinal en diferentes épocas (Marzo 2011 y Noviembre 2011) puesto que visualmente pudieron distinguir una reactivación; que fue confirmada por los resultados al descender la superficie de rotura en algunos puntos de más de 6 metros.

Las resistividades observadas en el área de estudio indican que existe una capa de basamento altamente resistivo, y encima de ésta se encuentra otra capa compuesta de material poco resistivo sobre el cual se asienta el material superficial. La superficie de rotura parece apreciarse justo en la transición de la capa más basal y la capa menos resistiva, que desliza sobre su predecesora debido a su alto contenido en agua.

Finalmente, se presenta un caso de estudio cercano y paradigmático: el deslizamiento de Diezma, en el cual la utilización de la tomografía eléctrica permitió obtener el modelo y el volumen de la masa deslizante sobre la roca consolidada (Azañón *et al.*, 2009). Abarca un área relativamente grande (500x150 m) y en su fase activa afectó a la carretera nacional A-92, que une Granada con Murcia. A partir de los perfiles eléctricos y de la información geológica se dedujo que era un movimiento complejo, ya que en la parte superior del despegue seguía las pautas de un movimiento rotacional mientras que en la parte inferior tenía un comportamiento básicamente de flujo. El modelo del subsuelo se obtuvo con tres perfiles transversales al deslizamiento y uno longitudinal coincidiendo con el eje de simetría. En la figura 3.6 se presenta el perfil longitudinal donde la masa deslizante se atribuye a la capa conductora de arcillas húmedas (resistividades menores que 20  $\Omega \cdot m$ ) resbalando sobre el techo de una capa más resistiva asociada a la formación Maláguide (arenas y calizas, principalmente). La infiltración del agua en la parte superior de la masa de arcillas fue el detonante del deslizamiento, ya que aumentó notablemente su plasticidad. Como dato de interés el extremo sur del perfil eléctrico presenta un aumento de resistividad de la capa de arcilla; como se indica este aumento está producido por el efecto de drenaje de los pozos situados, precisamente, para el secado de las arcillas y su frenado.

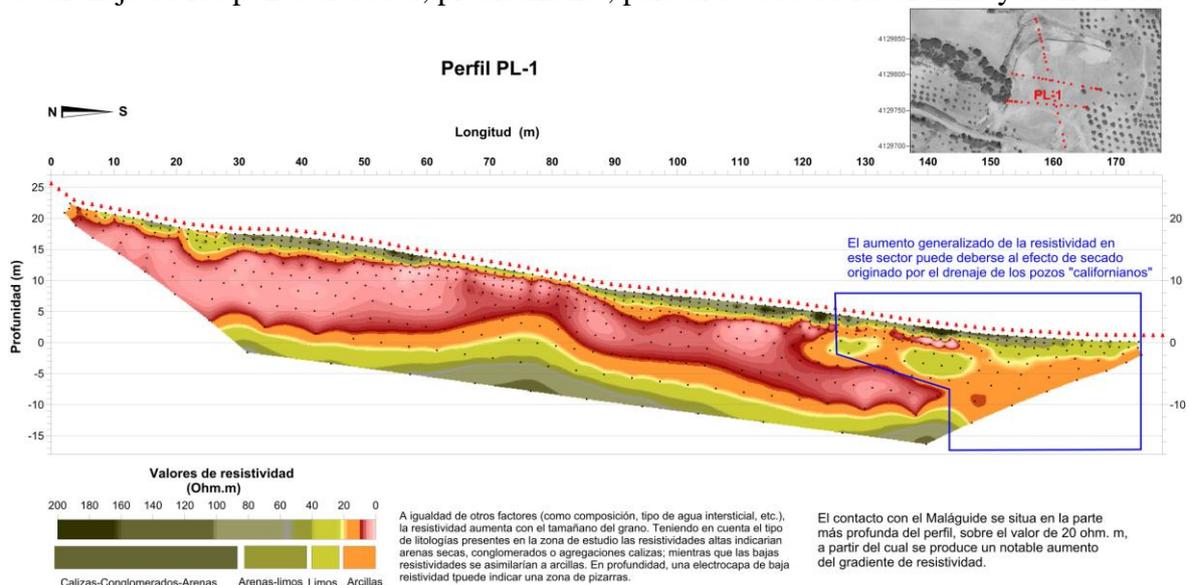


Figura 3.6 Perfil longitudinal PL-1 donde se observa el material arcilloso a bajas resistividades (Azañón *et al.* 2009).



---

## 4.- ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS

### 4.1 ADQUISICIÓN EN CAMPO

Después de una visita técnica al deslizamiento, se planificó la realización de 4 perfiles eléctricos que cubriesen la mayor extensión (Figura 4.4) del terreno afectado. La toma de datos se efectuó durante la segunda quincena del mes de Junio del presente año, con el siguiente equipo:

- 80 electrodos impolarizables.
- 80 conectores de enlace electrodo-cables.
- 4 cables multielectródicos, de 21 conexiones espaciada 5m.
- Un resistivímetro ABEM Terrameter (SAS-1000). Es la unidad central donde se controla la inyección de corriente, la medida de potencial y la configuración electródica.
- Un selector de canales que establece la configuración entre los distintos electrodos del perfil para una medida determinada.
- Batería 12 V (60 A/h) para alimentación del sistema.
- Material auxiliar.



Figura 4.1 En la imagen superior se aprecia una visión global del equipo de campo utilizado en las medidas de campo. En la imagen inferior izquierda se aprecia en detalle el resistivímetro (derecha) y el selector de canales (izquierda), y la imagen inferior derecha muestra un electrodo y los conectores.

Tanto el relieve local como las coordenadas de cada electrodo han sido tomados con GPS geodésico – diferencial (Thales Zmax) operando en modo cinemático en tiempo real (RTK). Para garantizar una mejor precisión, la estación base fue ubicada en el vértice geodésico del IGN n° 96773 de Luque (Córdoba) usando el sistema de coordenadas geográficas ERTS89.

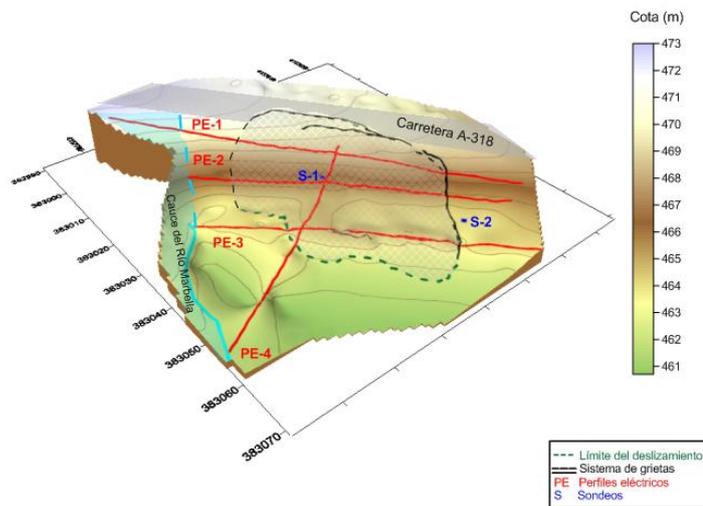


Figura 4.3 En la imagen superior izquierda se aprecia la estación base ubicada en el vértice geodésico de Luque, en la superior derecha la estación móvil usada en la toma de coordenadas, y en la imagen inferior el levantamiento topográfico del deslizamiento y el posicionamiento de todos los elementos significativos

A partir de la información geológica y la aportada por dos sondeos de penetración dinámica, se estimó una profundidad alrededor de 6-7 m que condicionó la implantación (figura 4.4) y los parámetros de adquisición de los perfiles eléctricos (Tabla 4.1).

Tabla 4.1 Descripción de los perfiles eléctricos

Perfil	Longitud (m)	Dispositivo	nº de medidas
PE-1	80	Wenner-Schlumberger	1190
PE-2	60	Wenner-Schlumberger	556
PE-3	60	Wenner-Schlumberger	556
PE-4	50	Wenner-Schlumberger	436

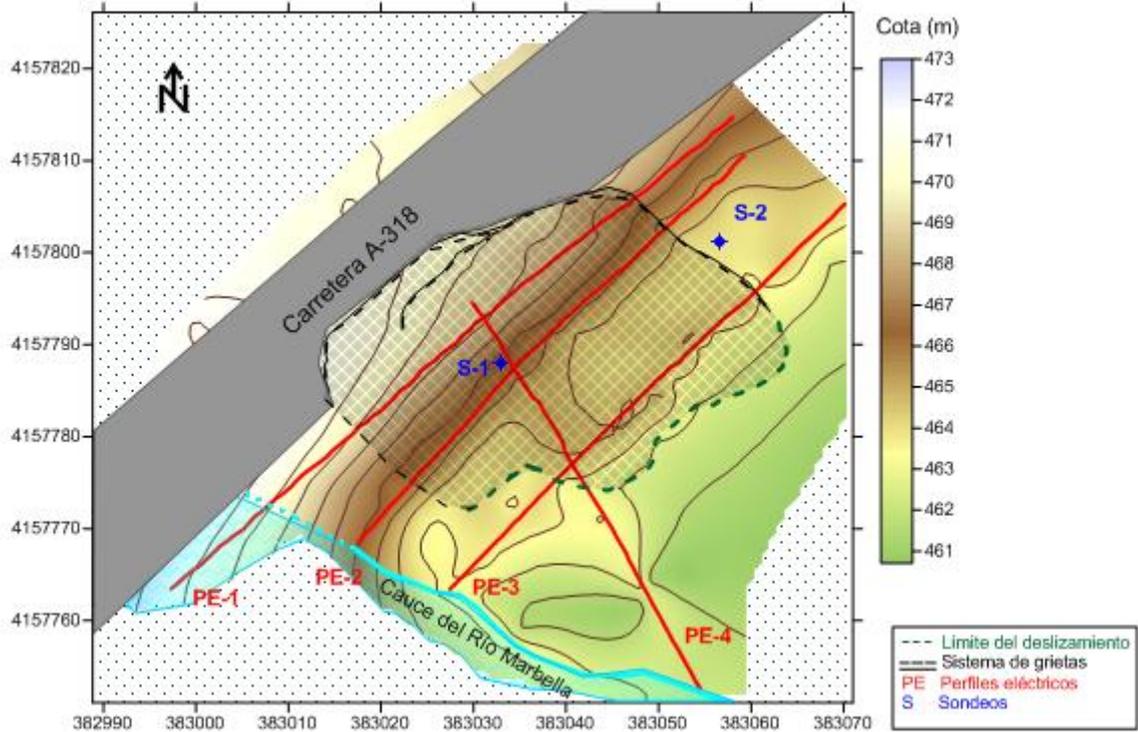


Figura 4.4 Perfiles realizados sobre el deslizamiento y los dos sondeos realizados en el área.

Se ha elegido una distancia interelectródica mínima de 1 m para todos los perfiles, adecuada para alcanzar una profundidad superior a los 6 m con una resolución aceptable. Cuando ha sido necesario (perfil longitudinal) se han prolongado los perfiles mediante el procedimiento “roll-along”, que permite cubrir distancias superiores a la longitud total del dispositivo con mantenimiento de la cobertura.



Figura 4.5 Vista parcial de los perfiles eléctricos P-2 y P-3 realizados sobre la zona más basal del deslizamiento.

## 4.2 PROCESADO DE DATOS

Los perfiles eléctricos han sido tratados con el programa especializado Res2dinv (Geotomo Software Inc.) que usa el problema inverso para obtener el modelo de las resistividades reales del subsuelo (Loke, 2001); y la presentación gráfica de los resultados

se ha realizado con programas comerciales (Surfer V.11 y Voxler V.3; Golden Inc.). No obstante, en algunos pasos también se ha dispuesto de códigos de desarrollo propio del Área de Geofísica Aplicada del IAG.

Salvo pequeños matices, el flujo de tratamiento ha sido el mismo para todos los perfiles. A continuación se describen los pasos seguidos en la obtención de los modelos finales:

- 1) Instalación de la topografía a cada uno de los perfiles.
- 2) Edición de las medidas espurias más evidentes si procede, de cada uno de los perfiles. Estos puntos se suelen diferenciar porque presentan valores muy diferentes entre medidas contiguas. El perfil PE-1 es el que presentaba más puntos espurios (figura 4.7).

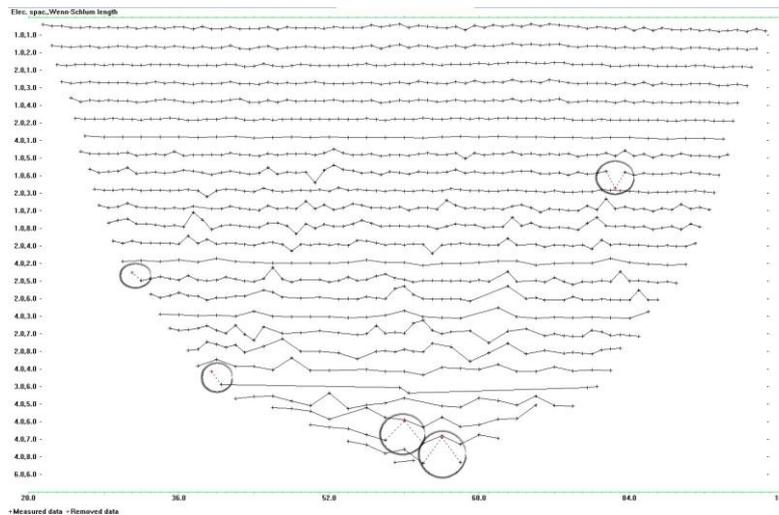
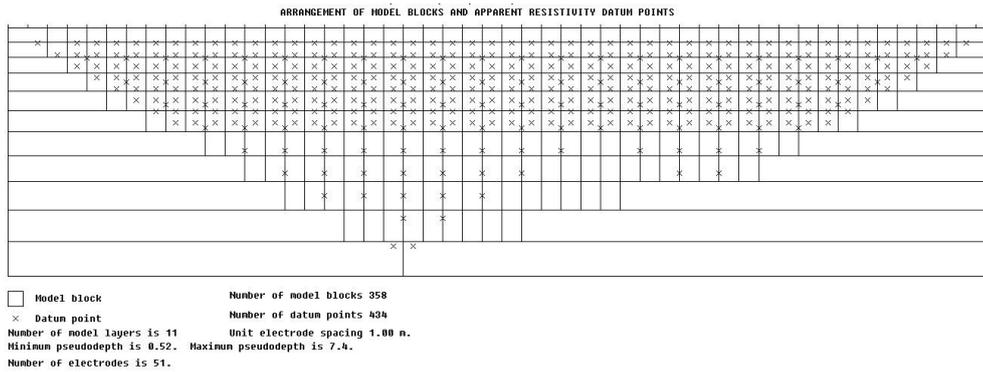


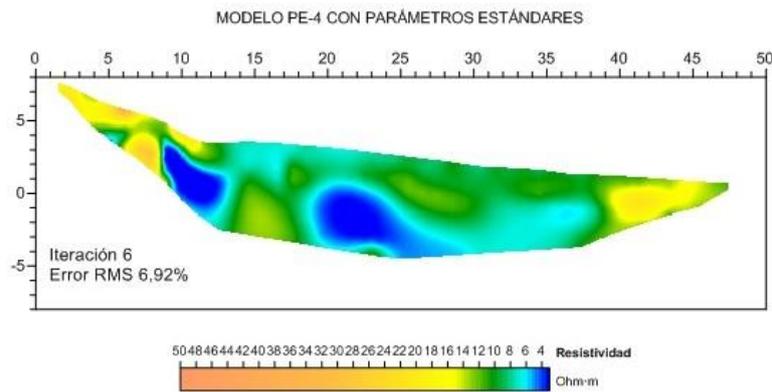
Figura 4.7 Detección de puntos malos en las medidas del perfil eléctrico PE-1.

- 3) Se eligen los perfiles PE-2 y PE-4 para ser tratados en primer lugar ya que en ellos se ubica un sondeo de penetración mecánica (Figura 4.13) por lo que se dispone de información geológica en profundidad para controlar el modelo de cálculo.
- 4) Se realiza una primera inversión de ambos perfiles con los parámetros estándares de cálculo:
  - Tamaño de malla coincidente con la distancia entre electrodos.
  - Factor de amortiguamiento (*damping*) inicial de 0,1%.
  - Algoritmo de inversión usado: mínimos cuadrados (Gauss-Newton).
  - Máximo de 7 iteraciones o un error RMS inferior a 1%.
  - Número de nodos entre electrodos adyacentes de 2.
  - Paso de la ecuación de transporte mediante elementos finitos de tipo trapezoidal; algoritmo impuesto por la presencia de topografía.

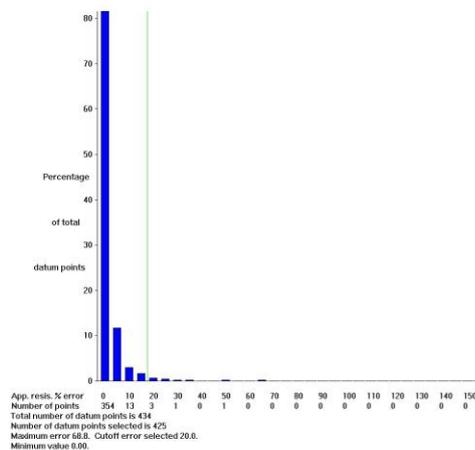


4.8 Discretización del terreno por bloques con una malla de 2 nodos y coincidente con la distancia entre electrodos del perfil eléctrico PE-4.

5) Análisis del modelo de resistividades obtenido. Se observa que ambos modelos presentan contraste bajo de resistividades (entre 2 y 100  $\Omega \cdot m$ ) y su distribución es preferentemente horizontal. Así mismo los respectivos histogramas del error RMS ponen de manifiesto que prescindiendo de pocos puntos (línea verde en la figura 4.10) el modelo resultante puede ajustarse mejor a los datos experimentales.



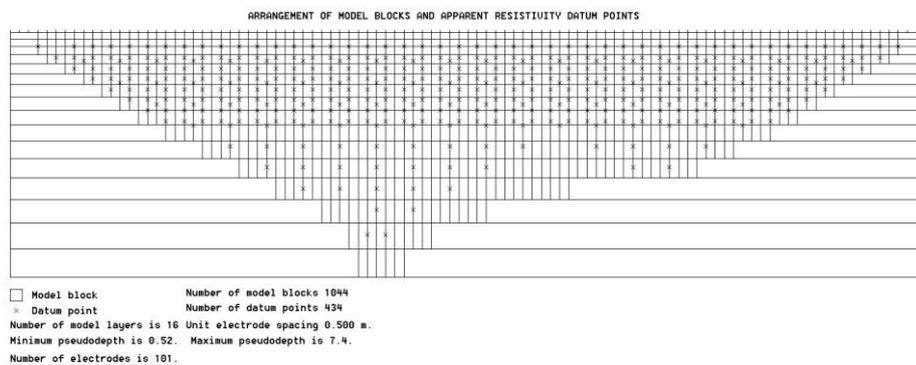
4.9 Modelo obtenido al aplicar la primera inversión con parámetros estándares al perfil eléctrico PE-4. Nótese el alto valor del error RMS para una posterior comparativa.



4.10 Histograma de la distribución de errores del perfil PE-4. Para este perfil, en la segunda inversión se han eliminado todos los puntos que suponen más del 60% del error RMS (línea verde).

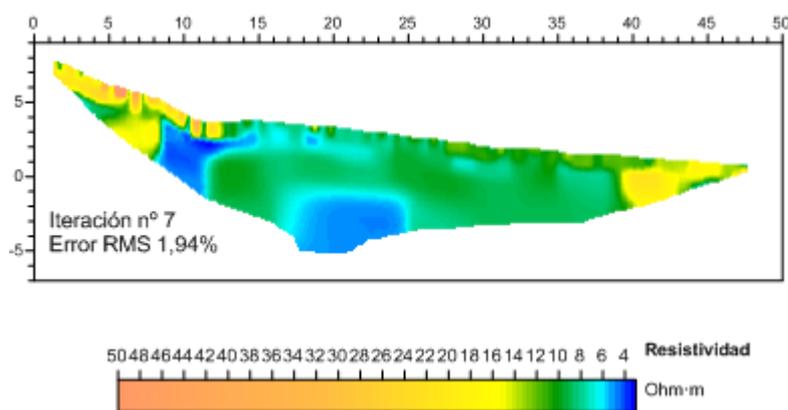
6) Segunda inversión. Una vez eliminadas las resistividades aparentes con mayor dispersión, se ha realizado otro proceso iterativo eligiendo los parámetros en base a las soluciones (modelos) anteriores:

- Tamaño de malla: la mitad de la distancia entre electrodos.
- Número de nodos entre electrodos adyacentes: 4.
- Algoritmo de inversión usado: mínimos cuadrados con restricciones robustas<sup>1</sup>.
- Máximo de 7 iteraciones o un error RMS inferior a 1%.
- Uso de la malla más fina posible.
- Paso de la ecuación de transporte mediante elementos finitos de tipo traapezoidal; algoritmo impuesto por la presencia de topografía.



4.11 Discretización del terreno por bloques con una malla de 4 nodos y la mitad de la distancia entre electrodos del perfil eléctrico PE-4, mejorando la resolución en los resultados.

7) Análisis de los modelos de resistividad obtenidos. Se constata que las soluciones han reducido considerablemente los RMS, de 6.92 a 1.94% en el PE-4.



4.12 Modelo obtenido al aplicar la segunda inversión con los parámetros de cálculo seleccionados. -Perfil eléctrico PE-4 -.

<sup>1</sup> Descrito en el capítulo anterior pág. 18

Las cuatro figuras que se incorporan a continuación, de la figura 4.14 a la figura 4.17, corresponden a los resultados más significativos del cálculo del modelo de resistividades reales para cada uno de los perfiles. En ellas se muestra la resistividad aparente experimental, la resistividad aparente calculada por el modelo en la última iteración, el modelo resultante, el número de iteración (ITE) y el ajuste hallado (RMS) con su correspondiente histograma. - La interpretación de los modelos se realiza en el siguiente capítulo-.

El hecho de que el ensayo de penetración dinámica superpesada S-1 estuviera cerca de los perfiles PE-2 y PE-4 ha servido para detectar los distintos estados del material (margas) y cotejar sus rangos de profundidades (Figura 4.13). De este modo se han validado los modelos anteriores y se ha estimado que los parámetros de cálculo de la segunda iteración pueden aplicarse al resto de los perfiles.

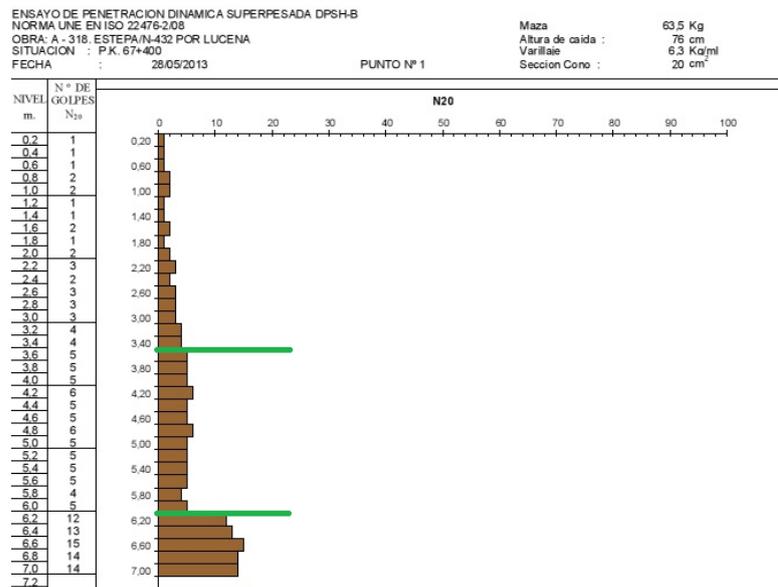


Figura 4.13 Ensayo de penetración dinámica superpesada (S1) que se encuentra dentro del área de investigación, con los límites de las 3 capas observadas. – Cortesía del Laboratorio de Control de Calidad de la Consejería de Fomento y Vivienda de Córdoba.

Otro ejercicio que se ha realizado con la información del sondeo S-1 ha sido establecer condiciones *a priori* en el cálculo inverso. En la figura 4.13 se han marcado con líneas verdes los límites geomecánicos más significativos de la columna. Estos niveles de 3.50 m y 6 m se han establecido como las profundidades fijas que deben tener dos “capas” en los perfiles PE-2 y PE-4 y en los alrededores del sondeo; en concreto entre los 22-27 m en el PE-2 y entre los 5-10 m en el PE-4.

En la figura 4.18 se presentan los modelos resultantes y sus anteriores homólogos. De la comparación entre ellos puede verse como ambas parejas tienen una interpretación geológica similar, pero los modelos condicionados a las dos capas se extienden con una geometría más “forzada” que difícilmente puede explicarse en un deslizamiento de estas características. Por ello, y en vista de un modelo geológico más realista que se expondrá posteriormente, se descarta ambos modelos condicionados por el sondeo.

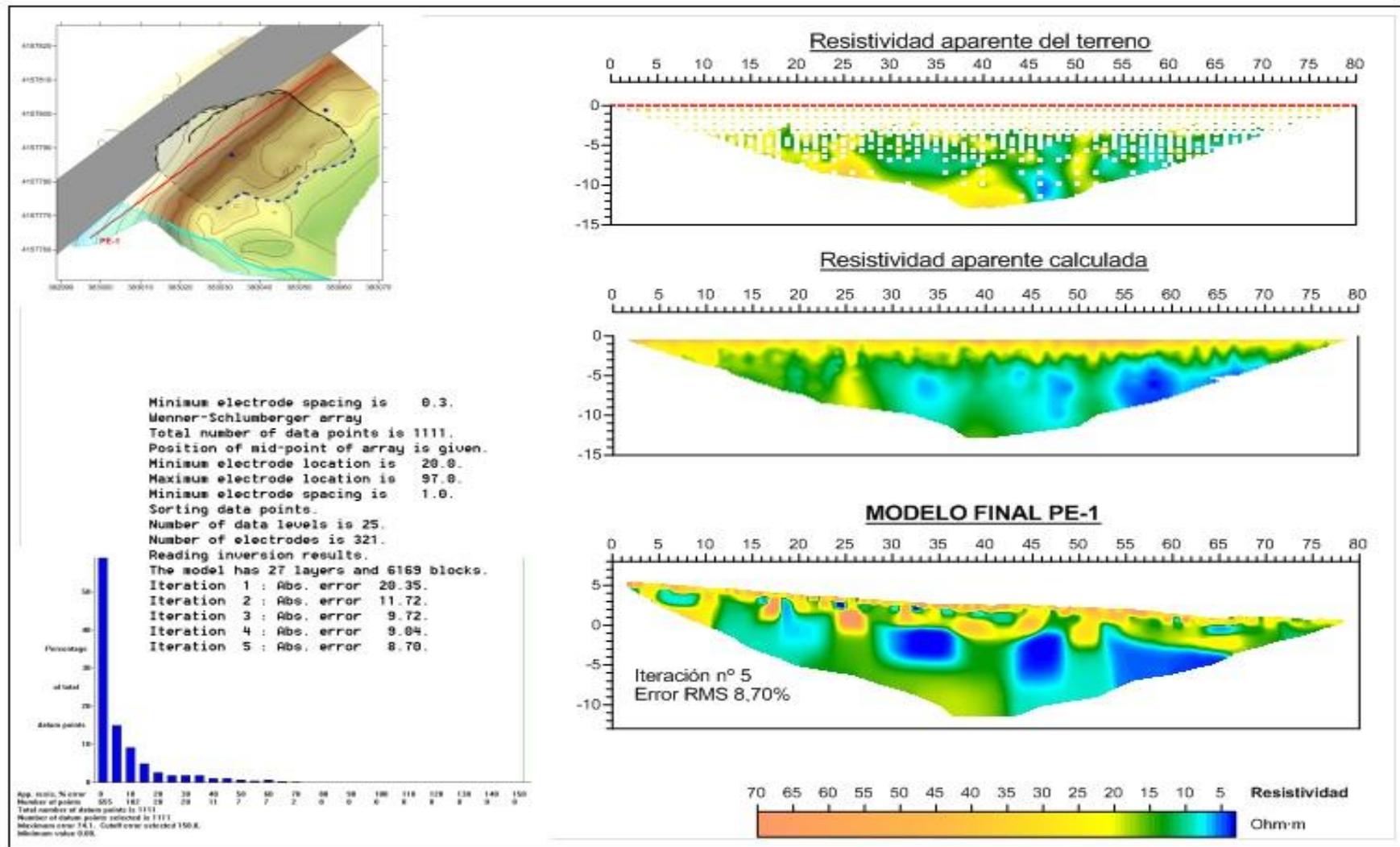


Figura 4.14 Resultados del Perfil PE-1. Pseudosecciones de resistividades aparentes experimentales y calculadas, modelo de resistividades reales.

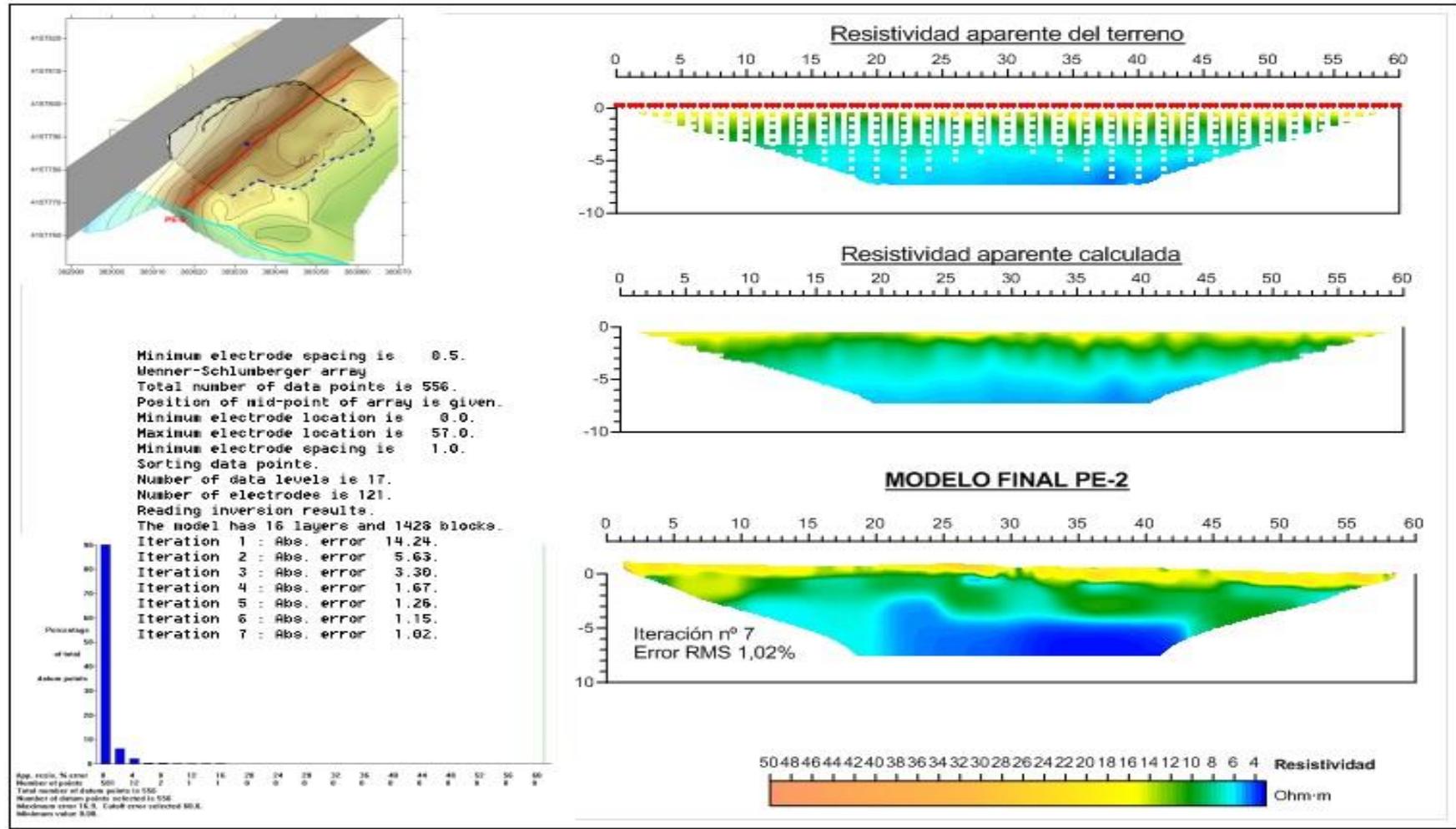


Figura 4.15 Resultados del Perfil PE-2. Pseudosecciones de resistividades aparentes experimentales y calculadas, modelo de resistividades reales.

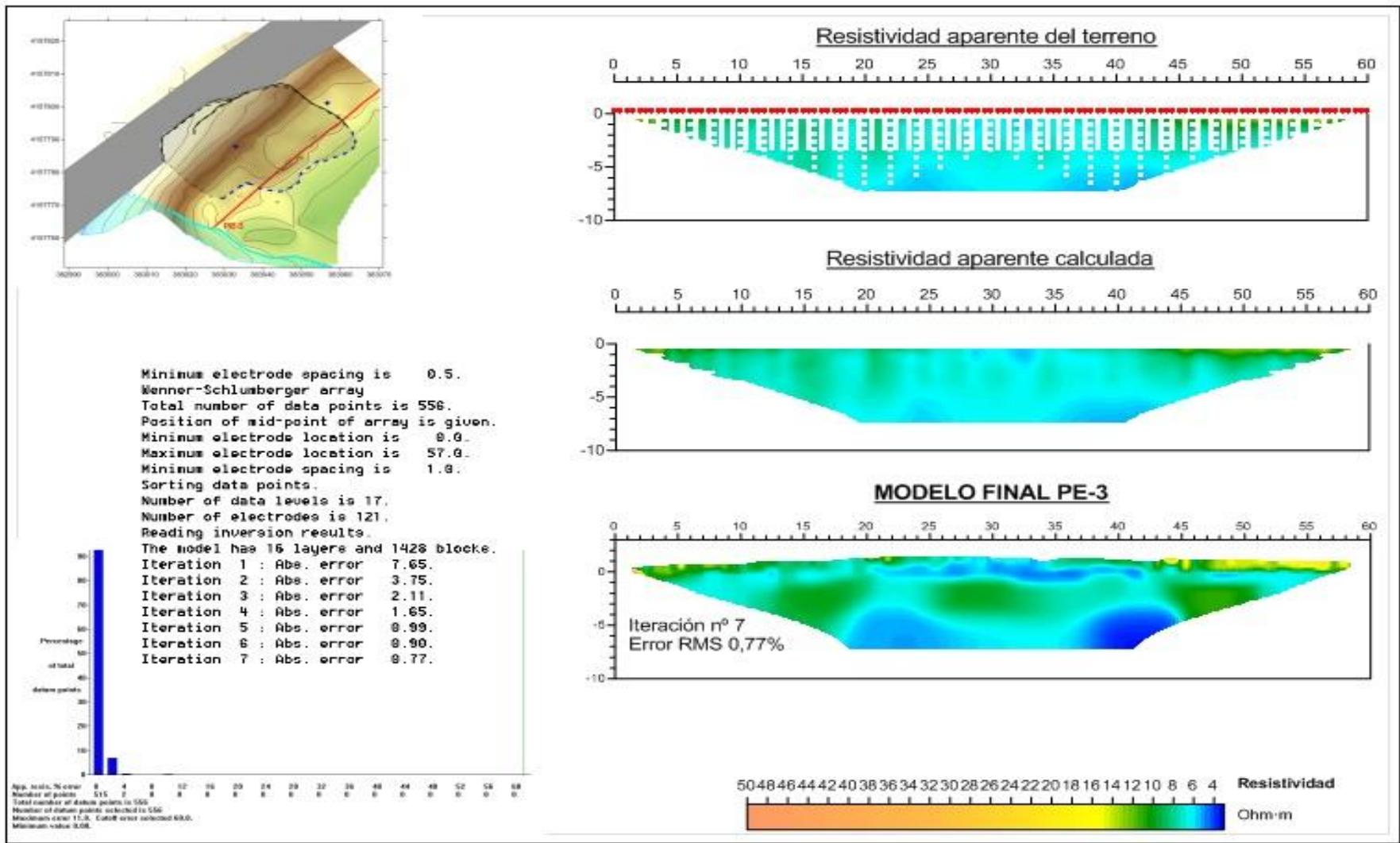


Figura 4.16 Resultados del Perfil PE-3. Pseudosecciones de resistividades aparentes experimentales y calculadas, modelo de resistividades reales.

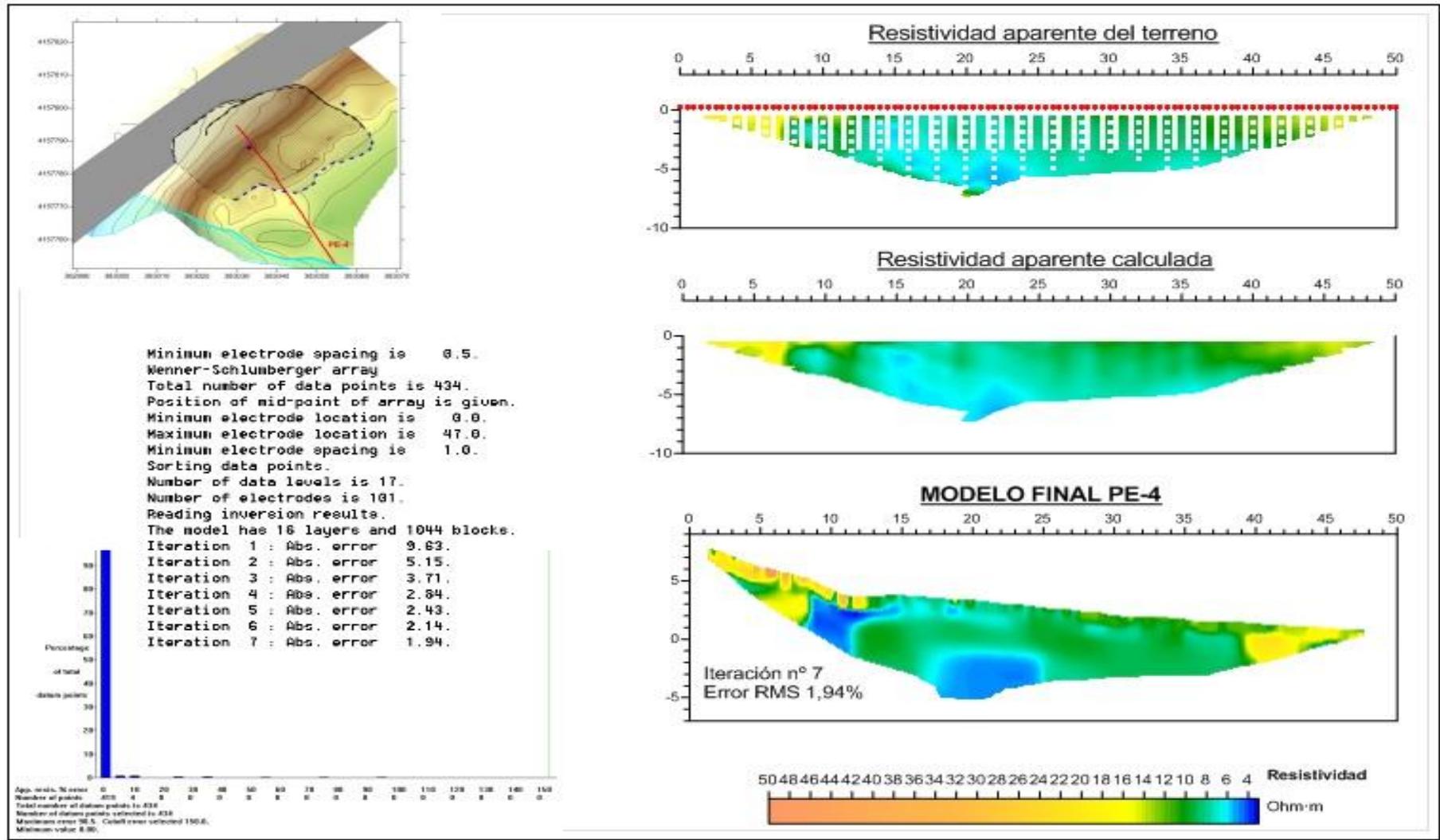


Figura 4.17 Resultados del Perfil PE-4. Pseudosecciones de resistividades aparentes experimentales y calculadas, modelo de resistividades reales.

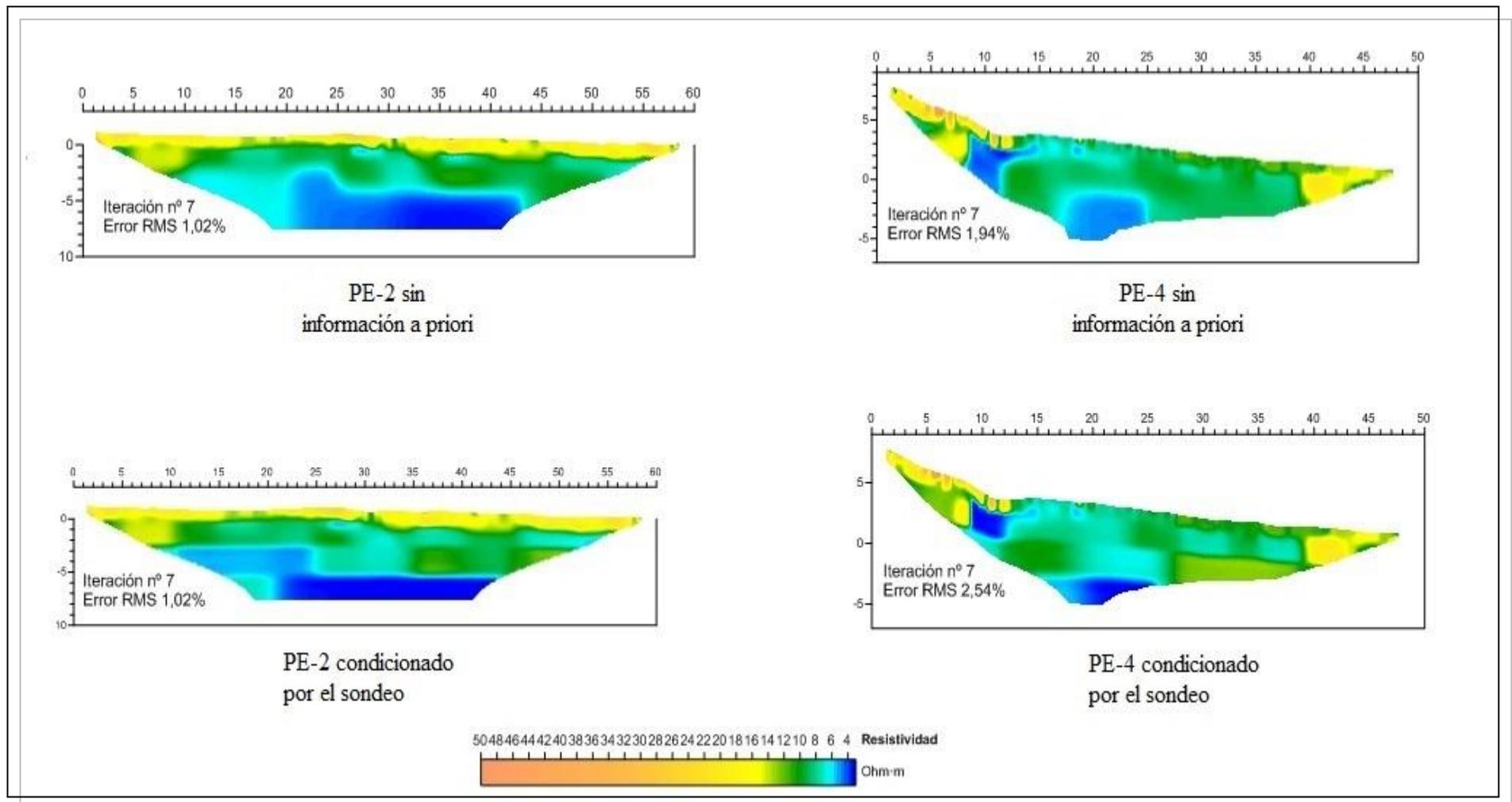


Figura 4.18 Comparativa entre modelos obtenidos aplicando como información a priori antes de la inversión los datos del sondeo S-1 y los modelos resultantes de la segunda inversión, para los perfiles PE-2 y PE-4.

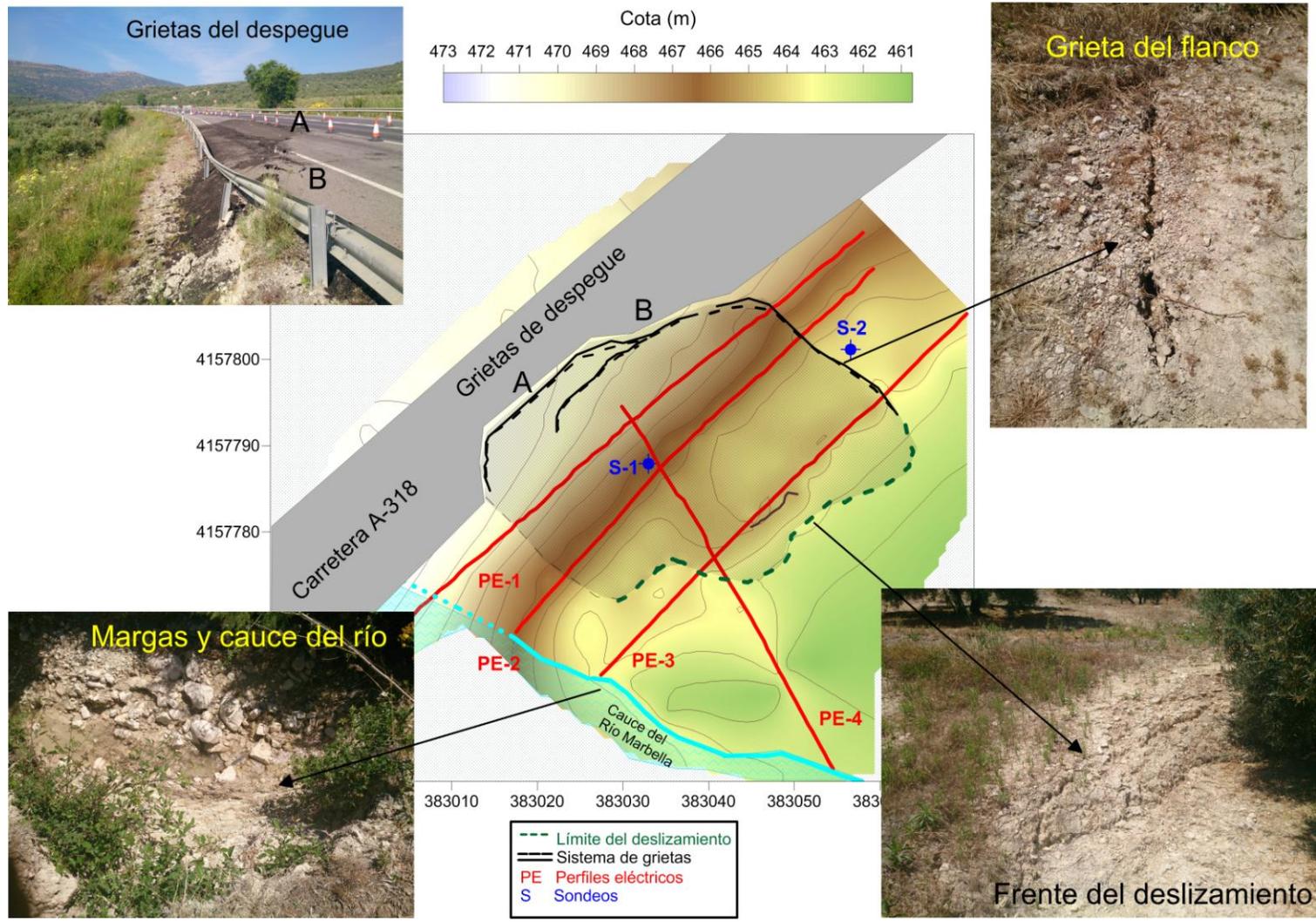


Figura 5.1. Levantamiento topográfico y principales elementos relacionados con el deslizamiento. Esta figura se ha construido para servir de base de interpretación de los perfiles eléctricos.



## 5.- INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

### 5.1 INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES ELÉCTRICOS

#### Perfil PE-4

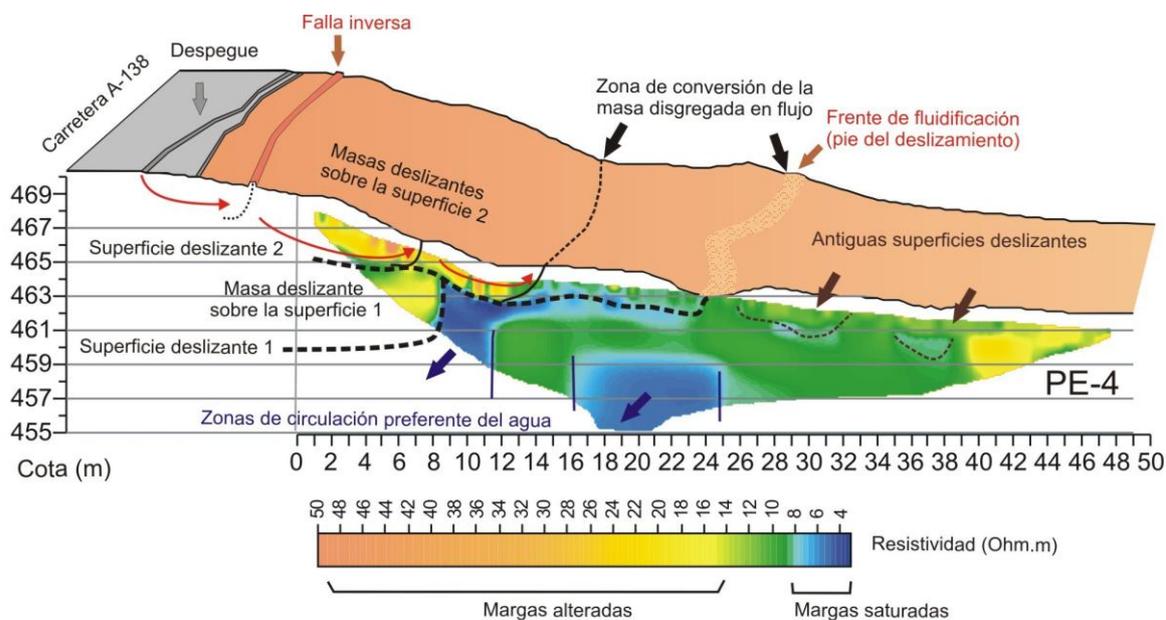


Figura 5.2 Interpretación del perfil PE-4

En primer lugar se ha interpretado el perfil PE-4 debido a que, al transcurrir longitudinalmente al deslizamiento, se dispone de una visión de cómo la masa deslizante progresa a lo largo del terreno. Al disponer de un levantamiento topográfico denso, sobre el perfil se ha trazado su topografía y la de un corte vecino; construyendo una porción superficial del terreno donde se han incorporado una serie de elementos que facilitan la interpretación. Así, se ha representado la zona de despegue ocurrida en la carretera (Figura 2.1b), la microfalla antitética (inversa) cartografiada y el frente de fluidificación.

La correlación de estos caracteres geológicos con las resistividades ha conducido a identificar las margas alteradas, localizadas en los tramos más superficiales y aireados, como el material más resistivo (entre 50-15  $\Omega$ .m), mientras que las margas saturadas de agua se identifican con las resistividades más bajas (entre 3-8  $\Omega$ .m); las resistividades comprendidas entre 8-15  $\Omega$ .m se han atribuido a margas menos húmedas.

En la Figura 5.1 las margas alteradas se han detectado al inicio del perfil, en la zona de despegue del deslizamiento y llegan a los 12 m de longitud. A partir de este hito la capa de masa deslizante se hace más delgada, alcanzando 1 m de grosor aproximado, y el material se vuelve más conductor llegando a los 23-24 m de longitud que es donde se halla el frente del deslizamiento y se frena.

El contacto entre la masa de material deslizante y las margas no alteradas se realiza de forma compleja. En el perfil se detecta una superficie deslizante superior (2) caracterizada por un contacto conductor que se ha atribuido a margas saturadas o con un grado de

humedad suficiente para lubricar el plano de deslizamiento. Sobre esta primera superficie la masa deslizante pasa de margas alteradas resistivas a margas conductoras, esto se ha interpretado como en este deslizamiento transicional se produce una conversión de la masa disgregada en flujo y ello hace reducir la resistividad y el grosor.

Un análisis detallado de la parte superior del perfil pone de manifiesto que hasta los 8 m de longitud se localiza una masa resistiva, lo cual es coincidente con la información del ensayo de penetración dinámica S-1 ubicado a los 7 m de longitud. El nivel de 3.5 m detectado en este ensayo también coincide con la profundidad de la superficie de deslizamiento 2 en esta zona. La falta de datos en los extremos del perfil no permite definir con claridad el contacto entre estas margas inferiores alteradas y las margas saturadas no deslizantes, de forma que la superficie 1 queda poco definida.

Entre los 11 y los 16 m de longitud y a 1.5 m de profundidad aproximada se localiza un aumento de resistividad de las margas no deslizantes que se ha interpretado como una disminución del grado de humedad de éstas; lo cual podría actuar como un elemento más de freno de la superficie 1. El mismo efecto parece ocurrir a los 25 m de longitud, en el pie del deslizamiento, donde las margas situadas a mayor profundidad poseen resistividades medias y coincide con el frenado de la superficie deslizante 1. Más allá del frente de fluidificación, en la parte superficial del perfil, se detectan dos cuerpos de baja resistividad que podrían dar cuenta de trozos de superficies deslizantes pertenecientes a antiguos deslizamientos.

## Perfil PE-1

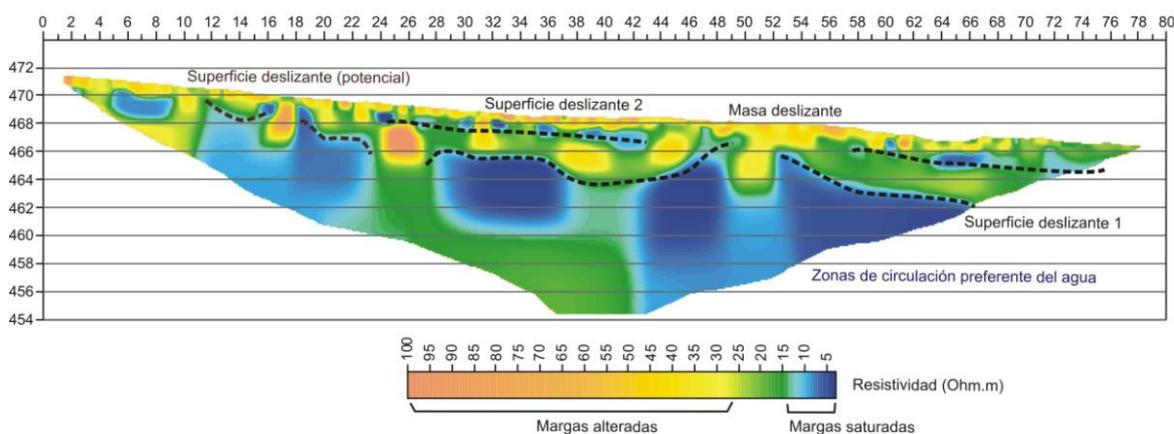


Figura 5.3 Interpretación del perfil PE-1

Este perfil está orientado en dirección SO-NE, tiene 80 m de longitud y recorre transversalmente el deslizamiento en la zona superior de éste, bajo la bionda de la carretera. La ubicación sobre las margas resistivas alteradas ha conllevado a aumentar el extremo resistivo de la escala de representación a 100  $\Omega$ .m.

Se distingue una parte superficial de materiales resistivos que alcanza los 4 m de profundidad media y a continuación un tramo de margas saturadas que parece profundizar más hacia NE. A los 42 m de longitud y a los 8 m de profundidad se detectan margas menos húmedas que podrían actuar como barrera entre los metros 23-28 del perfil y coincide con el flanco lateral del deslizamiento, después de este flanco y en dirección al extremo SO se detecta otro contacto entre margas alteradas y saturadas que potencialmente puede dar lugar a un deslizamiento o lo ha dado con anterioridad.

Entre la masa deslizante se detecta un nivel conductor a 1.5-2 m de profundidad que parece estar cortado a tramos y podría relacionarse con la superficie deslizante 2; en caso de ser cierto estos tramos se corresponderían con las masas secundarias de derrubios de un deslizamiento transicional.

### Perfil PE-2

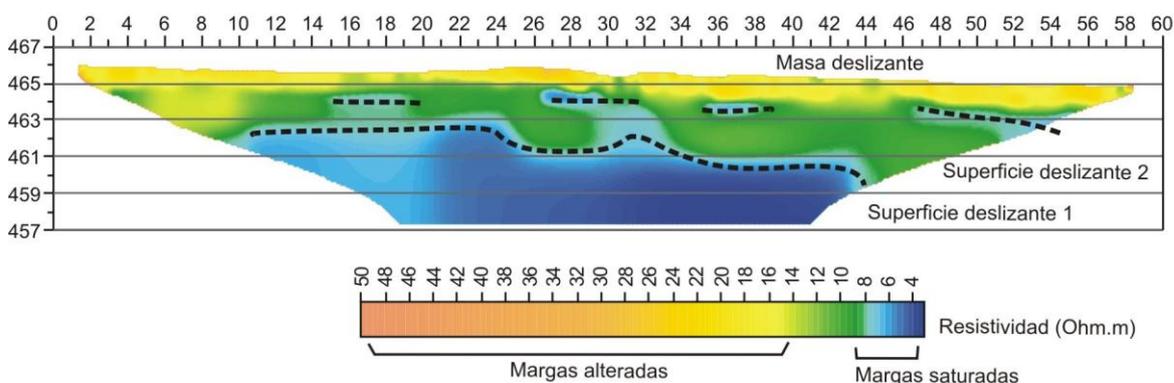


Figura 5.4 Interpretación del perfil PE-2

Este perfil se encuentra orientado en la misma dirección SO-NE que el perfil anterior discurre también paralelo a la carretera pero en una zona más baja del deslizamiento cruzando al perfil PE-4 por el metro 8. La proyección del sondeo S-1 coincide con el metro 25-26 del perfil.

En él se puede observar como la capa superior resistiva de margas alteradas desliza sobre el nivel conductor que discurre a tramos asociado a la superficie 2 y, en este caso, situado alrededor de los 2 m de profundidad. Por debajo de este nivel se detecta una capa de margas menos resistivas y algo más consolidadas cuya base define la superficie deslizante 1.

### Perfil PE-3

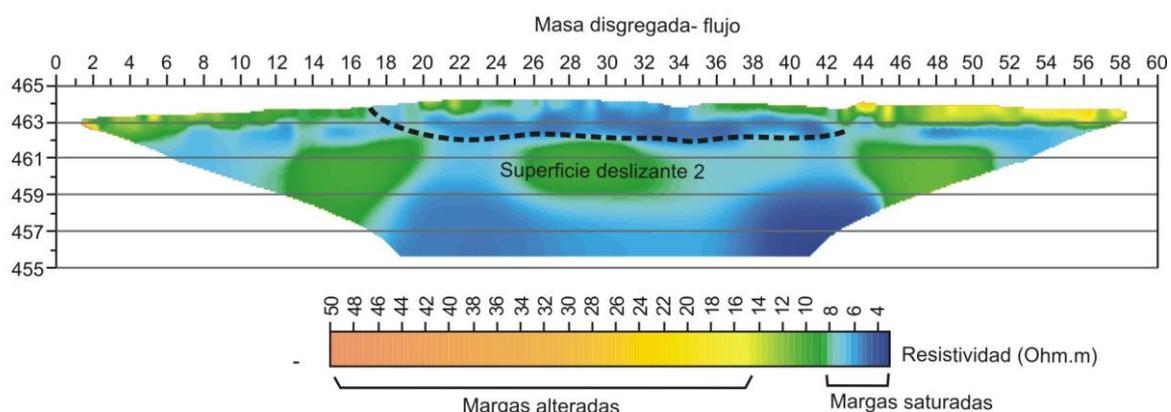


Figura 5.5 Interpretación del perfil PE-3

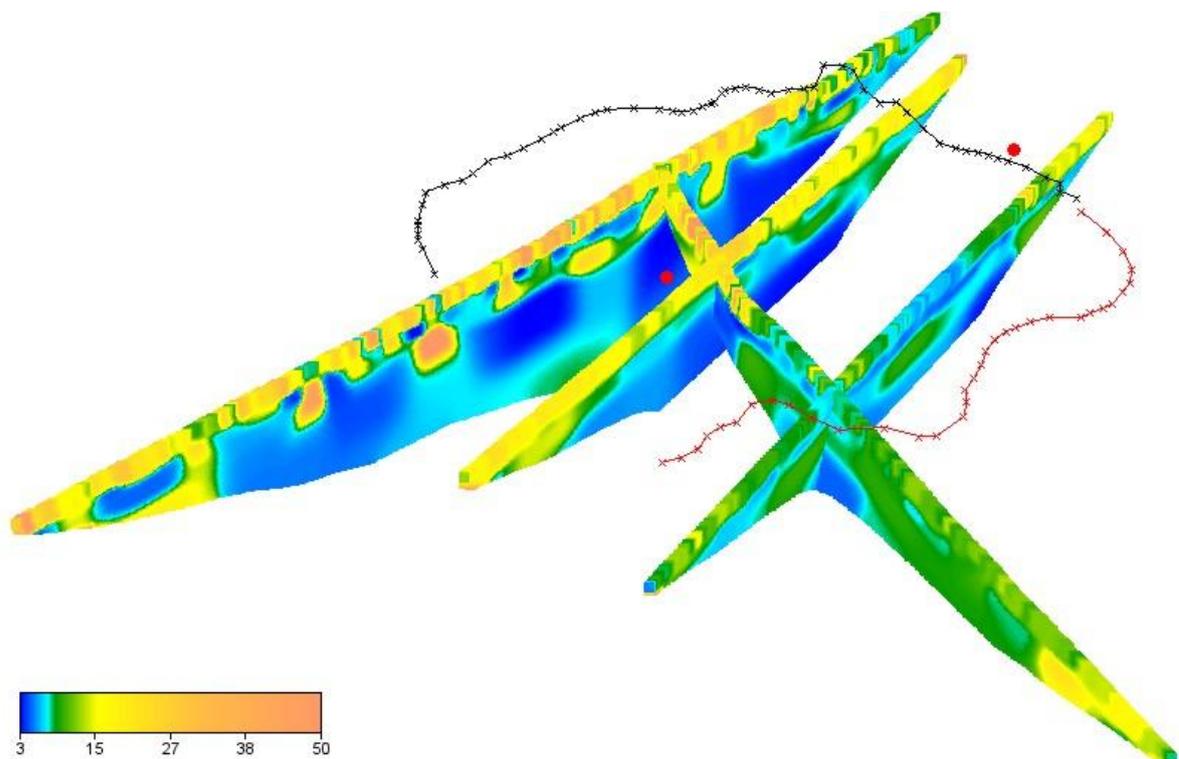
Como sus dos predecesores, este perfil también discurre transversal al deslizamiento y se halla cerca del pie del deslizamiento y cruza al perfil PE-4 por el metro 20. En este caso la masa deslizante se caracteriza por bajas resistividades estando de acuerdo con la interpretación de zona de flujo. Por debajo de los 2 m de profundidad las margas se hallan

saturadas en la parte central del perfil, pero en los laterales se detectan dos cuerpos margosos con menor humedad que coinciden con los flancos laterales del deslizamiento de modo que podrían actuar de retenes. En ambos extremos, por detrás de estas masas, se detecta el nivel conductor y una situación parecida que muy probablemente responda a antiguos deslizamientos.

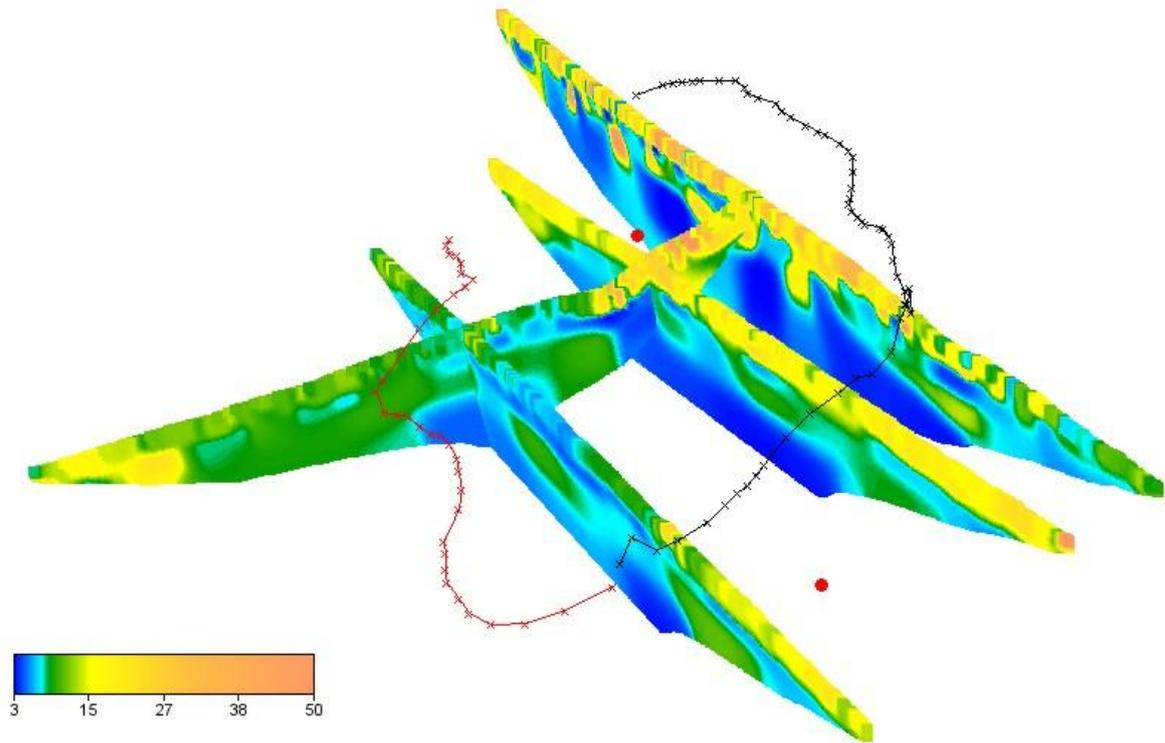
## 5.2 INTERPRETACIÓN CONJUNTA

En la figura siguiente (Figura 5.6) se presentan dos visiones 3D de los perfiles eléctricos junto con los elementos más significativos del deslizamiento. Como puede observarse el flanco oeste del deslizamiento no ha sido cartografiado porque no era visible en superficie. No obstante, mediante la correlación de las resistividades puede inferirse este límite en profundidad. A partir de ellas también se aprecia como la masa deslizada es mucho más potente hacia la parte este.

Justo en el cruce del perfil PE-2 con el perfil PE-4 (8 y 25 m respectivamente) se produce el colapso de la superficie deslizante 1, ello queda reflejado en la disminución encontrada de las resistividades de la capa inferior. Mientras la conversión de la masa disgregada a flujo queda reflejada por la desaparición de las altas resistividades de la masa superficial detectada entre los 13-14 m del perfil PE-4 que es coincidente con las resistividades de la parte superficial del perfil PE-3. Otro aspecto a tener en cuenta es que la detección por tramos de la superficie deslizante 2 en los perfiles transversales parece indicar que la masa se ha movido en forma de grupos de derrubios; desplazándose éstos de manera algo diferenciada.



(a)



(b)

Figura 5.6. Visiones conjuntas 3D de los perfiles eléctricos. Sobre ellos se han marcado los límites cartografiados del despegue, el flanco lateral este y el pie del deslizamiento. En rojo se marcan los sondeos realizados.



---

## 6.- CONCLUSIONES

La prospección geofísica realizada sobre el deslizamiento de Doña Mencía (Córdoba) con el método de prospección de tomografía eléctrica ha permitido concluir los siguientes puntos:

- ✓ Con los perfiles eléctricos se han establecido las zonas de margas alteradas caracterizadas por resistividades superiores a  $15 \Omega.m$  y que son la principal masa deslizante. Por debajo de este valor, la disminución de su valor está ligado a un mayor grado de humedad del material y no a un nivel mayor de alteración. El techo de estas margas no alteradas constituye las superficies de deslizamiento.
  
- ✓ Apoyándose en la información geológica y geotécnica se han determinado dos superficies de deslizamiento: una inferior que se situaría alrededor de los 5-6 m de profundidad y otra más superficial situada entre 1-2 m de profundidad. Ambos planos están definidos por la isolínea de  $8 \Omega.m$ . Correlacionando los 4 modelos eléctricos, parece ser que la superficie de deslizamiento 1 (la más profunda) es continua en extensión horizontal pero se interrumpe a los 14 m de longitud respecto de la cicatriz de despegue; mientras que la superficie de deslizamiento 2, más superficial se ha interpretado que es discontinua en extensión (troceada) coincidiendo con los derrubios superficiales de un deslizamiento transicional.
  
- ✓ A partir de las correlaciones de resistividades también se ha detectado una zona, entre los 20 y 21 m de longitud respecto de la cicatriz de despegue, donde se produce una conversión de la masa deslizante en flujo. Esta conversión está ligada a una disminución de resistividad del tramo superior y, a través de los perfiles eléctricos, se intuye como el descenso progresivo iría indicando como las margas alteradas que al inicio van deslizándose en bloque, al llegar a este límite la masa empieza a disgregarse pasando a ser un flujo conductor hasta el pie del deslizamiento.
  
- ✓ A partir de la geometría del material deslizante y de los datos topográficos, se estima un volumen de masa deslizada 1 de  $2052 m^3$  ( $513 m^2$  de área por 4 m de grosor aproximado) en profundidad. y un volumen de masa deslizada 2 superficial de  $1121 m^3$  ( $1121 m^2$  de área por 1 m de grosor aproximado). Si se tiene en cuenta que la densidad de las margas oscila entre 1.4 y 1.5, y que este valor debe ser rebajado en este estudio puesto que contienen un contenido importante en agua, se puede realizar una estimación de la cantidad de masa desplazada. Así, para la masa deslizada 1 con un gran contenido en agua se estima una densidad entre 1.2 y 1.3, obteniéndose unos valores entre 2462 y 2667 Toneladas; y para la masa deslizada 2 al estar más aireada se estima una

---

densidad de 1.3 y 1.4, por lo que se obtiene unos valores entre 1457 y 1569 Toneladas.

- ✓ A nivel geotécnico parece ser que el causante del frenado de las superficies deslizantes son las margas menos húmedas (entre 8- 15  $\Omega$ .m), las cuales no solo actúan como diques condicionando las superficies deslizantes, sino que también actúan modelando los flancos del deslizamiento.

En cuanto a metodología es importante señalar que en estos tipos de estudios es siempre necesario realizar, cuanto menos, un perfil longitudinal al deslizamiento que pase, a ser posible, por el eje de simetría del mismo; y una serie de perfiles transversales. Solo así se pueden correlacionar los datos de forma tridimensional. Así mismo, junto con los perfiles eléctricos también debe realizarse una topografía de detalle, donde queden reflejados todos los elementos significativos: principales grietas, flancos, pie del deslizamiento, etc. Ello suministra una útil información que combinada con la eléctrica es valiosa para tomar medidas correctoras.

Finalmente concluir que el ensayo realizado apoya la propuesta de que la tomografía eléctrica es un método muy adecuado en el reconocimiento de deslizamientos; no solo en su fase activa donde la facilidad de instalación del dispositivo permite actuar y obtener información antes que pueda entrar la maquinaria pesada necesaria para realizar los análisis geotécnicos; sino también en fases preliminares para evaluar el riesgo de posibles deslizamientos o bien en fases posteriores para estimar la bondad de las medidas correctoras aplicadas: secado de las masas deslizadas, efecto de los diques y del drenaje aplicado, etc.

---

## 7.- BIBLIOGRAFÍA

- Antoine, P. (1992): "Problems linked to the instability of large-scale slopes – Geological aspects". Bulletin of the International Association of Engineering Geology of l'Association Internationale de Géologie de l'ingénieur, nº 45.
- Apparao, A.; Sastry, R. S. & Sarma V. S. (1997): "Depth of detection of buried resistive targets with some electrode arrays in electrical prospecting". Geophysical Prospecting, 45, pp. 365-375.
- Azañón, J. M.; Peña, J. A.; Teixidó, T.; Mateos, R.; Yesares, J.; Delgado, J. y Tsiege, M. (2009): "Evaluación de la eficacia de los sistemas de drenaje mediante tomografía eléctrica en el deslizamiento de Diezma (Granada)". VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Barcelona. 12 págs.
- Bernard, J. (2006): "Training course on electrical methods. Principles field operation interpretation". Iris instruments. 29 págs.
- Burger, H. R.; Sheehan, A. F. & Jones, C. H. (1992): "Introduction to Applied Geophysics – Exploring the shallow subsurface". W. W. Norton & Company. 600 págs.
- Cervantes, B.; Poláček, A. & Rysavka, J.: "Contribution of electrical resistivity tomography applied to the slope deformation survey in Lidecko". GeoScience Engineering LVIII (2), pp. 7-15, ISSN 1802-5420.
- Comte, J. C. (2008): "Apport de la Tomographie Electrique a la modelisation des écoulements densitaires dans les aquifers cotiers". Tesis Doctoral. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse. 200 págs.
- Copons Llorens, R y Tallada Masquef, A. (2009): "Movimientos de Ladera". Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (17,3), pp. 284-294. ISSN: 1132-9157.
- Corominas, J. (2006): "El clima y sus consecuencias sobre la actividad de los movimientos de ladera en España". Revista C&G, 20, (3-4). ISSN 0214-1744.
- Corominas, J. (2004): "Tipos de rotura en laderas y taludes". Carlos López-Jimeno (editor). Ingeniería del Terreno (Ingeo Ter 4). E. T. S. I. Minas – Universidad Politécnica de Madrid, Madrid. 447 págs.
- Corominas, J y García Yagüe, A. (1997): "Terminología de los movimientos de ladera". IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables". Granada. Vol. 3, pp. 1051-1072.
- Cruden D. M. & Varnes D. J. (1996): "Landslide types and processes". Turner A. K.; Shuster R. L. (eds) Landslides: Investigation and Mitigation. Transp. Res. Board, Spec. Rep 247, pp. 36-75.
- Dahlin, T. (2000): "Short note on electrode charge-up effects in DC resistivity data acquisition using multi-electrode arrays". Geophysical Prospecting, 48, pp. 181-187.

- 
- Di Maio, R. & Piegari, E. (2012): "A study of stability analysis of piroclastic covers based on electrical resistivity measurements". *Journal of Geophysics and Engineering*, 9(2), 191.
- Drahor, M. G.; Goktürkler G.; Berge, M. A. & Kurtulmus T. Ö. (2006): "Application of electrical resistivity tomography technique for investigation of landslides: a case from Turkey". *Environ Geol.* 50, pp. 147-155.
- Ellis, R. G. & Oldenburg, D. W. (1994): "The pole-pole 3-D DC-resistivity inverse problem: a conjugate-gradient approach". *Geophys. J. Int.* 119, pp. 187-194.
- Ferrer, M. (1988): "Deslizamientos, desprendimientos, flujos y avalanchas". *Riesgos Geológicos. Serie Geología Ambiental. I. G. M. E. Madrid.* pp. 175-192.
- Friedel, S.; Thielen, A.; Springman, S. M. (2006): "Investigation of a slope endangered by rainfall-induced landslides using 3D resistivity tomography and geotechnical testing". *Applied Geophysic. Artículo en prensa*, 15 págs.
- Gabàs I Gasa, A. (2003): "Nous aspects metodològics en l'exploració elèctrica i electromagnètica". Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona. 254 págs.
- García Artigot, E. (2011): "Aplicación del Método Eléctrico (2D) para caracterizar el entorno geo-arqueológico de la Motilla de la Vega". Tesis de Máster. Universidad de Granada. 102 págs.
- González de Vallejo, L. (2002): "Ingeniería Geológica". Pearson Educación. 744 págs.
- González Gómez, Elena (2003): "Aspectos geomecánicos de los deslizamientos rápidos: modelización y diseño de estructuras de contención". Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Madrid. 456 págs.
- Iakubovskii, Iu. V. & Liajov L. L. (1980): "Exploración eléctrica". Editorial Reverté, S. A. 421 págs.
- Reseña Vértice Geodésico. Instituto Geográfico Nacional (IGN). [ftp://ftp.geodesia.ign.es/Red\\_Geodesica/Hoja0967/096773.pdf](ftp://ftp.geodesia.ign.es/Red_Geodesica/Hoja0967/096773.pdf)
- Instituto Geológico Minero de España (I. G. M. E.): Hoja MAGNA nº 967 (Baena). Escala 1:50.000.
- Jiménez Perálvarez, J. D. (2005): "Análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante un SIG en la cuenca vertiente al embalse de Rules, Granada". Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 90 págs.
- Kemna, A.; Vanderborght, J.; Kulesa, B.; Vereecken, H. (2002): "Imaging and characterization of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models". *Journal of Hydrology* 267, pp. 125-146.
- Lines, L. R. & Treitel, S. (1984): "A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems". *Geophysical Prospecting* 32 (2), pp. 159-186.
- Loke, M. H. & Dahlin, T. (1997): "A combined Gauss-Newton and quasi-Newton inversion method for the interpretation of apparent resistivity pseudosections". 3<sup>a</sup> Meeting of the Environmental and Engineering Geophysics Society, Denmark.

- 
- Loke, M. H. (2002): "The use of constraints in 2D and 3D resistivity modeling". Paper submitted to the 8º EEGS-ES Meeting, Portugal. 4 págs.
  - Loke, M. H. (2009): "RES2DINV ver. 3.58 – Rapid 2-D Resistivity & IP inversión using the least-squares method". 148 págs.
  - Loke, M. H. (2010): "2-D and 3-D electrical imaging surveys". 147 págs.
  - López Hidalgo, A. A.; Loke, M. H.; Óscar Fantón, G.; Cara Rubí, E. (2006): "Técnicas prácticas para investigación de resistividad en dos y tres dimensiones (Tomografía eléctrica 2D y 3D)". Publicada en la página de geofísica "Geolectrical.com". 36 págs.
  - "Manual de instrucciones del Resistivímetro SAS 1000". ABEM Instrument AB. 92 págs.
  - "Multilingual Landslide Glossary". The International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party for World Landslide Inventory (1993). The Canadian Geotechnical Society. BiTech Publishers Ltd.
  - Orellana, E (1982): "Prospección geoelectrica en corriente continua". Biblioteca Técnica Philips. 580 págs.
  - Pekeris, C. L. (1940): "Direct method of interpretation in resistivity prospecting". *Geophysics*, 5, pp. 1-31.
  - Perrone, A.; Piscitelli, S. & Lapenna, V. (2012): "Electrical resistivity tomographies for landslide monitoring: a review". *Berichte Geol. B.-A.*, 93, ISSN 1017-8880 – Applications in Landslide Monitoring.
  - Popescu, M. E. (2002): "Landslide Causal Factors and Landslide Remedial Options". 3º International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures, Singapore, pp. 61-81.
  - Ruiz Ortiz, P. A. (1980): "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril-prov. de Granada y Jaén)". Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 254 págs.
  - Salem, H. S. (2001): "Modelling of Lithology and Hydraulic Conductivity of Shallow Sediments from Resistivity Measurements Using Schlumberger Vertical Electric Soundings". *Energy Sources* 23, pp. 599-618.
  - Santacana Quintás, N. (2001): "Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfica. Aplicación a la cuenca alta del río Llobregat". Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. 399 págs.
  - Sharpe, C. F. S. (1938): "Landslides and Related Phenomena: A Study os Mass-movements of Soil and Rock". Columbia University Press, 137 págs.
  - Skinner, B. J. & Porter, S. C. (1992): "The dynamic Earth: an introduction to physical geology". II edition, John Wiley & Sins, Inc, New York. 570 págs.

---

- Teixidó, T.; Artigot, E. G.; Peña, J. A.; Molina, F.; Nájera, T. y Carrión, F. (2013): "Geoarchaeological Context of the Motilla de la Vega Site (Spain) Based on Electrical Resistivity Tomography". *Archaeological Prospection*, 20, pp. 11-22.

- Varnes, D. J. (1978): "Slope movement types and processes". Special Report 176: *Landslides: Analysis and Control* (Eds: Scuster, R. L. & Krizek, R. J.). Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C., pp. 11-33.

- Wolke, R. & Schwetlick, H. (1988): "Iterative reweighted least squares algorithms, convergence analysis, and numerical comparisons". *SIAM Journal of Scientific and Statistical Computations*, 9, pp. 907-921.

Yilmaz, S. (2011): "A case study of the application of electrical resistivity imaging for investigation of a landslide along highway". *International Journal of the Physical Sciences* Vol. 6 (24), pp. 5843-5849, ISSN 1992-1950.