



Proyecto GC-GEOTERMIA_01

VOLUMEN V. Estudio geofísico del subsuelo de Gran Canaria mediante el método magnetotelúrico con fines de exploración geotérmica



ÍNDICE

1.		INTRODUCCIÓN	6
2.		OBJETIVOS	
3.		METODOLOGÍA	11
3	8.1.	DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	11
3	3.2.	Procedimiento de medida de un sondeo magnetotelúrico	16
3	3.3.	MAPA DE LOCALIZACIÓN DE LOS PUNTOS DE MEDIDA	19
3	3.4.	PROCESADO DE LOS DATOS	21
3	3.4.1.	ANÁLISIS DEL RUIDO DE LAS SERIES TEMPORALES MAGNETOTELÚRICAS	21
3	3.4.2.	Referencia remota	22
3	8.4.3.	CONVERSIÓN DEL DOMINIO DEL TIEMPO AL DOMINIO DE LA FRECUENCIA	23
3	8.4.4.	ESTIMACIÓN DE LAS RESPUESTAS MAGNETOTELÚRICAS	23
3	8.5.	ANÁLISIS DE LA DIMENSIONALIDAD GEOELÉCTRICA DE LOS DATOS	25
3	8.5.1.	EL MÉTODO DEL TENSOR DE FASE	26
3	3.5.2.	EL CÓDIGO WALDIM	33
4.		MODELIZACIÓN 3D	
5.		RESULTADOS	
5	5.1.	DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA A DIFERENTES PROFUNDIDADES	39
5	5.2.	DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA EN PERFILES VERTICALES	40
-			
6.		DISCUSIONES Y CONCLUSIONES	43
7.		REFERENCIAS	49
8.		ANEXOS	52
8	3.1.	TABLA DE LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES	52
8	3.2.	GRÁFICOS DE RESISTIVIDAD APARENTE Y FASE PARA LOS DIFERENTES SONDEOS MAGNETOTELÚRICOS	54
8	3.3.	DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA A DIFERENTES PROFUNDIDADES	151
8	3.4.	DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (SUR – NORTE)	162
8	3.5.	DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (DESTE – ESTE)	168



LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Esquema de un sistema geotérmico profundo (modificado de http://www.bgs.ac.uk/research/energy/geothermal) (Piña-Varas, 2014).	7			
Figura 1.2. a) Modelo conceptual de un sistema geotérmico convectivo (Muñoz, 2014). b) Sistema geotérmico localizado en una zona con fuertes pendientes (Anderson et al., 2000).				
Figura 3.1. Valores de resistividad eléctrica de los materiales más comunes en la corteza terrestre (modificado de Miensopust, 2010).				
Figura 3.2. Ejemplo de modelos geoeléctricos 1D, 2D y 3D.	15			
Figura 3.3. Instrumentación utilizada en la campaña de campo. A) Detalle de la instalación de un sensor eléctrico. B) Equipo de registro Metronix ADU-07 conectado al ordenador portátil y preparado para iniciar el registro. C) Detalle de la instalación de un sensor magnético.				
Figura 3.4. Disposición de los sensores eléctricos (Ex e Ey) y magnéticos (Hx, Hy y Hz) en el campo. Todos los sensores quedan conectados a la estación de registro ADU-06 y ADU-07 mediante cables.	18			
Figura 3.5. Estudio magnetotelúrico del subsuelo en la isla de Gran Canaria. En rojo, se representan los 100 puntos de muestreo medidos del presente estudio (año 2017).	20			
Figura 3.6. Series temporales correspondientes a las estaciones de MT 3 y 63. En color rojo se recogen algunos de los segmentos ruidosos que no van a ser utilizados en las fases de procesado. En color celeste se muestran los segmentos que no están afectados por el ruido cultural y que se utilizarán para la fase de procesado.	22			
Figura 3.7. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 74.	24			
Figura 3.8. Elipses del tensor de fases para una frecuencia de 0.00195 Hz (período de 512.03277 s).	28			
Figura 3.9. Elipses del tensor de fases para una frecuencia de 0.03125 Hz (período de 32 s).	28			
Figura 3.10. Elipses del tensor de fases para una frecuencia de 64 Hz (período de 0.01563 s).	29			
Figura 3.11. Elipses del tensor de fases para una frecuencia de 1024 Hz (período de 0.00098 s).	29			
Figura 3.12. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 0.001 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).				



Figura 3.13. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 0.01 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).	30
Figura 3.14. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 0.1 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).	31
Figura 3.15. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 1 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).	31
Figura 3.16. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 10 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).	32
Figura 3.17. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 100 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).	32
Figura 3.18. Resultado del análisis de la dimensionalidad de las estructuras geoeléctricas de la zona de estudio para una frecuencia de 0.00391 Hz (período de 255.75448 s).	34
Figura 3.19. Resultado del análisis de la dimensionalidad de las estructuras geoeléctricas de la zona de estudio para una frecuencia de 0.0312 Hz (período de 32.05128 s).	35
Figura 3.20. Resultado del análisis de la dimensionalidad de las estructuras geoeléctricas de la zona de estudio para una frecuencia de 64 Hz (período de 0.01563 s).	35
Figura 3.21. Resultado del análisis de la dimensionalidad de las estructuras geoeléctricas de la zona de estudio para una frecuencia de 1020 Hz (período de 0.00098 s).	36
Figura 4.1. Vista tridimensional del modelo de resistividades mostrando algunas de las características incluidas, como son la topografía, la batimetría y el mar. A) Topografía y batimetría incluidas en el modelo (el océano no está representado en esta figura). B) Mismo modelo que el mostrado en A, pero ahora también incluyendo el océano, que se mantuvo como un elemento fijo durante la inversión. La escala vertical representado la profundidad en metros; la escala horizontal muestra la distancia en metros; la escala de color representa la resistividad aparente en Ohm.	38
Figura 5.1. Estructura superficial. Cortes horizontales del modelo final a una cota de 0 metros (izquierda) y de -1000 metros (derecha) respecto al nivel del mar. Línea negra: límite de la isla; línea roja: caldera de Tejeda.	39
Figura 5.2. Estructuras profunda. Cortes horizontales del modelo final a una cota de -3000 metros (izquierda) y de -5000 metros (derecha) respecto al nivel del mar. Línea negra: límite de la isla; línea roja: caldera de Tejeda.	40
Figura 5.3. Cortes verticales del modelo final en dirección N-S. Escala vertical: cota en metros s.n.m; escala horizontal: distancia en metros; exageración	41



vertical x5.

Figura 5.4. Cortes verticales del modelo final en dirección E-O. Ver figura 28,42panel superior, para conocer la localización. Escala vertical: cota en metross.n.m; escala horizontal: distancia en metros; exageración vertical x5.

Figura 6.1. Comparación de diferentes modelos y datos geofísicos. A) Modelo 44 de resistividad eléctrica a -5 km s.n.m; B) Modelo de velocidades sísmicas (Vp) a -5 km s.n.m (Krastel and Schminke, 2002);C) Modelo de densidades a -6 km s.n.m (Camacho et al., 2000); D) Mapa de las anomalías magnéticas de Gran Canaria (Blanco-Montenegro et al., 2003). Línea blanca discontinua: zonas de mayor densidad extraídas del modelo de densidad (panel C); Línea blanca continua: Máximo gradiente horizontal de Vp observado en el modelo de velocidades sísmicas (panel B); Línea gris discontinua: alineamientos magnéticos propuesto por Blanco-Montenegro et al. (2003).

Figura 6.2. A) Distribución del vulcanismo más reciente de Gran Canarias, 45 relacionado con una zona de rift NO-SE (Carracedo y Troll, 2016). B) Secciones horizontales del modelo 3D de MT a diferentes profundidades respecto al nivel del mar, mostrando la coincidencia entre la zona de rift y el cambio brusco en los valores de resistividad en el sector N de la isla.

Figura 6.3. Comparación de la estructura profunda mostrada en el modelo de46MT (-5 km s.n.m) y los escudos basálticos propuestos por Schmincke (1993).

Figura 6.4. Resistividades inferiores o iguales a 10 Ohm.m. A) Sección 47 horizontal del modelo 3D de MT a -660 m s.n.m; B) Sección horizontal del modelo 3D de MT a -2408 m s.n.m.



LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1. Criterios de dimensionalidad según los valores de los invariantes33WAL del tensor magnetotelúrico (modificado por Weaver et al., 2000).



1. INTRODUCCIÓN

La energía geotérmica es una fuente de energía renovable y limpia que se obtiene del subsuelo mediante el aprovechamiento del calor proveniente desde las capas más internas de la Tierra y que se transmite por conducción o convección, dándose procesos en los que las rocas calientes y los fluidos interaccionan, dando lugar a un sistema geotérmico. Su aprovechamiento precisa del estudio previo de las estructuras geológicas que pudieran retener un elevado potencial geotérmico. La búsqueda de estos recursos geotérmicos ha estado propiciada en las últimas décadas con el desarrollo de la geotermia, así como la necesidad de buscar nuevas fuentes de energías que permitan liberar los sistemas energéticos mundiales de la dependencia energética de los combustibles fósiles y otras fuentes de energía poco respetuosas con el medio ambiente.

En España, las islas Canarias son un archipiélago de islas de origen volcánico que pueden presentar un elevado potencial geotérmico debido a los importantes flujos de calor que irradian los diferentes cuerpos magmáticos. El archipiélago canario es el único territorio español volcánicamente activo en la actualidad considerándose un área especialmente interesante para el aprovechamiento geotérmico al presentar sistemas geotérmicos de media y alta entalpía. De entre todas las islas que conforman el archipiélago, Gran Canaria es una de las islas que presenta mayores oportunidades para la puesta en marcha de grandes proyectos para el aprovechamiento de los recursos geotérmicos como nueva fuente de energía renovable debido a que su subsuelo ha sido ampliamente estudiado.

Un sistema geotérmico consiste en un reservorio geológico presente en el subsuelo que contiene una enorme cantidad de calor cuya extracción podría permitir la generación de energía eléctrica. Estos reservorios pueden localizarse en zonas estables donde no existe actualmente ningún tipo de fuente que lo alimente de calor con un gradiente geotérmico normal, donde los fluidos pueden encontrarse en rangos de temperatura de 40 – 90 °C y cuyo uso estaría limitado. Sin embargo, existen otros reservorios que se ubican en zonas geológicamente activas donde los flujos geotérmicos son elevados, alcanzando los fluidos temperaturas superiores a los 150 °C. Estos sistemas geotérmicos son comunes en las zonas volcánicas y están alimentados por los grandes flujos de calor provenientes de los cuerpos magmáticos presentes a grandes profundidades. Estos sistemas geotérmicos (Figura 1.1) están compuestos por cuatro partes principales:



- Fuente de calor. Se trata de una estructura geológica que presenta una temperatura elevada en comparación con el terreno que lo circunda, generando una gran cantidad de calor que irradia hacia el exterior. En el caso de las áreas volcánicas, se trata de un cuerpo magmático somero.
- Sistema reservorio/sello. El reservorio consiste en un volumen de roca permeable en cuya estructura se encuentra un fluido que está siendo continuamente calentado y del cual se puede extraer el calor. En cuanto al sello, se trata de una roca de baja permeabilidad situada sobre el reservorio que actúa como una barrera que impide que escapen los fluidos y, por lo tanto, evita la disipación de la energía.
- Fluido. Es el medio por el cual se transporta el calor atrapado en el matriz del reservorio, al cual recarga de más fluido con las aportaciones externas.
- Área de recarga. Se trata de una zona alejada del reservorio a través del cual los nuevos fluidos ingresan en el sistema hidrotermal. No está afectado por la anomalía geotérmica pero se encuentra conectado mediante los fluidos con el reservorio.



Figura 1.1. Esquema de un sistema geotérmico profundo (modificado de <u>http://www.bgs.ac.uk/research/energy/geothermal</u>) (Piña-Varas, 2014).

Por lo general, se pueden identificar la presencia de los sistemas geotérmicos en zonas volcánicas gracias a la presencia de las fumarolas, las fuentes termales, las zonas de emisión anómala de gases y calor, o las emisiones de vapor de agua, aunque no



siempre se observan manifestaciones superficiales. En el caso de Canarias, las manifestaciones geotérmicas en la superficie no son comunes salvo las fumarolas presentes en el cráter del Teide.

Buena parte de los sistemas geotérmicos de alta temperatura ubicados en regiones volcánicas presentan unos sistemas de convección de agua caliente en los que el fluido se mueve en dirección ascendente pero queda atrapado en el reservorio por un sello, conocido como *clay cap* o capa de arcilla. Este sello se forma como consecuencia de la precipitación de los minerales derivados de la alteración hidrotermal debido al descenso de la temperatura del fluido escape al exterior. La temperatura juega un papel importante en los sistemas geotérmicos ya que a temperaturas inferiores a 50 °C no hay apenas alteración, mientras que entre 100 – 180 °C se forman los sellos de arcilla de esmectita e illita. Dado que la aparición de la esmectita está restringida al rango de temperaturas que va de los 100 – 180 °C, esta capa de alteración se formará a cierta distancia del reservorio y se caracterizará por ser una capa muy conductiva, mientras que las capas superiores e inferiores presentarán resistividades mayores. Esta peculiaridad viene marcada por la relación que existe entre la temperatura y la conductividad eléctrica que indicaría la presencia de un sistema geotérmico.

En la figura 1.2a se muestra el modelo conceptual de un sistema geotérmico con una permeabilidad alta y la presencia de capas alteradas hidrotermalmente bajo la superficie (*clay cap*). En estos modelos, los valores de baja resistividad se localizan por encima del reservorio del cual irradian los flujos de calor, ubicándose próximo a la superficie donde se ubicarían las capas resistivas que actuarían de barrera. En la figura 1.2b se muestra el mismo modelo pero incluyendo un marcado gradiente hidráulico debido a una topografía abrupta que reflejaría mejor la configuración del relieve canario. La morfología contribuye a que la alteración conductora se encuentre más somera.





Figura 1.2. a) Modelo conceptual de un sistema geotérmico convectivo (Muñoz, 2014). b) Sistema geotérmico localizado en una zona con fuertes pendientes (Anderson et al., 2000).

Como hemos visto, el movimiento convectivo de los fluidos alimentados por los flujos de calor irradiados desde los cuerpos magmáticos provoca importantes alteraciones de las propiedades geoeléctricas de las diferentes capas y estructuras geológicas que se sitúan por encima. Estas zonas son lugares idóneos donde la aplicación de los métodos electromagnéticos puede aportar información determinante para definir un sistema geotérmico en los que se dan grandes variaciones de la resistividad eléctrica. Su uso es un paso previo antes de proceder a la realización de las pertinentes prospecciones geológicas pero de gran importancia a la hora de evaluar el potencial geotérmico presente. La aplicación de dichas técnicas es frecuente para la exploración de dichos yacimientos en los que el objetivo principal consiste en delimitar las zonas de baja resistividad que se asocian al reservorio que indicaría la presencia del sello anteriormente mencionado.

Entre los métodos electromagnéticos existentes, el método magnetotelúrico es un método geofísico de gran precisión que permite detectar la alternancia de capas conductoras y resistivas creadas por la presencia de sistemas geotérmicos de alta temperatura. Las medidas magnetotelúricas se realizan sobre la superficie del terreno y se basa en la medición simultánea de las variaciones temporales de los campos eléctricos y magnéticos naturales. Mediante las medidas simultáneas de estas variaciones se obtiene información sobre las propiedades geoeléctricas del subsuelo a diferentes profundidades, el cual se logra caracterizar en base a la distribución de una de las propiedades físicas de los materiales: la resistividad eléctrica. Así, gracias a la determinación de estos valores de resistividad eléctrica se pueden detectar y localizar



posibles contrastes y variaciones laterales de resistividad eléctrica que pudieran indicar la presencia de anomalías geotérmicas a diferentes profundidades pertenecientes a un posible sistema geotérmico. En el estudio geofísico llevado a cabo en Gran Canaria, las medidas magnetotelúricas se han realizado en una gran cantidad de ubicaciones tratando de abarcar toda la isla evitando únicamente las áreas más densamente pobladas. Así, el método magnetotelúrico se ha utilizado como parte de un conjunto de herramientas que ha contribuido en valorar la presencia de sistemas geotérmicos aprovechables y evaluar el potencial geotérmico de la isla de Gran Canaria.

2. OBJETIVOS

En el presente volumen se muestran y explican los resultados obtenidos de la caracterización geoeléctrica del subsuelo de Gran Canaria mediante el método magnetotelúrico. Mediante este método se pretende delimitar aquellas zonas de baja resistividad eléctrica de la isla que se pudieran asociar con la presencia de un sistema geotérmico. En resumidas palabras, para la consecución de los objetivos se han realizado los siguientes pasos:

- Procesado de las series temporales y tratamiento de los fragmentos contaminados por ruido antropogénico
- Estimación de las respuestas magnetotelúricas
- Análisis de la dimensionalidad geoeléctrica del subsuelo
- Modelización 3D e interpretación de los modelos geoeléctricos obtenidos



3. METODOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica geofísica, de fuente natural, pasiva y no invasiva basada en el fenómeno de la inducción electromagnética y que permite analizar las propiedades geoeléctricas de las estructuras geológicas presentes en el subsuelo en términos de la conductividad eléctrica (σ) o su inversa: la resistividad eléctrica (ρ). Por lo tanto, permite caracterizar las diferentes estructuras geológicas presentes en el subsuelo en función de su resistividad eléctrica y determinar el grado de conductividad o resistividad de los materiales. La técnica utiliza como fuente de energía las fluctuaciones del campo electromagnético que se producen en la ionosfera principalmente por la actividad solar. Cuando este campo alcanza la superficie terrestre induce una gran distribución de cargas y corrientes dando lugar a un nuevo campo electromagnético. La magnetotelúrica mide las variaciones de los campos eléctrico y magnético resultantes de la superposición de ambos campos mencionados anteriormente. Estas variaciones están inducidas en el subsuelo por diferentes fuentes naturales externas (Chave y Jones, 2012) y se miden simultáneamente.

Los orígenes del método MT se atribuye a Tikhonov (1950) y Cagniard (1953) quienes establecieron las bases teóricas del método. Desde entonces, la técnica ha avanzado enormemente, tanto en la teoría como en la instrumentación, así como el desarrollo de numerosos programas de inversión que permiten visualizar los datos magnetotelúricos en un modelo detallado de la zona estudiada. En las últimas décadas se han desarrollado ampliamente los programas de inversión e interpretación para la obtención de modelos 2D, y recientemente se han llevado a cabo grandes avances con los nuevos programas de inversión 3D. Gracias a todos estos avances, la magnetotelúrica es a día de hoy un método geofísico que permite estudiar las estructuras geológicas del subsuelo con gran nivel de detalle. Este método tiene la ventaja de que no presenta límites en la profundidad de investigación, es decir, puede alcanzar cualquier profundidad ya que solo requiere de un cambio de los componentes magnéticos pertenecientes a los equipos magnetotelúricos para alcanzar las profundidades deseadas.

Como se ha mencionado anteriormente, el método magnetotelúrico obtiene información sobre la distribución de la resistividad eléctrica (ρ) del subsuelo. Esta propiedad física de los materiales determina la resistencia eléctrica de un material frente al paso de una corriente eléctrica. Buena parte de las rocas tienen valores de resistividad eléctrica parecidos al de sus matrices. Sin embargo, se trata de un parámetro muy sensible a los pequeños cambios, pudiendo presentar importantes



rangos de variación de varios órdenes de magnitud debido a numerosos factores: la naturaleza y la composición de las rocas, la porosidad, la proporción de poros saturados, las características del fluido de saturación, la presión o la temperatura, entre otros. La figura 3.1 muestra los rangos de variación más comunes para algunos elementos materiales. Todos estos factores hacen que sea interesante la exploración de los reservorios geológicos ya que la resistividad es muy sensible a los pequeños que afecten al volumen de roca. Buena parte de las rocas presentes en la corteza terrestre se caracterizan por presentar una elevada resistividad eléctrica, cuyo valor puede variar debido a los factores mencionados anteriormente. No obstante, a pesar de que los materiales de la corteza terrestre no sean buenos materiales conductores, sí que dejarán en mayor o menor medida el paso de la corriente eléctrica.



Figura 3.1. Valores de resistividad eléctrica de los materiales más comunes en la corteza terrestre (modificado de Miensopust, 2010).

La Tierra se comporta como un medio conductor a través del cual los campos electromagnéticos incidentes que llegan a su superficie se propagan hacia el interior por difusión, encontrándose con una alternancia de capas conductoras y resistivas. La profundidad de penetración de las ondas electromagnéticas va depender de la frecuencia de la onda y la conductividad del medio. A medida que avanzan hacia el interior de la Tierra, las ondas electromagnéticas se van amortiguando y la amplitud disminuirá con la distancia recorrida. La profundidad a la cual la amplitud del campo



disminuye en un factor *e* se conoce como *skin depth* o penetración de onda. Este concepto permite determinar la profundidad de investigación: las ondas de alta frecuencia (o períodos bajos) alcanzan poca profundidad, quedándose en las capas superficiales del suelo, mientras que las ondas de baja frecuencia (o períodos altos) pueden alcanzar incluso el límite entre la corteza terrestre y el manto. Cada uno de las frecuencias que se miden proporciona información sobre diferentes profundidades. No obstante, de acuerdo con el comportamiento que presentan las ondas electromagnéticas al incidir en un medio conductor, la profundidad de penetración de la onda dependerá en gran mediala de su frecuencia de oscilación. Cada frecuencia de la onda que se registra mediante las estaciones magnetotelúricas proporciona información de una profundidad determinada, que su vez va depender además de la resistividad del medio. De esta forma, la resistividad eléctrica del suelo y la frecuencia de la propagación de los campos electromagnéticos ya que los medios conductores dificultan más su penetración que los medios resistivos.

Durante el procesado de los datos magnetotelúricos obtenidos, las variaciones temporales del campo electromagnético registradas en la superficie terrestre son transformadas al dominio de las frecuencias. Las funciones de transferencia magnetotelúrica relacionan, para una frecuencia dada, las componentes del campo electromagnético en superficie. Entre las funciones de transferencia más importantes destaca el tensor de impedancias, Zij(ω), siendo un tensor complejo de segundo orden donde se relacionan las componentes eléctricas (E) con las componentes magnéticas (H = B/µ0). Las componentes de los campos eléctrico y magnético se relacionan de la siguiente forma matricial:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

El procesado de los datos permite determinar las componentes del tensor de impedancias para cada frecuencia. En la práctica, el tensor de impedancias se descompone en la resistividad aparente (ρ) y a la fase (φ):

$$\begin{split} \rho_{aij}(\omega) &= \frac{1}{2\pi\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2 \\ \varphi_{ij}(\omega) &= tan^{-1} \left(\frac{ImZ_{ij}(\omega)}{ReZ_{ij}(\omega)} \right) \end{split}$$



Donde μ es la permeabilidad magnética e *i* y *j* hacen referencia a las componentes horizontales.

El tensor de impedancias aporta información sobre los valores de resistividad eléctrica de las estructuras geológicas en el subsuelo. Para su representación, los datos magnetotelúricos se representan con los gráficos de resistividad aparente y fase en función del período (en segundos).

A través del tensor de impedancias, y particularmente la relación entre sus componentes, el método magnetotelúrico permite obtener una aproximación de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. La complejidad del tensor de impedancias depende de la distribución espacial de las estructuras geoeléctricas, también conocida como dimensionalidad geoeléctrica, pudiendo determinar si la estructura que se está caracterizando es 1D, 2D o 3D (Figura 3.2) a través de los datos obtenidos para cada estación y frecuencia.

Para el caso unidimensional (1D), las componentes diagonales del tensor de impedancia ($Z_{xx} \ y \ Z_{yy}$) son iguales a cero y las componentes antidiagonales ($Z_{xy} \ y \ Z_{yx}$) presentan la misma magnitud pero con signos opuestos, lo que indica que no existen variaciones laterales de la resistividad eléctrica. En este caso, la resistividad eléctrica sólo varía con la profundidad y por ello la forma del tensor de impedancias queda de la siguiente forma:

$$Z_{1D} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{pmatrix}$$

Para un caso 2D, la conductividad eléctrica se mantiene constante a lo largo de una dirección horizontal y tan solo varía en la vertical y la otra dirección horizontal. La dirección en la que la conductividad eléctrica se mantiene constante se denomina *strike geoeléctrico*. En este caso, las componentes antidiagonales del tensor de impedancias (Z_{xy} y Z_{yx}) son diferentes entre sí, mientras que las componentes diagonales (Z_{xx} y Z_{yy}) son nulas. Así, los tensores de la matriz de impedancia pueden representarse de la siguiente forma:

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix}$$

El caso tridimensional (3D) supone una complicación mayor ya que la conductividad eléctrica varía en todas las direcciones. Las cuatro componentes del tensor de



impedancias son diferentes entre sí y no nulas, por lo que no existe ningún ángulo en el que las componentes de la diagonal del tensor de impedancias se aproximen a 0. Por lo tanto, para un caso 3D se necesita hallar todas las componentes del tensor de impedancias para frecuencia:

$$Z_{3D} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}$$

Es importante tener en cuenta que la dimensionalidad depende de la escala y que a medida que aumenta la complejidad de la estructura analizada, los casos 1D y 2D pueden volverse inválidos como ocurre en el caso de los datos afectados por distorsiones galvánicas el cual se produce por la presencia de pequeñas inhomogeneidades (cuerpos locales 3D) próximos a la superficie que pueden causar alteraciones en las respuestas magnetotelúricas.



Figura 3.2. Ejemplo de modelos geoeléctricos 1D, 2D y 3D.

Antes de realizar la modelización e inversión de los datos magnetotelúricos es necesario determinar la dimensionalidad de las estructuras que se encuentren en el subsuelo, ya que los códigos utilizados se adaptarán a cada caso concreto (1D, 2D o 3D). Si durante el análisis de los datos se asume una dimensionalidad menor a la que realmente corresponde (por ejemplo, una interpretación 1D o 2D de estructuras 3D), los resultados obtenidos pueden ser engañosos (Chave y Jones, 2012). Así, el análisis de dimensionalidad de los datos es un paso crítico previo a la realización de los modelos de resistividad, ya que los modelos resultantes y su correcta interpretación dependerán en gran medida de la dimensionalidad asumida.



3.2. PROCEDIMIENTO DE MEDIDA DE UN SONDEO MAGNETOTELÚRICO

Los equipos geofísicos que se han utilizado durante la campaña de toma de datos magnetotelúricos en Gran Canaria pertenecen a la marca Metronix, habiéndose utilizado los equipos de registro ADU-06 y ADU-07 pertenecientes a la Universidad de Barcelona. Además, se han utilizado los magnetómetros MFS06 y MFS07 de la misma marca y unos electrodos EPF06, todos ellos para adquirir los datos de las series temporales de las componentes electromagnéticas horizontales (Figura 3.3). También, se utilizaron varias estaciones de referencia que registraron datos magnetotelúricos durante un tiempo mayor que el resto de las estaciones magnetotelúricas temporales y en una zona libre de ruidos antropogénicos. El objetivo de la técnica de la estación de referencia remota consiste en eliminar la contaminación antropogénica posiblemente registrada.



Figura 3.3. Instrumentación utilizada en la campaña de campo. A) Detalle de la instalación de un sensor eléctrico. B) Equipo de registro Metronix ADU-07 conectado al ordenador portátil y preparado para iniciar el registro. C) Detalle de la instalación de un sensor magnético.

Cada estación de magnetotelúrica consta de un equipo de registro situado en una zona central que recoge toda la información que se va recopilando a través de los sensores



eléctricos y magnéticos. El sistema completo se conecta por medio de cables al equipo de registro, el cual se alimenta con baterías de 12 voltios colocadas próximas al equipo de registro.

Los sensores eléctricos son electrodos impolarizables que presentan una solución de sulfato de cobre (Cu-CuSO₄) que se colocan en el campo con una disposición por lo general en forma de cruz orientados hacia los cuatro puntos cardinales (Norte, Sur, Este y Oeste), de manera que registren las variaciones del campo eléctrico horizontal (Ex, Ey), dando lugar a dos pares de dipolos eléctricos con longitudes de entre 50 – 100 metros (Figura 3.4). Se sitúan a una distancia lo suficientemente amplia para abarcar la mayor área posible y así cubrir un área de gran tamaño del que obtener datos. Además, es importante que los electrodos hagan un buen contacto con el sustrato arenoso del suelo, retirando las rocas que pueden estar presentes entre la base del electrodo y el suelo. Es recomendable el uso de arcilla y agua que permitan una mejor toma de contacto con el sustrato del subsuelo para que puedan medir correctamente el campo eléctrico.

Los sensores magnéticos son bobinas de inducción con forma cilíndrica y con una longitud de 1.25 m y un diámetro de 7.5 cm. Estos se disponen en el terreno para registrar las variaciones del campo magnético (Hx, Hy, Hz), orientándose uno hacia el Norte, otro hacia el Este y uno en dirección vertical (Figura 3.4). Necesitan situarse a una distancia mínima determinada (a 5 metros o más) del equipo de registro para evitar alteraciones en las señales magnéticas que se registran. Además, deben situarse a cierta distancia de los otros magnetómetros para no interferir en el registro de los datos, así como de los demás cables utilizados para los sensores eléctricos. Los magnetómetros necesitan estar nivelados horizontalmente en el terreno y enterrados.





Figura 3.4. Disposición de los sensores eléctricos (Ex e Ey) y magnéticos (Hx, Hy y Hz) en el campo. Todos los sensores quedan conectados a la estación de registro ADU-06 y ADU-07 mediante cables.

Es importante que las diferentes partes del equipo estén lo suficientemente enterradas y protegidas para evitar que los diferentes factores meteorológicos puedan interferir en el correcto funcionamiento durante el período de toma de datos. Es especialmente importante que el equipo de registro esté bien protegido debido a las altas temperaturas que se pueden registrar en época de verano en Gran Canaria.

La instalación de las estaciones magnetotelúricas precisa de unas condiciones especiales que permitan un buen registro de datos. La búsqueda de terrenos con las dimensiones y la morfología adecuadas para la instalación de los equipos geofísicos para los sondeos magnetotelúricos representa una tarea importante que, en numerosas ocasiones, depende de la accesibilidad al terreno. Los terrenos de gran amplitud y poca pendiente son adecuados para su correcta instalación y funcionamiento durante el tiempo de registro de datos. Una vez se han instalado las estaciones magnetotelúricas, éstas necesitan de un período de tiempo lo suficientemente prolongado para que los datos registrados sean de buena calidad, de manera que permitan extraer una correcta información de la estructura geológica del subsuelo. La importancia del registro de datos de buena calidad implica situar estos equipos geofísicos en zonas donde el ruido electromagnético generado por las actividades humanas sea nulo o casi inexistente. Este motivo obliga a que la instalación de las éreas



urbanas, así como cualquier tipo de contaminación antropogénica provocado por gasoductos, líneas de alta tensión, transformadores o líneas ferroviarias, entre otros.

En el caso de Gran Canaria, la población y las infraestructuras están repartidas de una forma muy desigual por toda isla, concentrándose sobre todo en las zonas próximas a la capital, Las Palmas de Gran Canaria, y los municipios adyacentes, así como toda la costa Este y parte de la costa Sur donde se localizan grandes núcleos turísticos, mientras que el resto de la isla se encuentra escasamente poblado. Esta urbanización desigual está motivada por el paisaje de la isla con un gran número de barrancos, pendientes pronunciadas y terrenos abruptos en buena parte de la isla.

La ubicación de las áreas urbanas y la morfología del paisaje volcánico han sido los factores que más han condicionado el emplazamiento de los diferentes puntos de medida. No obstante, durante la campaña de toma de datos magnetotelúricos se trató de abarcar la totalidad de la isla con un espaciado equitativo aproximado entre los diferentes puntos de medida, permitiendo medir en zonas relativamente cercanas a las áreas urbanas donde la contaminación de los datos por ruido electromagnético fuera baja.

3.3. MAPA DE LOCALIZACIÓN DE LOS PUNTOS DE MEDIDA

La campaña de toma de datos magnetotelúricos de este estudio se desarrolló entre los meses de Julio y Septiembre de 2017 abarcando toda la isla de Gran Canaria, midiéndose tanto en las zonas de vulcanismo más reciente (al Norte y Noreste) como las zonas de vulcanismo más antiguo (al Sur). El área de trabajo comprendió la totalidad de la isla, 1560 km², en la que se realizaron 100 mediciones de datos magnetotelúricos para así obtener una distribución lo suficientemente amplia y homogénea que recogiera datos de toda la isla (Figura 3.5). La separación media entre los puntos ha sido de entre 2 y 4 kilómetros para así detectar correctamente las variaciones de resistividad.





Figura 3.5. Estudio magnetotelúrico del subsuelo en la isla de Gran Canaria. En rojo, se representan los 100 puntos de muestreo medidos del presente estudio (año 2017).

En cada uno de los puntos de medida se instaló una estación magnetotelúrica temporal para el registro del campo electromagnético. En el apartado 8.1 de los anexos se muestran las tablas con las coordenadas de los diferentes sondeos magnetotelúricos realizados (Tablas 8.1 y 8.2).

En total se realizaron 109 sondeos magnetotelúricos, 9 de los cuales corresponden a repeticiones de sondeos cuyos resultados no fueron los esperados por lo que no se incluyeron en el estudio geofísico. A estos puntos hay que añadir las diferentes estaciones de referencia repartidas por la isla con el objetivo de aplicar la técnica de la estación de referencia remota (Gamble et al., 1979) para eliminar el ruido antropogénico durante el procesado de los datos.



3.4. PROCESADO DE LOS DATOS

3.4.1.ANÁLISIS DEL RUIDO DE LAS SERIES TEMPORALES MAGNETOTELÚRICAS

Los datos registrados por las estaciones magnetotelúricas son sensibles a las señales electromagnéticas generadas por las actividades humanas. Se llama ruido antropogénico o cultural a la señal electromagnética cuyo origen es la actividad humana y que provoca la intromisión de una señal que puede llegar a contaminar buena parte de los datos registrados. Cuando se adquieren estos datos en zonas próximas a las áreas urbanas, industriales o zonas donde se desarrolla algún tipo de actividad agrícola o ganadera, pueden estar afectadas por el ruido cultural. Las fuentes más habituales de ruido antropogénico son, en el caso de Gran Canaria, las subestaciones y tendidos eléctricos, las presas, los generadores de corriente, el tráfico rodado y las actividades antropogénicas que se desarrollan en entornos urbanos (Szarka, 1988). El grado de contaminación que puedan presentar las curvas de resistividad aparente y fase de los datos van a depender de la fuente de ruido cultural y la distancia a la que se encuentren, pudiendo afectar a un amplio rango de frecuencias. Esto provoca que ambas curvas queden desplazadas en los gráficos, mostrando valores más resistivos o conductivos de los valores reales pertenecientes a una ubicación.

Las medidas magnetotelúricas son cada vez más difíciles de adquirir debido a la cada vez mayor presencia de fuentes antropogénicas de diverso tipo, de manera que la identificación y la eliminación de estas fuentes supone un paso previo importante antes de proseguir con el procesado de los datos. Para corregir la posible contaminación de los datos registrados obtenidos en Gran Canaria, se ha realizado un análisis visual exhaustivo de las series temporales de cada estación para eliminar todo el ruido presente de forma manual, así como el empleo de algunos código, como el código BIRRP (Chave, 1989) y diferentes filtros que contribuyen a mejorar la señal electromagnética registrada. En la Figura 3.6 se muestran diferentes ejemplos de segmentos de series temporales de los sondeos magnetotelúricos 3 y 63, marcados en rojo, que han sido seleccionados para no ser utilizados en las siguientes fases del procesado.





Figura 3.6. Series temporales correspondientes a las estaciones de MT 3 y 63. En color rojo se recogen algunos de los segmentos ruidosos que no van a ser utilizados en las fases de procesado. En color celeste se muestran los segmentos que no están afectados por el ruido cultural y que se utilizarán para la fase de procesado.

3.4.2. REFERENCIA REMOTA

Tal y como se ha comentado antes, los datos adquiridos en las proximidades de áreas urbanas, industriales, agrícolas o ganaderas, como es el caso de la zona de estudio, están afectados por ruido cultural. En áreas de este tipo, la búsqueda de un buen emplazamiento para situar una estación magnetotelúrica de referencia se convierte en una prioridad para mejorar la calidad de los datos adquiridos.



Una de las técnicas utilizadas para tratar de mejorar la calidad de los datos registrados y reducir el efecto de la contaminación antropogénica es la técnica denominada referencia remota (Gamble et al., 1979). Para mejorar los datos registrados de una determinada estación se requiere el registro simultáneo del campo electromagnético con una estación magnetotelúrica de referencia situada fuera del área de influencia de la fuente ruido.

Durante el procesado de los datos utilizando la referencia remota, las señales magnéticas de la estación de medida y la estación de referencia se correlacionan, de manera que la respuesta resultante incrementa la relación señal / ruido. El método se fundamenta en el hecho de que, a diferencia del campo eléctrico, el campo magnético no cambia significativamente de una estación respecto de la otra. El ruido cultural que se registran en los datos del campo magnético es menor o inexistente, o bien el ruido que se ha registrado no está correlacionado con la estación de medida. La mejora de la calidad de los datos utilizando esta técnica de procesado puede ser, en algunos casos, muy importante.

3.4.3. CONVERSIÓN DEL DOMINIO DEL TIEMPO AL DOMINIO DE LA FRECUENCIA

En esta fase del procesado, las series temporales se dividen en pequeñas partes que se convierten al dominio de frecuencias para obtener los espectros de potencia donde se representan ocho frecuencias por cada década logarítmica de períodos. Cada una de las frecuencias se procesa y el resultado de esta conversión se suaviza utilizando diferentes funciones matemáticas.

3.4.4. ESTIMACIÓN DE LAS RESPUESTAS MAGNETOTELÚRICAS

Mediante el uso de las funciones de transferencia con los espectros de potencia obtenidos en el paso anterior se logra obtener un valor del tensor de impedancias para cada una de las frecuencias utilizadas en cada punto de medida. Recordemos que las componentes de este tensor se utilizan para obtener los valores de resistividad aparente y fase en función de la frecuencia con los que se construyen las curvas de resistividad aparente y fase.

Una vez finalizado el procesado de los datos adquiridos, se han obtenido las respuestas magnetotelúricas para el rango de 0.0001 – 1000 s dependiendo de la calidad de los



datos. La figura 3.7 muestra las curvas de resistividad aparente y fase obtenidas para el sondeo número 74 con una estación magnetotelúrica.



Figura 3.7. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 74.

En el anexo 8.2 se han incluido las curvas de resistividad aparente y fase obtenidas para cada sondeo tras el procesado y previo editado. Las curvas muestran una gran variedad de comportamientos eléctricos. Así, algunos sondeos, como los puntos 43, 67 o 97, muestran unos comportamientos en los que se observa la alternancia de valores resistivos-conductores-resistivos para los diferentes períodos que sería una respuesta esperable para zonas donde se pudiera encontrar un sistema geotérmico. Otros sondeos, como los puntos 3, 4, 50 o 63, en cambio, no muestran grandes variaciones de la resistividad para ningún período, e incluso se observa cómo la resistividad crece para algunos sondeos a períodos más largos. Este comportamiento es típico de aquellas zonas donde no existe ninguna alteración hidrotermal del subsuelo, o bien los



sondeos se realizaron sobre zonas volcánicas que actualmente no están activas, como la caldera de Tejeda.

3.5. ANÁLISIS DE LA DIMENSIONALIDAD GEOELÉCTRICA DE LOS DATOS

Una vez se ha terminado con el procesado de los datos y se han calculado los tensores de impedancias se procede al análisis de los datos, centrado principalmente en el análisis de la dimensionalidad. Este proceso tiene como objetivo determinar la dimensionalidad de las estructuras geoeléctricas del subsuelo (sean 1D, 2D o 3D), además de establecer la dirección de strike en caso de que sean bidimensionalidad de las estructuras geoeléctricas permite conocer la dimensionalidad de las estructuras del subsuelo, siendo este un paso necesario previo a la modelización e interpretación de los datos.

Este análisis se basa en el hecho de que el tensor de impedancias presenta una forma diferente dependiendo de la estructura que se esté analizando. En el caso de una estructura unidimensional, la distribución de resistividad eléctrica del subsuelo solo varía con la profundidad, (z), y el tensor de impedancia no depende de la orientación de medición de los campos, representándose como una matriz antisimétrica. En el caso de una estructura bidimensional, se pueden encontrar unas direcciones de medidas perpendiculares para las cuales los elementos de la diagonal del tensor de impedancias sean nulos, coincidiendo una de las direcciones de medida con la dirección de la estructura bidimensional (dirección de strike). Por último, en el caso tridimensional, no existe ninguna dirección de medida para que las anti-diagonales del tensor de impedancias sean nulas.

El análisis de la dimensionalidad geoeléctrica de la estructura representa una de las grandes ventajas del método magnetotelúrico respecto de otras técnicas geofísicas. La correcta determinación de la dimensionalidad y la direccionalidad de las estructuras geoeléctricas es de gran importancia a la hora de llevar a cabo la modelización de los datos y decidir si se trabajará con un enfoque y códigos de inversión 1D, 2D o 3D. Actualmente, existen diferentes métodos y códigos para analizar la dimensionalidad, habiéndose utilizado para este trabajo el método Phase Tensor, o tensor de fases, (Caldwell et al., 2004) y el código WALDIM (Martí et al., 2009).



3.5.1. EL MÉTODO DEL TENSOR DE FASE

El método tensor de fase es una técnica propuesta por Caldwell et al. (2004) que permite representar la información de la dimensionalidad de la estructura para cada frecuencia de medida a través de la elipse de polarización del tensor. Este método es uno de los más utilizados actualmente para el análisis de dimensionalidad ya que no está afectado por la distorsión galvánica y no asume ninguna dimensionalidad previa para las variaciones regionales de resistividad. El tensor de fase muestra las relaciones de los cambios de fase de los campos electromagnéticos mediante el tensor de impedancia:

$$\Phi = X^{-1}Y = \begin{bmatrix} \phi_{11} & \phi_{12} \\ \phi_{21} & \phi_{22} \end{bmatrix}$$

Donde X es la parte real del tensor de impedancias e Y es su parte imaginaria. Las componentes del tensor de fase se pueden expresar como invariantes rotacionales, Π_1 , Π_2 y β_{\emptyset} , además del parámetro α_{\emptyset} que está en función del eje de coordenadas que se elija. Los componentes del tensor de fase pueden expresarse de la siguiente forma:

$$tan2\alpha_{\emptyset} = \frac{\emptyset_{12} + \emptyset_{21}}{\emptyset_{11} + \emptyset_{22}}$$
$$tan2\beta_{\emptyset} = \frac{\emptyset_{12} + \emptyset_{21}}{\emptyset_{11} + \emptyset_{22}}$$
$$\Pi_{1} = [(\emptyset_{11} - \emptyset_{22})^{2} + (\emptyset_{12} - \emptyset_{21})^{2}]^{1/2}$$
$$\Pi_{2} = [(\emptyset_{11} + \emptyset_{22})^{2} + (\emptyset_{12} - \emptyset_{21})^{2}]^{1/2}$$

Mediante estos invariantes se establece la relación $\lambda = \frac{\Pi_1}{\Pi_2}$, y además permite definir el tensor de fase mediante la magnitud de los ejes principales de la elipse:

$$\emptyset_{m \acute{a} x} = \Pi_2 + \Pi_1 \qquad \qquad \emptyset_{m \acute{n} n} = \Pi_2 - \Pi_1$$

Para el caso 1D, la condición será que $\Pi_1 = 0$ y $\beta_{\emptyset} = 0$, dando lugar a una elipse con forma circular; para el caso 2D, se pueden obtener dos direcciones de strike (ya que existe una ambigüedad de 90° en la determinación de la dirección de strike) que corresponderán con las direcciones $\emptyset_{máx}$ y $\emptyset_{mín}$, siendo condición necesaria que



 $\lambda = \frac{\Pi_1}{\Pi_2} \neq 0 \ y \ \beta_{\emptyset} = 0$. Así, el tensor quedará representado por una elipse que presentará una diferencia pequeña entre los ángulos α y β . Para el caso 3D, todos los componentes del tensor de fase serán distintos de cero, y además la diferencia entre los ángulos α y β (conocido como *skew*) será mayor. Así, se asumirá una dimensionalidad claramente tridimensional a valor de *skew* mayores de ±5°.

En las figuras 3.8 - 3.11 se observa el tensor de fases representado como elipses de polarización, las cuales indican la dirección principal de las estructuras geológicas, mientras en las figuras 3.12 - 3.17 el color de la elipse indica el valor del parámetro skew en grados. Estos parámetros indican si los datos cumplen los requisitos para ser tratados, modelados e interpretados como 1D, 2D o 3D, de manera que si el valor del parámetro del parámetro skew es superior a 5° en valor absoluto, se considera que la dimensionalidad es 3D.

Como se puede apreciar, los datos presentan un comportamiento predominantemente 3D en los rangos de períodos que se muestran, sobre todo para los períodos más largos que proporcionan información a mayor profundidad. Este comportamiento tridimensional es más evidente por los altos valores observados en el ángulo de *skew* del tensor de fases (Figuras 3.12 - 3.17).





Figura 3.8. Elipses del tensor de fases para una frecuencia de 0.00195 Hz (período de 512.03277 s).



Figura 3.9. Elipses del tensor de fases para una frecuencia de 0.03125 Hz (período de 32 s).





Figura 3.10. Elipses del tensor de fases para una frecuencia de 64 Hz (período de 0.01563 s).



Figura 3.11. Elipses del tensor de fases para una frecuencia de 1024 Hz (período de 0.00098 s).





Figura 3.12. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 0.001 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).



Figura 3.13. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 0.01 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).





Figura 3.14. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 0.1 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).



Figura 3.15. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 1 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).





Figura 3.16. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 10 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).



Figura 3.17. Representación de las elipses del tensor de fase para períodos de 100 s creado mediante MTpy (Krieger and Peacock, 2014).



3.5.2. EL CÓDIGO WALDIM

En este proyecto, se ha realizado además un análisis del tensor de impedancias utilizando el código WALDIM (Martí et al., 2009) que permite determinar la dimensionalidad geoeléctrica de las estructuras del subsuelo mediante el análisis los ocho invariantes rotacionales conocidos como invariantes WAL (Weaver et al., 2000). Al igual que el tensor de fases, este método no asume ninguna dimensionalidad previa para las estructuras regionales, de manera que los resultados obtenidos no estarán condicionados. El conjunto de invariantes WAL se componen de siete componentes independientes (I₁, I₂, I₃, I₄, I₅, I₆ e I₇) y una componente dependiente (Q). Los invariantes I₇ y Q proporcionan información de la dimensionalidad, ya que I₇ es diferente de cero solo para los casos tridimensionales, y Q será nulo para los casos unidimensionales. Los invariantes I₅, I₆ e I₇, por su parte, están relacionados con la distorsión galvánica, mientras que los invariantes I₃ e I₄ contienen información sobre el grado de anisotropía eléctrica (Chave y Jones, 2012).

El código realiza una serie de combinaciones lineales de las componentes del tensor de impedancias las cuales se pueden anular o no. Dependiendo del resultado, establece una escala de sietes posibles casos de dimensionalidad geoeléctrica (Tabla 3.1), además de incluir la identificación de la dirección de las estructuras geoeléctricas (dirección de *strike*), en caso de ser bidimensional. La última versión del código WALDIM incluye además dos posibilidades más, que se centran en analizar los posibles indicios de anisotropía eléctrica.

Case	I ₃ to I ₇ and Q values	Geoelectric dimensionality
1	$I_3 = I_4 = I_5 = I_6 = 0$	1D
		$\rho_{1D} = \mu_0((l_1^2 + l_2^2)/\omega), \ \varphi_{1D} = \arctan(l_2/l_1)$
2	$I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ or $Q = 0$ ($\xi_4 \neq 0$ and $\eta_4 \neq 0$)	2D
3a	$I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $I_7 = 0$	3D/2D twist
		2D affected by galvanic distortion (only twist)
3b	$I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $Q = 0$	3D/1D 2D
		Galvanic distortion over a 1D or 2D structure (non-recoverable strike direction)
3c	$I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ or $Q = 0$ ($\xi_4 = 0$ and $\eta_4 = 0$)	3D/1D 2D diag
		Galvanic distortion over a 1D or 2D structure resulting in a diagonal MT tensor
4	$I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 \neq 0$; $I_7 = 0$	3D/2D
		General case of galvanic distortion over a 2D structure
5	$I_7 \neq 0$	3D
		(affected or not by galvanic distortion)

Tabla 3.1. Criterios de dimensionalidad según los valores de los invariantes WAL del tensor magnetotelúrico (modificado por Weaver et al., 2000).

El código WALDIM logra obtener, para cada período y estación, la dimensionalidad de los datos, sin que haya ningún valor como nulo ya que el programa introduce siempre valores por debajo de los cuales los invariantes se consideran como tal. Una de sus ventajas es que analiza cada estructura sin partir de valor alguno y además permite



crear mapas de dimensionalidad para cada período, mostrando los datos de una forma detallada.

Las figuras 3.18 – 3.21 muestran los resultados obtenidos del análisis con el código WALDIM en forma de mapas de diferentes frecuencias. De modo similar a lo observado en el tensor de fases, se obtiene una dimensionalidad predominantemente tridimensional (colores naranja y rojo), siendo esta tendencia más acusada a períodos más largos (zonas más profundas).



Figura 3.18. Resultado del análisis de la dimensionalidad de las estructuras geoeléctricas de la zona de estudio para una frecuencia de 0.00391 Hz (período de 255.75448 s).





Figura 3.19. Resultado del análisis de la dimensionalidad de las estructuras geoeléctricas de la zona de estudio para una frecuencia de 0.0312 Hz (período de 32.05128 s).



Figura 3.20. Resultado del análisis de la dimensionalidad de las estructuras geoeléctricas de la zona de estudio para una frecuencia de 64 Hz (período de 0.01563 s).




Figura 3.21. Resultado del análisis de la dimensionalidad de las estructuras geoeléctricas de la zona de estudio para una frecuencia de 1020 Hz (período de 0.00098 s).

Por lo tanto, se puede deducir del análisis de dimensionalidad que será necesario realizar los modelos de inversión mediante la utilización de códigos 3D, con el fin de realizar una interpretación adecuada de las variaciones de resistividad eléctrica observadas.

Así pues, dado que los datos son tridimensionales no será necesario realizar ningún tipo de rotación de los tensores de impedancia. De manera que el control de calidad final de las curvas de resistividad aparente y fase se podrá realizar bajo el ángulo de rotación igual a cero. Aquí, el objetivo principal será editar las curvas de resistividad aparente y fase para eliminar puntos de baja calidad.



4. MODELIZACIÓN 3D

Una vez finalizado el procesado donde se pone especial énfasis en mejorar la calidad de los datos (por ejemplo, limpieza de las series temporales o procesadas usando la referencia remota, entre otros) y el análisis, centrado principalmente en determinar la dimensionalidad geoeléctrica, se procede a la inversión de los datos. Se trata de un proceso que utiliza los datos obtenidos para crear modelos geoeléctricos que representen la resistividad eléctrica del subsuelo. El análisis e interpretación de estos modelos geoeléctricos, conjuntamente con otros datos geofísicos y geológicos, permitirá establecer relaciones entre los valores de resistividad eléctrica asociadas y las diferentes estructuras geológicas.

Tal y como se explicó anteriormente, el análisis de la dimensionalidad determinará con que enfoque se trabajará (1D, 2D o 3D), así como qué tipo de código de inversión ha de usarse para obtener los mejores resultados posibles y evitar interpretaciones erróneas. En la actualidad existen diversos programas para resolver tanto el problema directo como el problema inverso para casos 1D, 2D y 3D. Para el caso de estructuras 1D y 2D existen códigos de uso común y de fácil acceso, sin embargo, para el caso de medios tridimensionales no ha sido hasta los últimos años cuando se han desarrollado códigos de inversión 3D.

El análisis de dimensionalidad revela que los datos observados en Gran Canaria son predominantemente 3D a lo largo de toda el área de estudio y para un amplio rango de frecuencias. De manera que los modelos han de realizarse mediante el uso de un código de inversión 3D. El hecho de que la zona de estudio sea una isla hace aún más evidente el uso de herramientas 3D, ya que el océano representa un cuerpo conductor de marcado carácter tridimensional, dadas las dimensiones de la isla. Por otro lado, la acusada topografía de la isla también es un factor a tener en cuenta, ya que esta puede tener un importante efecto en los datos de MT. Así pues, en el estudio geotérmico de Gran Canaria, los modelos de inversión 3D se han realizado mediante el código ModEM (Egbert y Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014) ya que permite incorporar la topografía en el proceso de inversión, y además es uno de los más actuales.

El modelo se ha obtenido a partir de la inversión de los datos obtenidos en 100 estaciones magnetotelúricas durante la campaña entre desarrollada entre Julio y Septiembre de 2017, y consiste en una malla de 77x73x98 capas que incluye tanto la topografía como la batimetría. El océano fue introducido también en el modelo como un elemento fijo (Figura 4.1). El modelo se realizó utilizando las cuatro componentes del tensor de impedancias (diagonales y anti-diagonales) para un total de 19 períodos, comprendidos en el rango 0.001 – 256 s. Durante las inversiones se aplicó un *error*



floor del 5% para las componentes anti-diagonales, mientras que para las diagonales se impuso un error del 10%. El *RMS* (*root mean square*, o error cuadrático medio) final, que indica el nivel de ajuste de los datos y la respuesta del modelo, es de 1.93 para todos los períodos y estaciones consideradas.



Figura 4.1. Vista tridimensional del modelo de resistividades mostrando algunas de las características incluidas, como son la topografía, la batimetría y el mar. A) Topografía y batimetría incluidas en el modelo (el océano no está representado en esta figura). B) Mismo modelo que el mostrado en A, pero ahora también incluyendo el océano, que se mantuvo como un elemento fijo durante la inversión. La escala vertical representado la profundidad en metros; la escala horizontal muestra la distancia en metros; la escala de color representa la resistividad aparente en Ohm.



5. RESULTADOS

5.1. DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA A DIFERENTES PROFUNDIDADES

Las figuras 5.1 y 5.2 muestran, a modo de ejemplo, algunos cortes horizontales del modelo final a cotas: 0, 1000, 3000 y 5000 metros de profundidad. En el anexo 8.3, 8.4 y 8.5 se pueden encontrar figuras adicionales que muestran las estructuras recuperadas por la inversión a diferentes profundidades, así como diferentes cortes en el plano horizontal y vertical.

La figura 5.1 muestra dos cortes horizontales a 0 y a 1000 metros de profundidad, permitiendo apreciar las principales estructuras geoeléctricas recuperadas por la inversión en la parte superficial del modelo.



Figura 5.1. Estructura superficial. Cortes horizontales del modelo final a una cota de 0 metros (izquierda) y de -1000 metros (derecha) respecto al nivel del mar. Línea negra: límite de la isla; línea roja: caldera de Tejeda.

En esta zona del modelo destaca un cuerpo central de resistividades medias – altas (>500 Ohm.m), apreciable a ambas profundidades. En el corte a 1000 metros de profundidad, este cuerpo está claramente rodeado por una zona de resistividades menores (20 – 50 Ohm.m). En ambas profundidades hay una muy buena correlación entre este cuerpo resistivo y el límite cartografiado de la caldera de Tejeda (observado en rojo en la figura 5.1). A esta misma profundidad, a 1000 metros, se observa también un cuerpo resistivo más pequeño en el sector central – Este de la isla.

A medida que avanzamos en profundidad (Figura 5.2), el cuerpo central resistivo se va alargando en dirección NO – SE, sin llegar a unirse con el cuerpo resistivo más pequeño



que desaparece, mientras que la zona de resistividades bajas (20 – 50 Ohm.m) persiste, dividida ahora en dos por cuerpo central resistivo.



Figura 5.2. Estructuras profunda. Cortes horizontales del modelo final a una cota de -3000 metros (izquierda) y de -5000 metros (derecha) respecto al nivel del mar. Línea negra: límite de la isla; línea roja: caldera de Tejeda.

5.2. DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA EN PERFILES VERTICALES

De modo similar a lo mostrado en el apartado anterior, se muestran aquí algunos ejemplos de los cortes verticales del modelo.

Al igual que en las secciones horizontales, la estructura más llamativa es el gran cuerpo central resistivo (Figuras 5.3 y 5.4; secciones P2, P3 y P4; resistividad > 500 Ohm.m), que ocupa la zona correspondiente a la caldera de Tejeda. La estructura que lo rodea, de resistividad inferior (20 – 50 Ohm.m) parece estar más desarrollada en la zona sur, donde se dan las resistividades más bajas (Figura 5.3, sección P1).

El contacto entre ambos cuerpos, resistivo central – conductor colindante, tiene una clara tendencia sub-vertical, tal y como se aprecia en todas las secciones.







Figura 5.3. Cortes verticales del modelo final en dirección N-S. Escala vertical: cota en metros s.n.m; escala horizontal: distancia en metros; exageración vertical x5.





Figura 5.4. Cortes verticales del modelo final en dirección E-O. Ver figura 28, panel superior, para conocer la localización. Escala vertical: cota en metros s.n.m; escala horizontal: distancia en metros; exageración vertical x5.

En los anexos 8.4 y 8.5 se pueden encontrar los cortes verticales a diferentes altitudes cotas, llegando hasta los 2 km por debajo del nivel del mar.



6. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Tal y como se ha comentado anteriormente, los sistemas geotérmicos de alta temperatura suelen ir asociados a un sello (*clay cap*) compuesto principalmente por arcillas, productos de la alteración hidrotermal. Desde el punto de vista geoeléctrico, esta será la capa que controlará en mayor medida la distribución de resistividades del subsuelo, dada su naturaleza arcillosa. Respuestas de este tipo, con una *clay cap* conductora dominando el modelo de resistividades, han sido observadas en varios sistemas geotérmicos en diferentes partes del mundo (por ejemplo, consultar Árnason et al., 1987; Árnason y Flóvenz, 1998; Uchida, 1995; Oskooi et al., 2005; Piña-Varas et al., 2014). En el caso de las Islas Canarias, el modelo magnetotelúrico en 3D realizado en la isla de Tenerife ha sido interpretado también en este contexto (Piña-Varas et al., 2014). Sin embargo, en el caso de Gran Canaria no es tan evidente que la distribución de resistividades observadas en el modelo magnetotelúrico en 3D responda a este patrón.

El modelo de resistividades está dominado por la presencia de una estructura resistiva central (Figuras 5.1 y 5.2), coincidiendo en la parte superficial del modelo (hasta -2 km s.n.m aproximadamente) con la caldera de Tejeda. A partir de esta profundidad el cuerpo resistivo se extiende en dirección N y E.

Comparando el modelo de MT con otros datos y modelos geofísicos de la isla, se observa cierta coincidencia. La figura 6.1 muestra la comparación del modelo de resistividades con los modelos de velocidades sísmicas (Krastel y Schminke, 2002), los modelos de densidades (Camacho et al., 2000) y los modelos de anomalías magnéticas de Gran Canaria (Blanco-Montenegro et al., 2003). A pesar de la diferencia en resolución y distribución de la información (los modelos de gravimetría y velocidades sísmicas no cubren la parte sur de la isla) de los tres modelos geofísicos, es posible compararlos en profundidad. El centro de la isla está caracterizado por valores más altos de Vp (alrededor de 7 km/s) que las zonas limítrofes (Figura 6.1-B), lo que ha sido interpretado como intrusiones más densas. El mayor gradiente horizontal de velocidades observado en el modelo sigue una clara alineación NO-SE (línea blanca continua en la figura 6.1), coincidiendo con el límite Norte del cuerpo resistivo central observado en el modelo de resistividades (figura 6.1-A). Por su parte, el modelo gravimétrico (figura 6.1-C) muestra tres zonas principales de mayor densidad, situadas en el NO, O y SE de la isla (línea blanca discontinua en la figura 6.1). Estas zonas más densas coinciden aproximadamente con las zonas de mayor resistividad observadas en el modelo magnetotelúrico (figura 6.1-A). Finalmente, el mapa de anomalías magnéticas presentado por Blanco-Montenegro et al. (2003) muestra también (Figura 6.1-D) una tendencia general en dirección NO-SE de las principales estructuras. En este



estudio los autores proponen una serie de alineamientos magnéticos (línea gris discontinua en la figura 6.1), según la orientación de las principales anomalías, relacionados con las estructuras regionales principales que controlaron el crecimiento de la isla.



Figura 6.1. Comparación de diferentes modelos y datos geofísicos. A) Modelo de resistividad eléctrica a -5 km s.n.m; B) Modelo de velocidades sísmicas (Vp) a -5 km s.n.m (Krastel and Schminke, 2002); C) Modelo de densidades a -6 km s.n.m (Camacho et al., 2000); D) Mapa de las anomalías magnéticas de Gran Canaria (Blanco-Montenegro et al., 2003). Línea blanca discontinua: zonas de mayor densidad extraídas del modelo de densidad (panel C); Línea blanca continua: Máximo gradiente horizontal de Vp observado en el modelo de velocidades sísmicas (panel B); Línea gris discontinua: alineamientos magnéticos propuesto por Blanco-Montenegro et al. (2003).

Por lo tanto, todos los modelos y datos geofísicos a escala regional de Gran Canaria muestran una clara tendencia NO-SE de sus principales estructuras. De esta forma, es posible deducir que la arquitectura profunda de la isla parece estar controlada principalmente por estas estructuras regionales con orientación NO-SE.



Esta tendencia NO-SE, marcada en el sector norte de la isla por cambios importantes en los modelos y datos geofísicos (resistividad, densidad, velocidades sísmicas, susceptibilidad magnética) coincide con la dirección del rift que se desarrolló en Gran Canaria hace aproximadamente 3.5 Ma. Dada la orografía de la isla, la zona de rift limitó la localización de los depósitos más recientes a la parte NE de la isla (Figura 6.2).



Figura 6.2. A) Distribución del vulcanismo más reciente de Gran Canarias, relacionado con una zona de rift NO-SE (Carracedo y Troll, 2016). B) Secciones horizontales del modelo 3D de MT a diferentes profundidades respecto al nivel del mar, mostrando la coincidencia entre la zona de rift y el cambio brusco en los valores de resistividad en el sector N de la isla.

El crecimiento sub-aéreo de Gran Canaria se inició con la formación de una serie de escudos basálticos, sobre lo que luego seguiría creciendo la isla en su etapa postescudo, con una composición más félsica (Carracedo y Troll, 2016). Existe cierta incertidumbre acerca del número y la extensión de los escudos basálticos. Schmincke (1993) propone la existencia de 4 escudos en total; mientras que por ejemplo, Troll et al. (2002) proponen la existencia de un único centro eruptivo situado en la parte oeste de la isla (Carracedo y Troll, 2016). En la figura 6.3 se muestran los cuatro escudos propuestos por Schmincke (1993) superpuestos a la sección horizontal del modelo de resistividades a -5 km s.n.m. Tres de los cuatro escudos propuestos coinciden con la distribución del cuerpo resistivo principal en profundidad. En cambio, el escudo



basáltico situado en el extremo NE de la isla, denominado Arucas, no presenta valores altos de resistividad, como cabría esperar y como sucede en los otros escudos propuestos. De igual modo, el modelo de densidades presentado en la figura 5.1-C, muestra tres escudos caracterizados por valores altos de densidad, mientras que el cuarto (Arucas) presenta densidades menores. Por lo tanto, la gravimetría y la magnetotelúrica coincidirían en validar tres de los cuatro escudos basálticos propuestos por Schmincke (1993), pero no el escudo Nordeste (Arucas).

Por lo tanto, en lo referente a la estructura profunda de la isla, esta parece estar controlada por la localización de los escudos bálticos y la zona de rift que dio lugar a la última etapa de vulcanismo de la isla. El modelo magnetotelúrico proporciona nueva información que ayudará a mejorar la caracterización de ambos tipos de estructuras.



Figura 6.3. Comparación de la estructura profunda mostrada en el modelo de MT (-5 km s.n.m) y los escudos basálticos propuestos por Schmincke (1993).

En lo referente a la estructura más superficial de la isla, en el modelo magnetotelúrico destacan las zonas conductoras situadas en los sectores Sur y Este de la isla (Figura 6.2-



B, paneles superiores). Dado que el estudio ha sido realizado con fines de exploración geotérmica, estas zonas más conductoras podrían ser prematuramente interpretadas como el sello arcilloso (*clay cap*) de un posible reservorio geotérmico. Los valores de resistividad asignados típicamente a este tipo de sello no son superiores a los 10 Ohm.m (por ejemplo, Wright et al., 1985; Pellerin et al., 1996). Valores de este rango (Rho<10 Ohm.m) se dan tan solo en estos sectores, Sur y Este de la isla, y podrían agruparse en dos grandes grupos según la profundidad a la que aparecen (Figura 6.4). Descartando los pequeños cuerpos conductores superficiales, podría decirse que las resistividades menores a 10 Ohm.m se localizan en las zonas Sur y Este a partir de una cota aproximada de -100 m s.n.m. A partir de aquí, encontraríamos el grupo conductor más superficial que se extiende en profundidad hasta la cota -1200 m s.n.m, aproximadamente, teniendo su máxima extensión entorno a los -600 m s.n.m (Figura 6.4-A). El segundo grupo conductor se localiza en las mismas zonas, entre las cotas aproximadas de -1600 y -3000 m s.n.m, teniendo su máxima extensión entorno a los -2400 m s.n.m (Figura 6.4-B).



Figura 6.4. Resistividades inferiores o iguales a 10 Ohm.m. A) Sección horizontal del modelo 3D de MT a -660 m s.n.m; B) Sección horizontal del modelo 3D de MT a -2408 m s.n.m.

Ninguno de estos dos grupos de conductores presenta continuidad lateral, a diferencia de lo observado en el modelo magnetotelúrico de Tenerife (Piña-Varas et al., 2014),



donde la capa interpretada como *clay cap* tiene una clara continuidad siguiendo, además, el perfil de la topografía (Ver figura 1.2). Por lo tanto, en el caso de Gran Canaria, sería difícil hablar de capa conductora como tal, es decir, de un *clay cap* bien desarrollada. Aun así, en base solo a la información aportada por el modelo de resistividades, no se puede descartar que las zonas con resistividades inferiores a 10 Ohm.m estén relacionadas con la presencia de arcillas derivadas de la alteración hidrotermal. De igual modo, tampoco se podría determinar por lo valores de resistividades si la respuesta geoelectrica observada corresponde a un posible sistema geotérmico fósil o activo. Si el sistema estuviera activo, la presencia de fluidos también contribuiría a reducir la resistividad eléctrica.

Otra posible interpretación sería que estos valores bajos de resistividad estén relacionados con la presencia de agua en las formaciones rocosas, sin estar relacionados de algún modo con un posible sistema geotérmico.

Algunos de los resultados de este estudio ha sido publicados en la revista científica Geothermics y tiene la siguiente referencia: *Ledo, J., García-Merino, M., Larnier, H., Slezak, K., Piña-Varas, P., Marcuello, A., Queralt, P., Pérez, N.M., Schmincke, H.U., & Sumita, M. (2021). 3D electrical resistivity of Gran Canaria island using magnetotelluric data. Geothermics, 89, 101945.*



7. REFERENCIAS

- Anderson, E., Crosby, D., & Ussher, G. (2000, May). Bulls-eye!–Simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. In Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, Kyushu–Tohoku, Japan, May (pp. 909-914).
- Árnason, K., & Flovenz, Ó. G. (1998). Geothermal exploration by TEM-soundings in the Central Asal Rift in Djibouti, East Africa. In In: proceedings world geothermal congress (Vol. Florence, pp. 933–938).
- Árnason, K., Haraldsson, G. I., Johnsen, G. V, Þorbergsson, G., Hersir, G. P., Sæmundsson, K., ... Snorrason, S. P. (1987). Nesjavellir-Ölkelduháls. Surface Exploration in 1986. Orkustofnun Report OS-87018/JHD-02, Reykjavik, Iceland, 112.
- Blanco-Montenegro, I., Torta, J. M., García, A., & Araña, V. (2003). Analysis and modelling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canary Islands). Earth and Planetary Science Letters, 206(3), 601–616. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01129-9.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18, 605 635.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. Geophysical Journal International, 158(2), 457-469.
- Camacho, A. G., Montesinos, F. G., & Vieira, R. (2000). Gravity inversion by means of growing bodies. GEOPHYSICS, 65(1), 95–101. https://doi.org/10.1190/1.1444729
- Chave, A. D. (1989). BIRRP: Bounded influence, remote reference processing. Journal of Geophysical Research, 94(B10), 14-215.
- Chave, A. D., & Jones, A. G. (Eds.). (2012). The magnetotelluric method: Theory and practice. Cambridge University Press.
- Egbert, G. D., & Kelbert, A. (2012). Computational recipes for electromagnetic inverse problems. Geophysical Journal International, 189(1), 251-267.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Clarke, J., 1979. Error analysis for remote reference magnetotellurics. Geophysics 44 (5), 959–968.
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G.D. & Tandon, K., 2014. ModEM: a modular system for inversion of electromagnetic geophysical data, Comput. Geosci., 66, 40–53.
- Krastel, S., &Schmincke, H.-U. (2002). Crustal structure of northern Gran Canaria, Canary Islands, deduced from active seismic tomography. Journal of Volcanology and Geothermal



Research, 115(1), 153–177. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00313-4.

- Krieger, L., & Peacock, J. R. (2014). MTpy: A Python toolbox for magnetotellurics. Computers & Geosciences, 72, 167-175.
- Marti, A., Queralt, P., & Ledo, J. (2009). WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. Computers & Geosciences, 35(12), 2295-2303.
- Miensopust, M. P. (2010). Multidimensional Magnetotellurics: A 2D Case Study and a 3D Approach to Simultaneously Invert for Resistivity Structure and Distortion Parameters. Ph.D. thesis, National University of Ireland, Galway Ireland.
- Oskooi, B., Pedersen, L. B., Smirnov, M., Árnason, K., Eysteinsson, H., & Manzella, A. (2005). The deep geothermal structure of the Mid-Atlantic Ridge deduced from MT data in SW Iceland. Electromagnetic Induction in the Earth Electromagnetic Induction in the Earth, 150(1–3), 183–195. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.08.027.
- Pellerin, L., Johnston, J. M., & Hohmann, G. W. (1996). A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. Geophysics, (61), 121–130.
- Piña-Varas, P. (2014). Aplicación del método magnetotelúrico a la caracterización de reservorios: Anticlinal de El Hito (Cuenca) y Sistema Geotérmico de Tenerife.
- Piña-Varas, P., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Bellmunt, F., Hidalgo, R., & Messeiller, M. (2014).
 3-D Magnetotelluric exploration of Tenerife geothermal system (Canary Islands, Spain). Surveys in Geophysics, Acepted.
- Schmincke, H.-U. (1993). Geological Field Guide Gran Canaria. Kiel: Pluto Press.
- Szarka, L. (1988). Geophysical aspects of man-made electromagnetic noise in the earth—A review. Surveys in Geophysics, 9(3-4), 287-318.
- Tikhonow, A. N. (1950). On determination of electric characteristics of deep layers of the earth's crust. Dokl. Acad. Nauk SSSR, 151, 295 297.
- Troll, V. R., & Carracedo, J. C. (2016). Chapter 6 The Geology of Gran Canaria. In V. R. Troll & J.
 C. B. T.-T. G. of the C. I. Carracedo (Eds.) (pp. 357–481). Elsevier. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809663-5.00006-2.
- Troll, V. R., Walter, T. R., & Schmincke, H. U. (2002). Cyclic caldera collapse: Piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence. Geology, 30(2), 135-138.



- Uchida, T. (1995). Resistivity structure of Sumikawa geothermal field, northeastern Japan, obtained from magnetotelluric data. In In: proceedings world geothemal congress (Vol. Florence, pp. 921–925).
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K., & Lilley, F. E. M. (2000). Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. Geophysical Journal International, 141(2), 321-336.
- Wright, P. M., Ward, S. H., Ross, H. P., & West, R. C. (1985). State of the art geophysical exploration for geothermal resources. .Geophysics, 50, 2666–2696.



8. ANEXOS

7.1. TABLA DE LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES

En la siguientes tablas 8.1 y 8.2 se muestran las coordenadas de las diferentes estaciones magnetotelúricas instaladas en la isla de Gran Canaria.

Número de sondeo	Latitud	Longitud	Número de sondeo	Latitud	Longitud
1	28.00252	-15.81057	26	27.91478	-15.69514
2	27.97571	-15.79701	27	27.86263	-15.67859
3	27.93683	-15.79011	28	27.83323	-15.67583
4	27.9107	-15.82323	29	27.80557	-15.68045
5	27.87127	-15.80134	30	28.1707	-15.63844
6	28.01465	-15.76987	31	28.12149	-15.65617
7	27.99570	-15.76772	32	28.07785	-15.65347
105	27.96721	-15.7756	33	28.04332	-15.63587
8	27.92657	-15.75017	34	28.00379	-15.6304
9	27.89662	-15.77217	35	27.96837	-15.64023
10	27.84845	-15.78826	36	27.92676	-15.66517
11	27.833	-15.77099	37	27.89978	-15.65446
12	28.02762	-15.72615	38	27.87357	-15.63699
13	28.02025	-15.74531	39	27.83008	-15.64079
14	27.96451	-15.76013	40	27.81147	-15.63815
15	27.94339	-15.73462	41	27.76399	-15.64472
16	27.90803	-15.73373	43	28.12685	-15.63533
17	27.87325	-15.72624	44	28.09185	-15.62437
18	27.82041	-15.71945	45	28.05003	-15.61182
20	28.14555	-15.68351	46	27.99836	-15.59719
103	28.09831	-15.69159	47	27.96926	-15.58332
21	28.05643	-15.68878	48	27.92821	-15.60146
22	28.03135	-15.68912	49	27.91562	-15.57693
23	28.01171	-15.67664	50	27.87471	-15.61134
24	27.98249	-15.68374	51	27.8263	-15.61449
25	27.9523	-15.69413			

 Tabla 8.1.
 Localizaciones de los diferentes sondeos.



Número de sondeo	Latitud	Longitud	Número de sondeo	Latitud	Longitud				
53	27.77027	-15.61627	80	28.05197	-15.49701				
54	28.14139	-15.55356	81	27.99194	-15.51067				
55	28.10672	-15.60183	82	27.96204	-15.47585				
56	28.07508	-15.5932	83	27.93611	-15.50119				
57	28.05406	-15.58302	84	27.90532	-15.48663				
58	27.992	-15.55274	85	27.51263	-15.29294				
59	27.95815	-15.5479	86	27.84352	-15.50292				
60	27.93908	-15.56728	87	27.796	-15.47872				
61	27.9063	-15.56549	88	28.10707	-15.4728				
63	27.85334	-15.56978	89	28.07585	-15.45926				
64	27.82506	-15.58349	90	28.04248	-15.46088				
65	27.78037	-15.57823	91	28.00117	-15.46573				
66	28.12335	-15.54145	92	27.97281	-15.44774				
67	28.108	-15.53498	93	27.93647	-15.43486				
68	28.08014	-15.55064	94	27.911	-15.46979				
69	28.04041	-15.53543	95	27.88996	-15.47332				
70	27.99494	-15.54113	96	27.84612	-15.43987				
71	27.96225	-15.52039	97	27.83821	-15.47488				
72	27.93916	-15.52925	99	27.96605	-15.41442				
73	27.88392	-15.53194	100	27.95286	-15.40827				
74	27.86373	-15.52273	102	27.87629	-15.39843				
75	27.81227	-15.53292	103	28.0983	-15.69159				
76	27.78633	-15.51474	4402	28.09672	-15.61622				
78	28.11256	-15.4824	5502	28.11177	-15.61054				
79	28.08123	-15.49278	4602	27.99555	-15.59548				

Tabla 8.2. Localizaciones de los diferentes sondeos.



7.2. GRÁFICOS DE RESISTIVIDAD APARENTE Y FASE PARA LOS DIFERENTES SONDEOS MAGNETOTELÚRICOS



Figura 8.1. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 1.





Figura 8.2. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 2.





Figura 8.3. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 3.





Figura 8.4. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 4.





Figura 8.5. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 5.





Figura 8.6. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 6.





Figura 8.7. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 7.





Figura 8.8. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 8.





Figura 8.9. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 9.





Figura 8.10. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 10.





Figura 8.11. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 11.





Figura 8.12. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 12.





Figura 8.13. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 13.





Figura 8.14. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 14.





Figura 8.15. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 15.





Figura 8.16. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 16.





Figura 8.17. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 17.





Figura 8.18. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 18.




Figura 8.19. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 20.





Figura 8.20. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 21.





Figura 8.21. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 22.





Figura 8.22. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 23.





Figura 8.23. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 24.





Figura 8.24. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 25.





Figura 8.25. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 26.





Figura 8.26. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 27.





Figura 8.27. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 28.





Figura 8.28. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 29.





Figura 8.29. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 30.





Figura 8.30. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 31.





Figura 8.31. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 32.





Figura 8.32. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 33.





Figura 8.33. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 34.





Figura 8.34. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 35.





Figura 8.35. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 36.





Figura 8.36. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 37.





Figura 8.37. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 38.





Figura 8.38. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 39.





Figura 8.39. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 40.





Figura 8.40. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 41.





Figura 8.41. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 43.





Figura 8.42. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 44.





Figura 8.43. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 4402.





Figura 8.44. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 45.





Figura 8.45. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 46.





Figura 8.46. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 47.





Figura 8.47. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 48.





Figura 8.48. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 49.





Figura 8.49. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 50.





Figura 8.50. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 51.





Figura 8.51. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 53.





Figura 8.52. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 54.





Figura 8.53. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 55.





Figura 8.54. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 56.




Figura 8.55. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 57.





Figura 8.56. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 58.





Figura 8.57. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 59.





Figura 8.58. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 60.





Figura 8.59. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 61.





Figura 8.60. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 63.





Figura 8.61. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 64.





Figura 8.62. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 65.





Figura 8.63. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 66.





Figura 8.64. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 67.





Figura 8.65. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 68.





Figura 8.66. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 69.





Figura 8.67. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 70.





Figura 8.68. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 71.





Figura 8.69. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 72.





Figura 8.70. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 73.





Figura 8.71. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 74.





Figura 8.72. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 75.





Figura 8.73. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 76.





Figura 8.74. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 78.





Figura 8.75. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 79.





Figura 8.76. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 80.





Figura 8.77. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 81.





Figura 8.78. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 82.





Figura 8.79. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 83.





Figura 8.80. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 84.





Figura 8.81. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 85.





Figura 8.82. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 86.





Figura 8.83. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 87.





Figura 8.84. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 88.





Figura 8.85. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 90.





Figura 8.86. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 91.





Figura 8.87. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 92.





Figura 8.88. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 93.





Figura 8.89. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 94.





Figura 8.90. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 95.




Figura 8.91. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 96.





Figura 8.92. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 97.





Figura 8.93. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 99.





Figura 8.94. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 100.





Figura 8.95. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 102.





Figura 8.96. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 103.





Figura 8.97. Curvas de resistividad aparente y fase del sondeo 105.



7.3. DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA A DIFERENTES PROFUNDIDADES



405000 415000 425000 435000 445000 455000 465000

Figura 8.98. Distribución de resistividades a una profundidad de 0 metros.



Figura 8.99. Distribución de resistividades a una profundidad de 250 metros respecto al nivel del mar.





Figura 8.100. Distribución de resistividades a una profundidad de 500 metros respecto al nivel del mar.



Figura 8.101. Distribución de resistividades a una profundidad de 750 metros respecto al nivel del mar.





405000 415000 425000 435000 445000 455000 465000

Figura 8.102. Distribución de resistividades a una profundidad de 1000 metros respecto al nivel del mar.



Figura 8.103. Distribución de resistividades a una profundidad de 1250 metros respecto al nivel del mar.





Figura 8.104. Distribución de resistividades a una profundidad de 1500 metros respecto al nivel del mar.



Figura 8.105. Distribución de resistividades a una profundidad de 1750 metros respecto al nivel del mar.





Figura 8.106. Distribución de resistividades a una profundidad de 2000 metros respecto al nivel del mar.



Figura 8.107. Distribución de resistividades a una profundidad de 2250 metros respecto al nivel del mar.





405000 415000 425000 435000 445000 455000 465000

Figura 8.108. Distribución de resistividades a una profundidad de 2500 metros respecto al nivel del mar.



Figura 8.109. Distribución de resistividades a una profundidad de 2750 metros respecto al nivel del mar.





405000 415000 425000 435000 445000 455000 465000

Figura 8.110. Distribución de resistividades a una profundidad de 3000 metros respecto al nivel del mar.



Figura 8.111. Distribución de resistividades a una profundidad de 3250 metros respecto al nivel del mar.







Figura 8.112. Distribución de resistividades a una profundidad de 3500 metros respecto al nivel del mar.



Figura 8.113. Distribución de resistividades a una profundidad de 3750 metros respecto al nivel del mar.





405000 415000 425000 435000 445000 455000 465000

Figura 8.114. Distribución de resistividades a una profundidad de 4000 metros respecto al nivel del mar.



Figura 8.115. Distribución de resistividades a una profundidad de 4250 metros respecto al nivel del mar.





405000 415000 425000 435000 445000 455000 465000

Figura 8.116. Distribución de resistividades a una profundidad de 4500 metros respecto al nivel del mar.



Figura 8.117. Distribución de resistividades a una profundidad de 4750 metros respecto al nivel del mar.





405000 415000 425000 435000 445000 455000 465000

Figura 8.118. Distribución de resistividades a una profundidad de 5000 metros respecto al nivel del mar.



7.4. DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (SUR – NORTE)



Figura 8.119. Mapa donde se recogen los diferentes cortes longitudinales realizados de Norte a Sur.





Figura 8.120. Corte longitudinal 1, 2 y 3 Norte – Sur de resistividades eléctricas.





Figura 8.121. Corte longitudinal 4, 5 y 6 Norte – Sur de resistividades eléctricas.





Figura 8.122. Corte longitudinal 7, 8 y 9 Norte – Sur de resistividades eléctricas.





Figura 8.123. Corte longitudinal 10, 11 y 12 Norte – Sur de resistividades eléctricas.





Figura 8.124. Corte longitudinal 13, 14 y 15 Norte – Sur de resistividades eléctricas.



7.5. DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (OESTE – ESTE)



Figura 8.125. Mapa donde se recogen los diferentes cortes longitudinales realizados de Oeste a Este.





Figura 8.126. Corte longitudinal 1, 2 y 3 Oeste – Este de resistividades eléctricas.





Figura 8.127. Corte longitudinal 4, 5 y 6 Oeste – Este de resistividades eléctricas.





Figura 8.128. Corte longitudinal 7, 8 y 9 Oeste – Este de resistividades eléctricas.





Figura 8.129. Corte longitudinal 10, 11 y 12 Oeste – Este de resistividades eléctricas.





Figura 8.130. Corte longitudinal 13, 14 y 15 Oeste – Este de resistividades eléctricas.