



Aplicación del método magnetoteléxico a la caracterización de reservorios: Anticlinal de El Hito (Cuenca) y Sistema Geotérmico de Tenerife

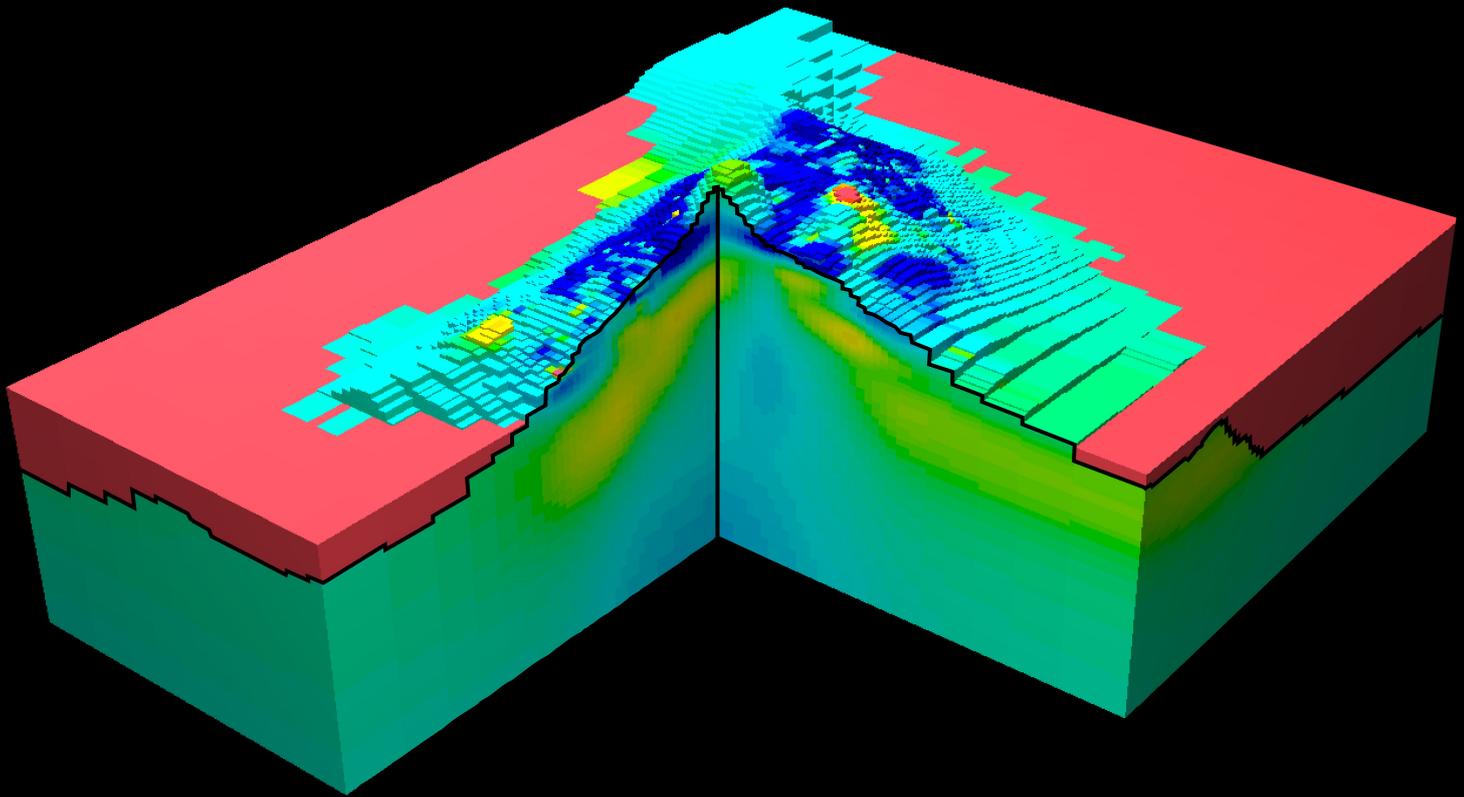
Perla Piña-Varas

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

Aplicación del Método Magnetotelúrico a la Caracterización de Reservorios: Anticlinal de El Hito (Cuenca) y Sistema Geotérmico de Tenerife



Perla Piña-Varas
Tesis Doctoral

Directores:

Juanjo Ledo

José Luí­s Garc­ía-Lob­on

Geomodels Research Institute
Departament de Geodinàmica i Geofísica
Facultat de Geologia
Universitat de Barcelona

Área de Investigación del Subsuelo
y Almacenamientos Geológicos
Instituto Geológico y Minero de España
(IGME)



Geomodels Research Institute

Departament de Geodinàmica i Geofísica

Facultat de Geologia

Universitat de Barcelona

Aplicación del método magnetotelúrico a la caracterización de reservorios: Anticlinal de El Hito (Cuenca) y Sistema Geotérmico de Tenerife.

Esta memoria ha sido realizada para optar al título de Doctora dentro del programa de doctorado de Ciencias de la Tierra de la Universitat de Barcelona bajo la dirección del Dr. Juanjo Ledo Fernández y la Co-dirección del Dr. José Luis García-Lobón.

Perla Piña-Varas

Barcelona, Marzo 2014

Dr. Juanjo Ledo Fernández

Director y tutor de la tesis

Dr. José Luis García-Lobón

Co-Director de la tesis

Esta tesis ha sido realizada gracias a la beca predoctoral FPI del Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

Los siguientes proyectos han colaborado en el financiamiento de esta tesis:

Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO₂ en España (64.044-64.055).

PIERCO₂ (CGL2009-07604)

GEOHERCAN (IPT-2011-1186-920000)

TOPOMED (CGL2008-03474-E/BTE)

Todo es posible solo...
.....porque la doma continúa.

A mi familia

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a Juanjo Ledo, mi director y tutor durante estos años, todo el apoyo y el tiempo que me ha dedicado. Gracias por tus consejos y por tu paciencia, no debe de ser fácil hacer entender a una geóloga de qué va esto de la magnetotelúrica, pero creo que lo hemos conseguido. En especial quiero agradecer el trato recibido. Hacer que la gente se sienta a gusto y valorada, aunque sean unos simples becarios, es importante, pero no todo el mundo lo hace. Gracias.

En segundo lugar, agradecer al Instituto Geológico y Minero de España (IGME) la beca pre-doctoral, sin la cual habría sido imposible realizar esta tesis. En particular quiero manifestar mi agradecimiento más sincero a José Luis García-Lobón, codirector de la tesis, por el apoyo recibido. También quiero agradecer a Pedro Ibarra todas las horas y todo el esfuerzo dedicado en las campañas de campo.

No menos importante ha sido la ayuda recibida por el resto de miembros del EXES: Pilar, Alex, Anna, Fabián, Oriol, Xènia, Lena, Eloi, Joan y David. Gracias Pilar por todas las horas invertidas en revisar mis textos. Gracias Xènia por esos debates tan intensos y fructíferos dedicados a resolver los problemas que nos íbamos encontrando, ¡suerte que algunos de ellos los realizábamos en un bar con unas cervezas! Gracias a todos por vuestros consejos y vuestra ayuda, ha sido un auténtico placer trabajar con vosotros.

La realización de parte de la tesis no habría sido posible sin la colaboración de Petratherm s.l. y del Instituto Tecnológico de Energías Renovables (ITER) de Tenerife. Quiero agradecerles toda la ayuda recibida durante las campañas de campo. En especial quiero dar las gracias a Mathiu Mesellier y a Fátima Rodríguez, por su ayuda en el campo, su paciencia y su simpatía.

También me gustaría dar las gracias a Raúl Hidalgo y Rayco Marrero por el tiempo dedicado a revisar el capítulo de Tenerife, así como a Josep de la Puente del BSC (Barcelona Supercomputing Center) por el apoyo técnico para la realización de los modelos 3-D.

A mi directora del trabajo de máster, Anna Gabàs, tú tienes mucha culpa de que me metiese en este lio. Simplemente gracias.

Desidero ricordare tutti coloro a Pisa che mi hanno aiutato. Ringrazio la professorera Adele Manzella di CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche) ed a i miei compagni Assunta e Alex per avermi accolto così affettuosamente.

A la gente que me ha acompañado en las campañas de campo, Pedro Ibarra, Yonas Brenner, Carmen Rey, Ruth Soto, Manoel Valcarcel, José Luis García-Lobón, Fátima Rodríguez, Oriol Rosell, Mathiu Mesellier, Raúl Hidalgo. Todos sabemos que el campo de MT no es fácil, pero con vuestra ayuda ha sido hasta divertido. En especial quiero agradecerle a Fabián Bellmunt el esfuerzo físico y mental realizado en las campañas de Tenerife. Gracias por tus consejos, por tu paciencia, y sobre todo por esa tranquilidad y buena cara con que siempre afrontas las cosas, ¡eso en el campo es todo un lujo!

A mis compañeros del departamento, Anna, Eva, Manu, Marta, Sara, Mar, Cristina, Lena, Xènia, Eloi, Fabián, Joan...que decir...¡trabajar con este buen ambiente es todo un placer! Gracias por las conversaciones y las risas en las comidas y en el rato del café....pero sobre todo gracias por las trastadas y por los detalles que habéis tenido conmigo. Gracias Mar por intentar echarme una mano con la parte artística de la portada de la tesis, pero yo soy así, ¡mu clásica!

Ahora llegamos a ese apartado de agradecimientos que va mucho más allá de la etapa de realización de esta tesis, gente sin cuyo apoyo y compañía el día a día habría sido, bastante menos llevadero.

Gràcies a les meves famílies catalanes. I ho dic bé, perquè tinc la sort de comptar amb dues famílies en aquest país. Per una banda, vull agrair a la meva família de Navàs, Joan, M^aÀngels, Agustí, Anna, Sara, Gloria y Xavi, l'afecte amb el que sempre m'heu tractat. Heu aconseguit que em sentís com una més de la vostra família, i això no té preu. Per altra banda, a la meva família Vigatana, Nacho, Anna, Eva, Ivana y Olmo, que malgrat ser tots tan diferents, formem un equip únic. Ja se que sembla que ens coneixem de fa molt de temps, però la realitat és que ens vam conèixer just l'any en que vaig començar aquest doctorat....Azis es....¡han sido unos años muy intensos!....Gracias por todas las misiones compartidas, las risas, las broncas en los viajes, las comilonas y las cervezas....¡esos momentos me han dado mucha energía!

A mis compañeros de piso, Oriol y Xènia,....¡santa paciencia que habéis tenido conmigo! De sobra sabéis que os agradeceré eternamente el haberme incluido en vuestro súper-piso. El resto, ya os lo he dicho en más de una ocasión en persona. ¡¡¡Gracias guapazos!!!!

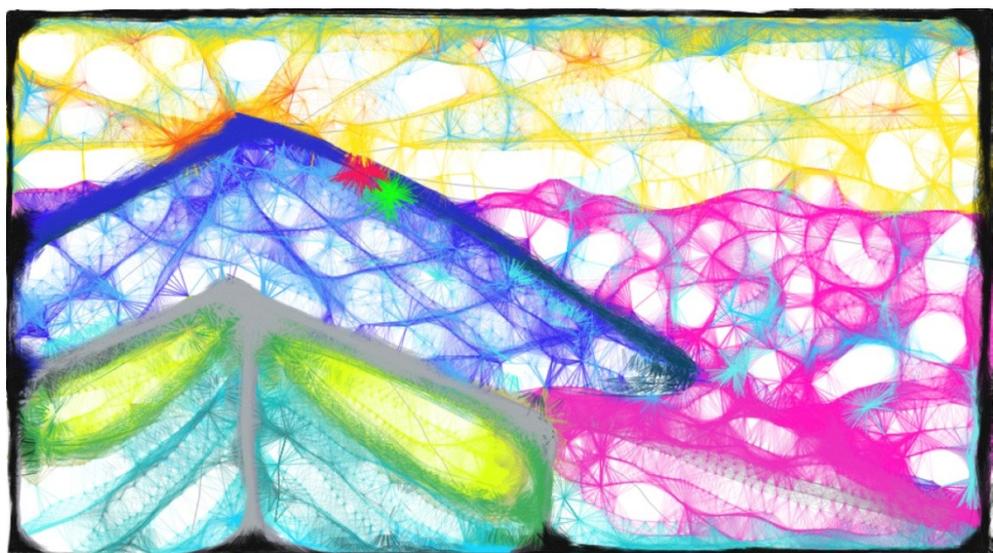
I després estan aquells que viuen a una ex-ruina, en Xavi i la Sara. Aquí sobren les paraules....¡que hauria fet jo sense vosaltres! Gracias Sara, desde que llegué a Catalunya siempre has estado ahí. No hace falta decir, que todo esto habría sido muy diferente de no habernos conocido.

Finalmente, a mi familia, Tito, Tere, Conchi y Héctor.....ya sé que seguís sin tener ni idea de que es lo que hago...pero puede que precisamente este sea el detalle más importante: Saber que hagas lo que hagas, decidas lo que decidas,...siempre habrá detrás de ti toda una familia apoyándote, empujándote, levantándote cuando te tropiezas y corrigiéndote cuando te equivocas....eso le da animo y fuerza a cualquiera. Así que como no podría ser de otra manera.....quiero brindaros el remate de esta tesis.....¡¡¡Va por ustedes!!!

¡¡¡Gracias a todos!!!!

¡¡¡Gràcies a tots!!!!

Perla Piña-Varas



MariPopi_Vinacho

ÍNDICE

ÍNDICE DE TABLAS Y FIGURAS	V
RESUMEN	XIII
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PRESENTACIÓN	1
1.2. OBJETIVOS PRINCIPALES	6

PARTE I

2. FUNDAMENTOS DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	11
2.1. ECUACIONES FUNDAMENTALES DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	13
2.2. COMPORTAMIENTO ELÉCTRICO DE LOS MATERIALES DE LA CORTEZA TERRESTRE	15
2.3. RESPUESTAS MAGNETOTELÚRICAS	18
2.3.1. TENSOR DE IMPEDANCIAS	19
2.3.2. FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA GEOMAGNÉTICA	20
2.3.3. INVARIANTES ROTACIONALES	22
2.4. DIMENSIONALIDAD GEOELÉCTRICA	23
2.4.1. MEDIOS UNIDIMENSIONALES (1-D)	23
2.4.2. MEDIOS BIDIMENSIONALES (2-D)	24
2.4.3. MEDIOS TRIDIMENSIONALES (3-D)	27
2.4.4. SUBESTIMACIÓN DE LA DIMENSIONALIDAD	27
2.5. EFECTOS DE DISTORSIÓN	28
2.6. MODELIZACIÓN DE LOS DATOS. OBTENCIÓN DEL MODELO GEOELÉCTRICO	32
2.7. INTERPRETACIÓN DEL MODELO GEOELÉCTRICO: INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS Y GEOLÓGICOS	33
3. MAGNETOTELÚRICA APLICADA A LA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS PROFUNDOS	37
3.1. CARACTERIZACIÓN DE ALMACENES GEOLÓGICOS DE CO ₂	39
3.1.1. ACUÍFEROS SALINOS PROFUNDOS	41
3.2. CARACTERIZACIÓN DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS DE ALTA ENTALPÍA	42
3.2.1. SISTEMAS GEOTÉRMICOS CONVENCIONALES	44

PARTE II

4. CARACTERIZACIÓN GEOELÉCTRICA 2-D DEL ANTICLINAL DE EL HITO	51
4.1. INFORMACIÓN PREVIA	52
4.1.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	52
4.1.2. EL ANTICLINAL DE EL HITO (EHA)	56
4.2. DATOS MAGNETOTELÚRICOS	60
4.2.1. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS	60
4.2.2. ANÁLISIS DE DIMENSIONALIDAD Y CÁLCULO DEL ÁNGULO DE STRIKE	61
4.3. INVERSION 2-D	66
4.3.1. INVERSIONES PRELIMINARES	66
4.3.2. MODELO CONCEPTUAL Y PRUEBAS CON DATOS SINTÉTICOS	71
4.3.3. OBTENCIÓN DE LOS MODELOS GEOELÉCTRICOS FINALES	78
4.4. INTERPRETACIÓN DE LOS MODELOS DE RESISTIVIDAD FINALES	85
4.4.1. ESTRUCTURAS CONDUCTORAS (C1 Y C2)	85
4.4.2. ESTRUCTURAS RESISTIVAS (R1 Y R2)	86
4.5. CONCLUSIONES	87
5. CARACTERIZACIÓN 3-D DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE LA ISLA DE TENERIFE	91
5.1. MARCO GEOLÓGICO	91
5.1.1. LAS ISLAS CANARIAS	91
5.1.2. TENERIFE	94
5.1.2.1. Manifestaciones hidrotermales y prospección geotérmica	100
5.1.2.2. Estudios geofísicos previos	102
5.2. DATOS MAGNETOTELÚRICOS	104
5.2.1. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE MT	105
5.2.1.1. Análisis de la dimensionalidad	110
5.2.1.2. Distorsiones: efecto del mar y de la topografía sobre las respuestas magnetotelúricas	111
5.3. INVERSIÓN 3-D	118
5.3.1. MODELO FINAL	121
5.3.1.1. Pruebas de sensibilidad	125
5.4. INTERPRETACIÓN DEL MODELO 3-D FINAL	128
5.4.1. SISTEMA GEOTÉRMICO	128
5.4.2. APORTACIONES A LA ESTRUCTURA INTERNA DE LA ISLA	132
5.4.2.1. Origen de la caldera de Las Cañadas	132
5.4.2.2. Cámaras magmáticas	141
5.4.2.2.1. Cámaras fonolíticas someras: Complejo Las Cañadas Teide-Pico Viejo.	144
5.4.2.2.2. Cámara máfica profunda: Erupciones basálticas.	151
5.4.2.3. Comparación con otros modelos geofísicos.	155
5.5. DISCUSIÓN	160
5.6. CONCLUSIONES	162

PARTE III**6. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS** **167**

6.1. CONCLUSIONES **167**6.1.1. ANTICLINAL DE EL HITO **167**6.1.2. SISTEMA GEOTÉRMICO DE TENERIFE **169****6.2. TRABAJOS FUTUROS** **170****BIBLIOGRAFÍA** **173**

ANEXO **193**

ANEXO DIGITAL (CD)

ÍNDICE DE TABLAS Y FIGURAS

TABLAS

- Tabla 5.1. Resumen de las características de las cámaras magmáticas fonolíticas introducidas en el modelo 3-D final. Los modelos derivados reciben el nombre de B1 y A1. T: Teide, MB: Montaña Blanca, RB: Roques Blancos..... 146
- Tabla 5.2. Resumen de las características de las cámaras magmáticas máficas introducidas en el modelo final. Los modelos derivados reciben el nombre de B2 y M4..... 153

FIGURAS

- Figura 2.1. Espectro de potencia de las variaciones del campo magnético natural. La ampliación mostrada en el recuadro corresponde al mínimo de señal de la denominada banda muerta (dead-band; Junge, 1996)..... 12
- Figura 2.2. Rango de conductividad eléctrica de los materiales más frecuentes en la Tierra (modificado de Miensoopust, 2010)..... 17
- Figura 2.3. a) Mecanismos involucrados en la conducción eléctrica. I: Conducción por iones disueltos; II: Conducción por iones absorbidos en la superficie; III: Conducción por alteración. b) Resistividad eléctrica observada en la corteza basáltica de Islandia mineral (Árnason et al., 2010)..... 18
- Figura 2.4. Curvas de resistividad aparente y fase para tres posibles casos..... 20
- Figura 2.5. Vectores de inducción (componente real) correspondientes a tres frecuencias diferentes (0.1, 1 y 10 Hz) para el caso de un modelo geoelectrico 3-D..... 21
- Figura 2.6. Tensor de impedancias en función de la dimensionalidad de las estructuras. R es la matriz de rotación y RT su traspuesta (modificado de Martí, 2006)..... 23
- Figura 2.7. Modelo 2-D simplificado compuesto por dos cuerpos con diferentes conductividades σ_1 y σ_2 . La componente E_y del campo eléctrico es discontinua a lo largo del contacto entre los dos cuerpos. Para el caso bidimensional los campos electromagnéticos pueden descomponerse en dos modos independientes, conocidos como modo TE y modo TM (modificado de Simpson y Bahr, 2005)..... 25
- Figura 2.8. Dependencia de la dimensionalidad con la escala. La figura muestra un pequeño cuerpo superficial de resistividad ρ_2 en un medio de resistividad ρ_1 . Dependiendo del skin depth, y por lo tanto del periodo, las respuestas magnetotélúricas serán 1-D, 2-D o 3-D, pudiendo aparecer a periodos altos el efecto de la distorsión galvánica (modificado de Simpson y Bahr, 2005). 26
- Figura 2.9. Parámetros de distorsión según la descomposición de Groom-Bailey. Modificada de Simpson y Bahr (2005)..... 29

Figura 2.10. Cuadro resumen con los tipos de distorsión galvánica más comunes. En la columna de la izquierda están representadas las estructuras causantes de la distorsión, a la derecha, los efectos provocados en las curvas de resistividad aparente y fase. Todos los casos corresponderían a medios 2-D.....	31
Figura 2.11. Relación entre la resolución y la dimensionalidad del modelo presentado. a) Modelo 1-D. La respuesta obtenida para dos capas con similar conductancia (líneas verdes continua y discontinua) pero diferentes espesor y resistividad será la misma. b) Modelo 2-D. Al realizar un modelo 2-D obtendremos respuestas diferentes para los modos TE y TM.....	35
Figura 2.12. Inversiones con datos sintéticos que ponen de manifiesto algunas de los problemas de resolución de la MT. Los modelos de resistividad a, c y e fueron utilizados para obtener los datos sintéticos. Los modelos b, d y f corresponden a los modelos obtenidos tras la inversión de los datos sintéticos. Los triángulos invertidos indican la posición de los sondeos de MT (Bedrosian, 2007).....	36
Figura 3.1. Rango de frecuencias y profundidades de investigación correspondientes a resistividades típicas para diferentes métodos electromagnéticos. RMT: Radio magnetotelúrica; CSEM: Métodos electromagnéticos de fuente controlada; TDEM: Sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo; IP: Polarización inducida; BBMT: Magnetotelúrica de banda ancha; LMT: Magnetotelúrica de periodo largo. En rojo y con una traza más gruesa, BBMT, método utilizado en esta tesis (Modificado de Pellerin y Wannamaker, 2005).....	38
Figura 3.2. Resumen de las opciones de almacenamiento geológico de CO ₂ en formaciones geológicas profundas (modificado de Benson y Cook, 2005).....	40
Figura 3.3. a) Mapa de Favorabilidad/Fiabilidad de las estructuras geológicas estudiadas por el IGME (Favorabilidad según Criterios geológicos. Almacenes de capacidad superior a los 50 Mt CO ₂). b) Detalle de la zona central de la península. El almacén estudiado en esta tesis, el anticlinal de El Hito, es la estructura numerada como 38/IT-GE-19A (García-Lobón et al., 2011).....	42
Figura 3.4. Esquema de un sistema geotérmico profundo (modificado del http://www.bgs.ac.uk/research/energy/geothermal).....	44
Figura 3.5. Alteración mineral en función de la temperatura en rocas basálticas. (Modificado de Geological Survey of Iceland, ISOR; http://www.geothermal.is/).....	46
Figura 3.6. Perfil general de resistividad en áreas geotérmicas de alta temperatura de Islandia (Modificado de Flóvenz et al., 2005). La escala vertical, de profundidad, es arbitraria dependiendo de los perfiles de temperatura.....	46
Figura 3.7. a) Modelo conceptual de un sistema geotérmico convectivo (En Muñoz, 2014). b) Sistema geotérmico localizado en una zona con fuertes pendientes (Anderson et al., 2000).....	47
Figura 4.1. a) Localización de la zona de estudio dentro de la Península Ibérica. b) Mapa geológico simplificado de la Cordillera Ibérica. La flecha negra marca la situación de la zona de estudio dentro de la Cuenca de Loranca (Piña-Varas et al., 2013).....	53
Figura 4.2. Esquema estructural de la cuenca de Loranca y la sierra de Altomira. El cuadro negro sitúa el área de estudio dentro de la Cuenca de Loranca (modificado de Guimerà, 2004).....	53
Figura 4.3. Columna estratigráfica sintética de la estructura de El Hito (Modificado de García-Lobón et al., 2011).....	55

Figura 4.4. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio. El anticlinal de El Hito se sitúa en el centro con una dirección aproximada NO-SE. Base cartografía geológica del IGME (http://cuarzo.igme.es/sigeco/default.htm).....	57
Figura 4.5. Cortes geológicos realizados por Biete et al. (2012). Ver figura 4.4 para su ubicación.....	58
Figura 4.6. Datos del sondeo El Hito-1. a) Log de resistividad; b) Columna litológica descrita en el pozo (modificado de Piña-Varas et al., 2013).....	59
Figura 4.7. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio (WGS84, 30N). En rojo, la localización de los sondeos magnetotéluricos. RR: estación utilizada como referencia remota (Modificado de Piña-Varas et al., 2013).....	61
Figura 4.8. Criterios de dimensionalidad según los valores del tensor de impedancias para los invariantes WAL (Modificado de Martí et al., 2009).....	62
Figura 4.9. Resultado del análisis de dimensionalidad (Modificado de Piña-Varas et al., 2013).....	63
Figura 4.10. Direcciones de Strike obtenidas para cada uno de los sondeos de MT (Piña-Varas et al., 2013).....	64
Figura 4.11. Curvas de resistividad aparente y fase una vez rotadas según la dirección de strike correspondiente. La zona sombreada corresponde a los datos afectados por la presencia de ruido, por lo que no se han utilizado para la realización de los modelos. Las líneas continuas corresponden a la curva suavizada utilizando la solución D+ con un 10 % de error. Este método busca el medio 1-D que mejor se adapte a las curvas de resistividad aparente y de fases (Piña-Varas et al., 2013).....	65
Figura 4.12. Modelos de resistividad obtenidos de las inversiones preliminares. a) Perfil A; b) Perfil B. La línea vertical indica la posición del pozo El Hito-1; c) Zona este del perfil D, coincidiendo con EHA. En todos los casos se utilizó como modelo inicial un medio homogéneo de 30 Ω m.....	67
Figura 4.13. Resultados de las pruebas de inversión realizadas en el perfil B. Columna de la izquierda, primer grupo de pruebas: variación de los datos a invertir. Columna de la derecha, segundo grupo de pruebas: introducción de restricciones durante la inversión. En cada modelo se indica el RMS y los datos invertidos. La línea discontinua delimita la zona del modelo fijada durante el proceso de inversión. En el caso del modelo d) solo se fijaron las celdas correspondientes al pozo El Hito-1. TM: yx; TE: xy; pa: resistividad aparente; Φ : fases.....	70
Figura 4.14. Modelos conceptuales construidos para cada uno de los perfiles. a) Perfil A; b) Perfil B; c) Perfil D.....	72
Figura 4.15. Resumen de algunas de las pruebas realizadas con los datos sintéticos para el caso del perfil A. En la parte izquierda de la figura, están representados los modelos iniciales utilizados para cada inversión y en la parte derecha el resultado de las inversiones. En todos los casos, los datos invertidos corresponden a los obtenidos tras la resolución del problema directo del modelo conceptual mostrado en la figura 4.14a. Los modelos resultan de la inversión conjunta de resistividades aparentes y fases de los modos TM y TE para un rango de periodos de 0.001-10 s. Las líneas rojas discontinuas indican la posición de las capas del modelo conceptual. El RMS en todos los casos es inferior a 1.....	75
Figura 4.16. Conductancias. a) Modelo conceptual del perfil A. Las líneas rojas discontinuas indican las profundidades para las que se ha calculado la conductancia. b) Conductancias correspondientes a tres profundidades distintas del modelo conceptual y de los modelos de inversión obtenidos en las pruebas realizadas con los datos sintéticos (Figura 4.15 derecha).....	77

Figura 4.17. Modelos obtenidos tras la inversión de los datos reales siguiendo la metodología derivada de las pruebas realizadas con los datos sintéticos. a) Perfil A; b) Perfil B, c) Perfil D. Los modelos corresponden a la inversión conjunta de los modos TM y TE utilizando como modelo inicial los modelos conceptuales creados para cada perfil (Piña-Varas et al., 2013).....	79
Figura 4.18. Resultados del test de sensibilidad realizado en el límite basamento conductor-basamento resistivo. a) Perfil A, b) Perfil B, c) Perfil D (Piña-Varas et al., 2013).....	80
Figura 4.19a. Modelo final de resistividades para el perfil A. a) Corte geológico según el perfil A-A' (Biete et al., 2012; figura 4.7). El perfil de MT solo corresponde a la parte central del corte geológico. b) Modelo de resistividades 2-D obtenido tras la inversión de los modos TE y TM del perfil A con la interpretación geológica sobreimpuesta. En la parte superior del modelo se muestra la información geológica obtenida de la cartografía existente (Piña-Varas et al., 2013).....	81
Figura 4.19b. Modelo final de resistividades para el perfil B. a) Corte geológico según el perfil B-B' (Biete et al., 2012; figura 4.7). El perfil de MT solo corresponde a la parte central del corte geológico. b) Modelo de resistividades 2-D obtenido tras la inversión de los modos TE y TM del perfil B con la interpretación geológica sobreimpuesta. La línea roja representa la traza del pozo El Hito-1, y los números (1 a 6) indican las estructuras y contactos más relevantes observados en el registro del pozo. En la parte superior del modelo se muestra la información geológica obtenida de la cartografía existente (Piña-Varas et al., 2013).....	82
Figura 4.19c. Modelo final de resistividades para el perfil D. a) Corte geológico según el perfil D-D' (Biete et al., 2012; figura 4.7). El perfil de MT solo corresponde a la parte oeste del corte geológico. b) Modelo de resistividades 2-D obtenido tras la inversión de los modos TE y TM del perfil D con la interpretación geológica sobreimpuesta. En la parte superior del modelo se muestra la información geológica obtenida de la cartografía existente (Piña-Varas et al., 2013).....	83
Figura 4.20. Ajuste de los modelos finales. Comparación de las resistividades aparentes y fases de los datos observados y las respuestas de los modelos 2-D finales. a) Perfil A, b) Perfil B, c) Perfil D. (Piña-Varas et al., 2013).....	84
Figura 5.1. Mapa de las Islas Canarias. Entre paréntesis se indica la edad de las rocas más antiguas que se han datado para el vulcanismo subaéreo (Guillou et al., 2004).....	92
Figura 5.2. a) Mapa geológico simplificado de la isla de Tenerife (WGS84, 28N). T-PV: complejo Teide Pico Viejo; U: Ucanca; G: Guajara; DH: Diego Hernández; LC: Las Cañadas; PG: Pedro Gil. b) Corte geológico de la isla (Modificado de Carracedo et al., 2007).....	96
Figura 5.3 a) Corte geológico simplificado de la Caldera de Las Cañadas del Teide y del Valle de Icod según el modelo de colapso vertical. b) Corte geológico simplificado de la Caldera de Las Cañadas del Teide y del Valle de Icod según el modelo de deslizamiento lateral. Ver figura 5.2a para localización del corte (Modificado de Martí, 2004).....	99
Figura 5.4. Principales manifestaciones hidrotermales en la Caldera de Las Cañadas del Teide. PV: Pico Viejo, T: Teide, MB: Montaña Blanca, RDG: Los Roques de García.....	101
Figura 5.5. Síntesis de zonas anómalas en las aguas subterráneas según el estudio de exploración geotérmica llevado a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España. Extraído de IGME (1983-1993e; en Marrero, 2010).....	102
Figura 5.6. Sondeos de MT utilizados en este estudio. La figura muestra tanto la abrupta topografía de la isla, que pasa de 0 m s.n.m en la línea de costa a 3718 m s.n.m en el centro de la isla (Pico del Teide), como la batimetría (líneas continuas, espaciado: 200 m; Piña-Varas et al., 2014).....	105

Figura 5.7. Pseudosección del determinante de las fases para el grupo de datos Petra-UB. Las cruces negras indican las frecuencias en las que hay datos para cada sondeo (Ver figura 5.11b para la localización del perfil).....	107
Figura 5.8. Mapas del determinante de las fases para diferentes frecuencias calculados a partir de los datos del grupo Petra-UB. Los círculos rojos indican la posición de los sondeos. Las flechas representan los vectores de inducción para los sondeos adquiridos por Petrathem s.l (2009) según el criterio de Parkinson, por lo que apuntan hacia las zonas más conductoras.....	109
Figura 5.9. Profundidad de investigación según la aproximación de Bostick para todos los sondeos: parte superior grupo Petra-UB, parte inferior grupo IGME. Los círculos indican las profundidades para cada frecuencia concreta, que vienen dadas a su vez por los diferentes colores. En la columna de la izquierda están representadas las profundidades para la componente Z_{xy} , en la de la derecha las de Z_{yx}	110
Figura 5.10. Mapas de dimensionalidad para cinco bandas de periodo diferentes. El análisis fue realizado utilizando el código WALDIM (Martí et al., 2009; extraído de Piña-Varas et al., 2014).....	111
Figura 5.11. a) Sección vertical del modelo conceptual 3-D de la isla de Tenerife. El modelo incluye la topografía y el mar. b) Sondeos de MT utilizados para determinar el efecto de la topografía (sondeos D y B) y del mar (sondeos A, B y C). c) Comparación de las curvas de resistividad aparente de los datos observados en campo y los calculados a partir del modelo conceptual para los sondeos TEN030a, TEN060a y TEN074a (Piña-Varas et al., 2014).....	113
Figura 5.12. Secciones verticales de los modelos utilizados para determinar el efecto del mar y la topografía en los datos de MT. a) Modelo sea, modelo conceptual con mar y topografía. b) Modelo land, modelo conceptual en el que el mar ha sido sustituido por una capa de 1000 Ωm . c) Modelo 1-D, medio estratificado con las mismas capas (espesor y resistividad) que el modelo conceptual pero sin mar ni topografía.....	114
Figura 5.13. a) Resistividad aparente obtenida en los sondeo D y B para los modelos land y 1-D. b) Diferencia de las pseudosecciones de las fases de los modelos land y 1-D (situación del perfil en figura 5.11b; Piña-Varas et al., 2014).....	115
Figura 5.14 a) Resistividad aparente obtenida en los sondeo A, B y C para los modelos land y Sea. b) Diferencia de las pseudosecciones de las fases de los modelos land y Sea (situación del perfil en figura 5.11b; Piña-Varas et al., 2014).....	116
Figura 5.15. Profundidad de investigación según la aproximación de Bostick para todos los sondeos: parte superior grupo Petra-UB, parte inferior grupo IGME. Los círculos indican las profundidades para cada frecuencia, que vienen dadas a su vez por los diferentes colores: rojo para frecuencias superiores a 0.1 Hz y azul para las inferiores. En la columna de la izquierda están representadas las profundidades para la componente Z_{xy} , en la de la derecha las de Z_{yx}	117
Figura 5.16. a) Modelo conceptual del que proceden los datos sintéticos invertidos. b) Resultado de la inversión (iteración nº 10) de las componentes diagonales y anti-diagonales de Z (Z_{xx} , Z_{yy} , Z_{xy} , Z_{yx}). c) Resultado de la inversión (iteración nº 10) de las componentes anti-diagonales de Z (Z_{xy} , Z_{yx}).....	119
Figura 5.17. Comparación de los resultados obtenidos utilizando diferentes modelos iniciales para la inversión: modelo que incluye información previa (columna de la izquierda), modelo homogéneo (columna de la derecha). Los resultados del modelo obtenido desde un medio homogéneo corresponden a la iteración nº 38.....	120
Figura 5.18. Ajuste del modelo. Comparación de las resistividades aparentes y fases de los datos observados y la respuesta del modelo final. Las pseudosecciones han sido calculadas según el perfil N80E (ver figura 5.11b para su ubicación; Piña-Varas et al., 2014).....	120

Figura 5.19. Cortes horizontales del modelo final 3-D. T: Teide, MB: Montaña Blanca. Las profundidades están dadas en m s.n.m. (Piña-Varas et al., 2014).....	122
Figura 5.20. a) Esquema con la localización de las secciones verticales mostradas, líneas continuas. La línea discontinua corresponde a la sección mostrada en la figura 5.24b. El mapa representa la distribución de resistividades obtenida a 1200 m s.n.m. b) Sección vertical NS. c) Sección vertical EO (Piña-Varas et al., 2014).....	123
Figura 5.21. Imagen tridimensional del modelo final (Piña-Varas et al., 2014).....	124
Figura 5.22. Pruebas de sensibilidad. Diferencia entre la respuesta del modelo final y el modelo modificado asumiendo: a) una resistividad de 6 Ω m para la discontinuidad central del conductor; b) una resistividad de 6 Ω m para la abertura NE del conductor central; c) una resistividad de 300 Ω m para una capa paralela a la topografía situada a 2000 m de profundidad. La columna de la derecha muestra la misma sección vertical de cada modelo modificado que la representada en la figura 5.20c.....	126
Figura 5.23. Diferencia entre la respuesta del modelo final y el modelo modificado asumiendo una resistividad de 300 Ω m para una capa paralela a la topografía situada a 2000 m de profundidad. Sondeo TEN072a situado en la zona central de la isla; sondeo TEN027a alejado del centro de la isla.....	127
Figura 5.24. a) Sección vertical del modelo conceptual de un sistema geotérmico de 250-300 °C (Cumming, 2009). b) Sección vertical EO extraída del modelo 3-D final. (Ver figura 5.20a para localización de la sección).....	129
Figura 5.25. Pruebas de sensibilidad para validar la presencia del cuerpo MH. T: Teide. a) Modelos MH_3 y MH_4 obtenidos tras sustituir el cuerpo MH por resistividades constantes de 1000 y 50 Ω m, respectivamente. b) Diferencia entre las respuestas del modelo final y el modelo MH_3. c) Diferencia entre las respuestas del modelo final y el modelo MH_4. (Ver figura 5.20a para localización de la sección).....	130
Figura 5.25.Cont. d) Comparación de las curvas de resistividad aparente de los datos observados y las respuestas de los modelos final, MH_3 y MH_4 para el sondeo TEN048.....	131
Figura 5.26. Representación esquemática de las dos hipótesis principales sobre el origen de la Caldera de Las Cañadas (modificado de Martí, 2004).....	133
Figura 5.27. Superposición de los esquemas propuestos por Martí (2004) para explicar el origen de la caldera de Las Cañadas y la correspondiente sección vertical del modelo final. a) Deslizamiento lateral; b) Colapso vertical. Las líneas discontinuas representan la profundidad de las secciones mostradas en la figura 5.28, azul: 1040 m s.n.m; rojo: 320 m s.n.m. El “mortalón”, que representa la base del deslizamiento, corresponde a la zona rayada.....	136
Figura 5.27. Cont. c) Modificación del esquema del colapso vertical en base al modelo de resistividades. Las líneas gruesa discontinuas corresponden a las paredes asociadas a la caldera. El “mortalón”, que representa la base del deslizamiento, corresponde a la zona rayada.....	137
Figura 5.28. Sección horizontal del clay cap ($\rho_a \leq 10 \Omega$ m) a: a) 1040 m s.n.m; b) 320 m s.n.m. La figura también muestra los principales deslizamientos laterales (Martí et al., 1997), las calderas de colapso (Martí y Gudmundsson, 2000. De izquierda a derecha: Ucanca, Guajara, Diego Hernández) y las paredes actuales de las calderas de los edificios Cañadas (izquierda) y Pedro Gil (derecha). T: Teide, MB: Montaña Blanca. Ver figura 5.27 para localización.....	139

Figura 5.29. Relación entre el clay cap a 1040 m s.n.m y las galerías de agua existentes en la isla. En la figura están representadas todas las galerías de agua de la isla con líneas finas; las líneas más gruesas representan las galerías cuya boca está situada a cotas próximas a la del clay cap representado (1040 m s.n.m).....	140
Figura 5.30. Cuadro cronoestratigráfico de Tenerife en el que se puede observar las principales fases constructivas y destructivas de la isla (modificado de Galindo, 2005. En Marrero, 2010).....	141
Figura 5.31. Sección vertical del estratovolcán Teide-Pico Viejo mostrando la localización de las cámaras magmáticas fonolíticas para el Teide, Montaña Blanca y Roques Blancos. Las cámaras magmáticas no están a escala (Andújar et al., 2013).....	143
Figura 5.32. Modelos realizados para determinar la capacidad de resolución de los datos magnetotelúricos frente a las cámaras magmáticas fonolíticas. a) Modelo B1; b) Modelo A2. T: Teide, MB: Montaña Blanca, RB: Roques Blancos.....	147
Figura 5.33. a) Proyección en planta de las cámaras magmáticas consideradas en las pruebas de sensibilidad. b) Diferencia entre las respuestas del modelo final y el modelo B1. En el caso del modelo A2 la diferencia es inferior al 10%, no siendo detectable.....	148
Figura 5.34. Resistividad aparente del sondeo TEN044b. Comparación de los datos observados y las respuestas de los modelos final, A2 y B1.....	149
Figura 5.35. a) Proyección en planta de las cámaras magmáticas consideradas en las pruebas de sensibilidad. T: Teide. b) Diferencia entre las respuestas de los modelos final y A2.....	150
Figura 5.36. a) Modelo B2. T: Teide. b) Diferencia entre las respuestas de los modelos final y B2.....	152
Figura 5.37. Esquema del sistema magmático del Tenerife (Martí et al., 2008).....	153
Figura 5.38. a) Modelo M4. T: Teide. b) Diferencia entre la respuesta de los modelos final y M4.....	154
Figura 5.39. Comparación de diferente información geofísica a 1000 m s.n.m. i) Superposición de los modelos de tomografía sísmica (García-Yeguas et al., 2012) y de resistividad; ii) Superposición de los modelos de contraste de densidades (Gottsmann et al., 2008) y de resistividad. Densidad de referencia para el modelo de densidad: 2749 kg/m ³ . Los triángulos grises corresponden a los sondeos de MT; los triángulos blancos indican la posición de El Teide (izquierda) y de Montaña Blanca (derecha). La línea continua azul corresponde al contorno del clay cap.....	156
Figura 5.39.cont. Comparación de diferente información geofísica a 1000 m b.n.m. iii) Superposición de los modelos de tomografía sísmica (García-Yeguas et al., 2012) y de resistividad; iv) Superposición de los modelos de contraste de densidades (Gottsmann et al., 2008) y de resistividad. Densidad de referencia para el modelo de densidad: 2812 kg/m ³ . Los triángulos grises corresponden a los sondeos de MT; los triángulos blancos indican la posición de El Teide (izquierda) y de Montaña Blanca (derecha). La línea continua azul corresponde al contorno del clay cap.....	157
Figura 5.40 Información geofísica superpuesta a lo largo de un perfil NS que cruza la isla por el Teide.....	159
Figura 5.41. Esquema del sistema geotérmico de la isla de Tenerife según el corte representado en la figura 5.26. El esquema muestra la interpretación de las estructuras geoelectricas más relevantes obtenidas en el modelo 3-D de resistividades. Se han teniendo en cuenta, además, el esquema geológico sugerido por Martí (2004) y el modelo hidrogeológico propuesto por Marrero (2010). En la figura se muestra la posible localización de las cámaras magmáticas, cuya ubicación exacta no ha podido ser determinada en base a los datos de MT disponibles.....	163

RESUMEN

El método magnetotelúrico es una técnica geofísica que permite caracterizar las estructuras del subsuelo en base a la distribución de la resistividad eléctrica.

Este parámetro físico es muy sensible a pequeños cambios en la composición de un determinado volumen de roca, por lo que estará fuertemente condicionado por factores como la naturaleza y composición de la roca, la porosidad, la proporción de poros saturados, las características del fluido de saturación, la presión o la temperatura. Este hecho hace que su caracterización sea especialmente atractiva durante la etapa de exploración de reservorios geológicos.

De entre los métodos electromagnéticos, la magnetotelúrica destaca por ser el único capaz de aportar información sobre las características del subsuelo a profundidades de varios kilómetros. Por esta razón, será el único método electromagnético aplicable al estudio de reservorios profundos, como son por ejemplo, la mayoría de los sistemas geotérmicos, los posibles almacenes geológicos de CO₂ o los acuíferos profundos.

En esta tesis se presentan los modelos geoelectrónicos obtenidos del estudio de dos reservorios geológicos distintos: un posible almacén geológico de CO₂ (Anticlinal de El Hito, Cuenca) y un sistema geotérmico convencional (Tenerife, Islas Canarias). Asimismo, se analiza y se expone la metodología empleada para la correcta caracterización de cada una de las estructuras.

Los resultados obtenidos son significativos y aportan información relevante sobre la morfología y localización de estructuras tan importantes como son, según el caso, el sello de los reservorios, posibles fallas o posibles cámaras magmáticas.

Adicionalmente, se ha realizado en ambos casos un análisis de la respuesta magnetotelúrica de las estructuras. Así, cada estudio aporta además información sobre la metodología de inversión empleada para obtener resultados válidos y satisfactorios.

Esta tesis supone, para el caso del estudio del sistema geotérmico de Tenerife, la primera etapa de los trabajos a realizar. El modelo aquí presentado ha sido interpretado en el contexto de un sistema geotérmico y comparado con otros modelos geofísicos y geológicos. No obstante, teniendo en cuenta la cantidad y la variedad de los estudios llevados a cabo en la isla de Tenerife (geoquímica, geofísica, geología), será necesario examinar el modelo de resistividades conjuntamente con la información que no ha podido ser incluida en este trabajo, para poder extraer así toda la información que los datos magnetotelúricos puedan aportar.

INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN

El propósito principal de la investigación que se presenta en esta tesis es la aplicación del método magnetotelúrico (MT) para la caracterización de reservorios geológicos.

Un reservorio geológico se define como una formación geológica porosa y permeable que permite el almacenamiento de fluidos tales como agua, hidrocarburos o gas. Para que el almacenamiento del fluido sea efectivo ha de existir también una formación sello, caracterizada habitualmente por su baja permeabilidad. Ambas formaciones son igualmente importantes, una contiene el fluido y la otra evita que éste se escape, por lo que será trascendental determinar las características no solo del reservorio, sino también del sello. Nos referiremos a este conjunto, por lo tanto, como el sistema sello/reservorio.

El método magnetotelúrico es una técnica geofísica que nos proporciona información sobre la resistividad eléctrica de las estructuras del subsuelo. A partir de la medida simultánea en superficie de las variaciones temporales de los campos eléctrico y magnético, se podrá determinar la distribución de este parámetro en función de la profundidad (Chave y Jones, 2012).

La resistividad eléctrica es un parámetro físico sensible a factores como la porosidad, la proporción de poros saturados con algún fluido frente a los poros secos, las características del fluido de saturación, la presión o la temperatura. Nos puede proporcionar, por lo tanto,

información no solo de la geometría de las principales estructuras que componen el sistema sello/reservorio, sino también de sus propiedades físicas.

Así, la MT se utiliza comúnmente en la exploración de hidrocarburos (p. ej. Orange, 1898; Christopherson, 1991; Withers et al., 1994; Sheard et al., 2005; Unsworth, 2005), de acuíferos (p. ej. Sainato et al., 2000; Falgàs et al., 2005, 2011; Pedersen et al., 2005; Linde et al., 2006; Slater, 2007), de yacimientos geotérmicos (p. ej. Árnason et al., 1987, 2000; Newman et al., 2005, 2008; Manzella et al., 2006, 2010; Heise et al., 2008) o en la caracterización de yacimientos minerales (p. ej. Boerner et al., 1993; Jones y García 2003; Heinson et al., 2006; Queralt et al., 2007; Dennis et al., 2011).

La memoria de esta tesis está dividida en dos bloques principales: Introducción al método magnetotelúrico (Parte I) y Caracterización de reservorios profundos (Parte II).

En la primera parte, se presenta el método magnetotelúrico, desde sus bases teóricas (Capítulo 2: Fundamentos del método magnetotelúrico) hasta singularidades de su aplicación para la caracterización de reservorios profundos, en particular para los casos de almacenes geológicos de CO₂ y de sistemas geotérmicos de alta temperatura (Capítulo 3: Magnetotelúrica aplicada a la caracterización de reservorios profundos). En este primer bloque, se hace especial hincapié en aquellas características del método que influirán en la obtención de un modelo geoelectrico coherente con la geología, como pueden ser los efectos de distorsión, la resolución de los datos o la dimensionalidad de la estructura estudiada. Este último parámetro es especialmente relevante en magnetotelúrica, ya que su incorrecta determinación puede llevar a modelos e interpretaciones erróneas. En este sentido, cabe resaltar que los estudios realizados en esta tesis incluyen estructuras de dimensionalidad diferente: bidimensionales y tridimensionales, para lo que se han empleado distintas metodologías y códigos de inversión.

En la segunda parte de la memoria de la tesis se exponen los resultados obtenidos en dos casos prácticos diferentes, así como la metodología empleada para la correcta caracterización de cada una de las estructuras estudiadas. En primer lugar, Capítulo 4, se presentan los resultados derivados del estudio de una estructura bidimensional, el anticlinal de El Hito (Cuenca, España). Este anticlinal fue incluido en el plan llevado a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) para valorar el potencial de almacenamiento geológico de CO₂ de diferentes formaciones permeables profundas (García-Lobón et al., 2011). El sistema sello/reservorio considerado aquí estaría compuesto por las areniscas del Buntsandstein (Triásico inferior), como almacén, y por

las evaporitas del Keuper (Triásico Superior), como sello. Así, la finalidad inicial de la campaña magnetotelúrica era definir la estructura y aportar información sobre el almacén y el sello por separado. La localización y características del almacén resultaron no ser las más adecuadas para su correcta caracterización geoelectrica. Se trata de un acuífero salino de escaso espesor y baja resistividad, situado a más de 2000 m de profundidad bajo 700 m de materiales de similar comportamiento eléctrico (Keuper). Esto, unido a los resultados obtenidos en los otros estudios realizados en la zona, que comenzaban a descartar la estructura como posible almacén de CO₂, llevó a un replanteamiento de los objetivos una vez iniciada la tesis. Así, el objetivo final sería el de caracterizar la estructura del anticlinal y aportar información sobre el sistema sello/reservorio en su conjunto.

La evaluación de esta estructura aparentemente sencilla supuso todo un reto, ya que los resultados obtenidos tras las primeras inversiones carecían por completo de sentido geológico. Esto dio lugar a la necesidad de realizar un análisis exhaustivo de las limitaciones y posibilidades del proceso de inversión 2-D ante una estructura de características similares a la estudiada. Para ello, se efectuaron una serie de pruebas con datos sintéticos, de cuyos resultados resalta por encima de todo la exigencia de integrar la información geológica en el proceso de inversión. Así, para obtener modelos geoelectricos coherentes con la geología de la zona, fue necesario incorporar parte de la información geológica en el modelo de partida de la inversión (modelo inicial). Como resultado final, se obtuvieron tres modelos 2-D de resistividad a lo largo de sendos perfiles, que definen la geometría de la estructura y aportan información sobre la morfología del conjunto sello/reservorio. De esta caracterización se deduce además, que los carbonatos jurasicos-cretácicos están fuertemente fracturados y que el basamento paleozoico podría estar igualmente afectado por fallas (Piña-Varas et al., 2013).

A continuación se presentan, en el Capítulo 5, las aportaciones al conocimiento de la estructura interna de la isla de Tenerife (Islas Canarias, España). En este caso, el análisis de los datos previo a la inversión revela un marcado carácter tridimensional, por lo que se han utilizado códigos acordes con esta dimensionalidad. Los programas de inversión tridimensionales son relativamente recientes, y por lo tanto menos frecuentes que para los casos 1-D y 2-D. No obstante, en los últimos años se ha producido un aumento considerable en el número de códigos de inversión 3-D (p.ej. Mackie y Madden, 1993; Newman y Alumbaugh, 2000; Farquharson et al., 2002; Sasaki, 2004; Siripunvaraporn et al., 2005; Han et al., 2008; Avdeeva, 2008; Avdeev y Avdeeva, 2009; Egbert y Kelbert, 2012). Uno de los factores más decisivo a la hora de escoger el código de inversión a

utilizar en la isla de Tenerife, será la capacidad de éste de incorporar la topografía. En este caso, la zona de estudio se caracteriza por la presencia de una topografía muy acusada, que no puede ser obviada durante la inversión de los datos. Así, el número de códigos disponibles hoy día se ve limitado a los desarrollados por Mackie y Madden (1993), Farquharson et al. (2002) y Egbert y Kelbert (2012). El primero de ellos es de uso comercial (Geosystem®), mientras que los otros dos están disponibles para uso académico. En nuestro caso, se ha utilizado el programa de inversión 3-D denominado ModEm (Egbert y Kelbert, 2012), por ser el más actual de los disponibles para uso académico.

Aparte de la ya mencionada topografía, el área de estudio se caracteriza por la presencia de un cuerpo conductor circundante, el mar. Estos dos factores han de ser analizados antes de proceder a la inversión de los datos, ya que son susceptibles de afectar a las respuestas magnetotelúricas. Para examinar este efecto se realizaron una serie de pruebas con modelos sintéticos. La principal conclusión de estos estudios fue que, para conseguir resultados válidos a profundidades superiores a los 3 km, es necesario incluir la topografía y el océano en el proceso de inversión 3-D (Piña-Varas et al., 2014).

Para la obtención del modelo de resistividades final se han utilizado datos de diferentes orígenes, algunos de ellos procedentes de campañas realizadas a finales de los 80. Estos, disponibles tan solo en formato papel, fueron digitalizados e introducidos en los modelos, haciendo de este estudio un buen ejemplo de la utilidad de la combinación de datos recientes y antiguos.

El modelo final aporta información relevante sobre diferentes aspectos de la estructura interna de la isla. Por un lado, caracteriza el sistema geotérmico, principalmente a través de la morfología del sello (*clay cap*). Esta estructura geoelectrica, de comportamiento marcadamente conductor, está muy bien definida en el modelo de resistividades. Adicionalmente, la distribución de resistividades en profundidad bajo el *clay cap* coincide con la observada en otros sistemas geotérmicos de alta temperatura (Árnason et al., 1987, 2000; Árnason y Flóvenz, 1998; Uchida, 1995; Oskooi et al., 2005). Por otro lado, aporta información a debates aún abiertos, como son el origen de la Caldera de Las Cañadas o la localización de las cámaras magmáticas. La principal conclusión extraída para el primer caso, es que el modelo de resistividades ajusta mejor con el modelo de formación de la caldera por colapso vertical. Mientras que para el caso de las cámaras magnéticas, los resultados indican que los datos magnetotelúricos son incompatibles con cámaras

fonolíticas someras de dimensiones superiores a 3x3x1 km y con cámaras máficas situadas a profundidades inferiores a los 8 km b.n.m.

Finalmente, se exponen en el capítulo 6 las conclusiones generales de la tesis.

Cabe resaltar que parte del trabajo aquí presentado ha dado lugar a dos publicaciones en revistas del SCI:

- **Piña-Varas, P.**, Ledo, J., Queralt, P., Roca, E., García-Lobón, J. L., Ibarra, P., & Biete, C. (2013). *Two-dimensional magnetotelluric characterization of the El Hito anticline (Loranca basin, Spain)*. *Journal of Applied Geophysics*, 95(0), 121-134. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.06.002>.
- **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* (In Press).

1.2. OBJETIVOS PRINCIPALES

Los objetivos de esta tesis están relacionados con la caracterización geoelectrica, a partir de datos magnetotelúricos, de dos reservorios concretos: I) El anticlinal de El Hito y II) El sistema geotérmico de Tenerife.

La finalidad de la caracterización geoelectrica del anticlinal de El Hito era:

- i. Caracterizar la distribución de resistividades de la cobertera del anticlinal.
- ii. Caracterizar las estructuras del basamento.
- iii. Determinar la morfología del conjunto sello/reservorio considerado como posible almacén geológico de CO₂.

Al inicio del estudio de esta estructura, surgieron nuevos objetivos vinculados a la resolución de problemas metodológicos:

- iv. Entender la respuesta magnetotelúrica de la estructura mediante la construcción de modelos conceptuales basados en información geológica y geofísica previa.
- v. Establecer una metodología de inversión adecuada para este caso particular. El objetivo será recuperar las estructuras introducidas en los modelos conceptuales a partir de la inversión de datos sintéticos. Esta metodología se aplicará finalmente a la inversión de los datos observados.

La caracterización geoelectrica del sistema geotérmico de Tenerife perseguía los siguientes objetivos:

a) Objetivos metodológicos:

- i. Determinar la influencia del mar y de la topografía en los datos magnetotelúricos para el caso concreto de la isla de Tenerife.
- ii. Integrar en el mismo proceso de inversión datos adquiridos en diferentes épocas. Recopilación y digitalización de datos magnetotelúricos adquiridos en los años 80. Tras su conversión a

formatos actuales, se realizará una inversión conjunta con datos más recientes para obtener el modelo de resistividades.

b) Objetivos generales:

- iii. Caracterizar la distribución de resistividades asociadas al sistema geotérmico (*clay cap/reservorio*) que existe bajo el complejo volcánico central.
- iv. Delimitar la localización de las cámaras magmáticas asociadas el Complejo Teide-Pico Viejo.
- v. Comparar la información aportada por el nuevo modelo de resistividades con la obtenida en estudios geológicos y geofísicos previos, a fin de obtener un modelo conceptual del sistema geotérmico.

Parte I

Introducción al método Magnetotelúrico

2. Fundamentos del método magnetotelúrico
3. MT aplicada a la caracterización de reservorios

FUNDAMENTOS DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica geofísica, de fuente natural, basada en el fenómeno de inducción electromagnética que permite caracterizar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. Esta técnica, utiliza como fuente las fluctuaciones del campo electromagnético terrestreⁱ producidas en la ionosfera a causa, principalmente, de la actividad solar. Cuando este campo denominado primario alcanza la superficie de la tierra, que se comportará como un medio conductor, induce distribuciones de cargas y de corrientes que darán lugar a un campo secundario. La MT se basa en la medida simultánea, en superficie, de las variaciones temporales de los campos eléctrico y magnético ($\vec{E}(t)$ y $\vec{H}(t)$) resultantes de la superposición de los campos primario y secundario. Dado el comportamiento vectorial de los campos eléctrico y magnético, es posible medir las tres componentes del campo magnético (H_x , H_y , H_z) y las dos componentes horizontales del campo eléctrico (E_x , E_y).

Para frecuencias bajas (<10 Hz), el origen de la señal está relacionado con la actividad solar (vientos solares), mientras que para frecuencias altas (>10 Hz), la señal se debe a tormentas eléctricas. En la transición entre estas dos posibles fuentes de energía existe una zona en la que la amplitud de la señal es muy baja, es la denominada “banda muerta” (*dead-band*) y se localiza a frecuencias en torno a 1 Hz (Figura 2.1).

ⁱ La amplitud de estas variaciones es muy débil, inferior a 10^{-9} T en la componente magnética y del orden de 10^{-6} V/m en la eléctrica.

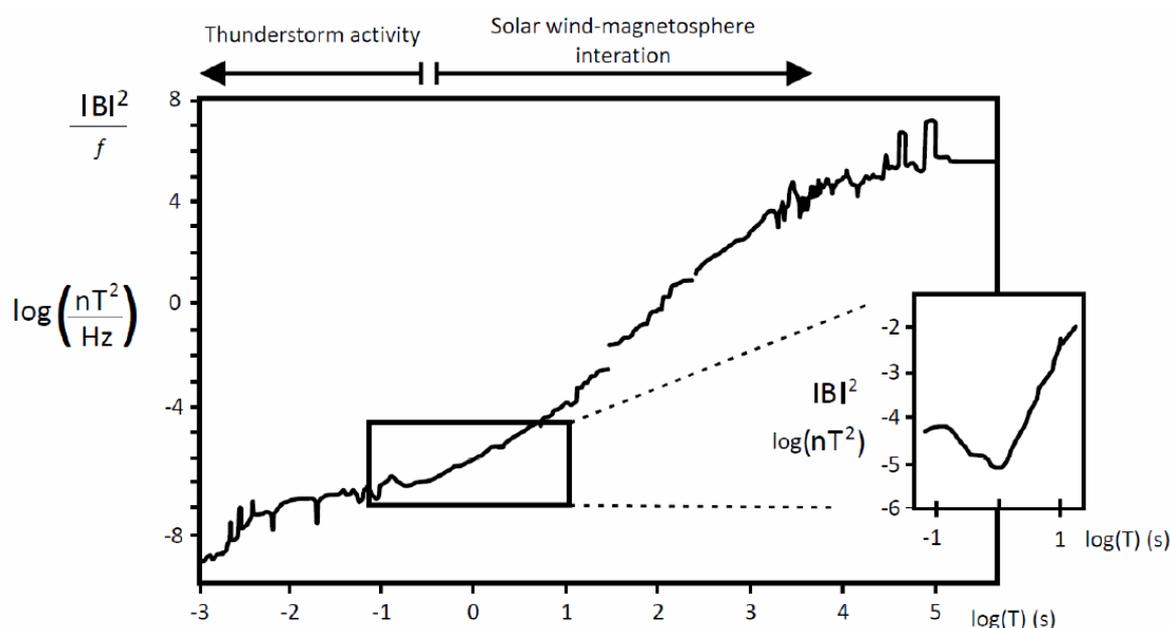


Figura 2.1. Espectro de potencia de las variaciones del campo magnético natural. La ampliación mostrada en el recuadro corresponde al mínimo de señal de la denominada banda muerta (*dead-band*; Junge, 1996).

Las variaciones temporales registradas en superficie se transforman al dominio de las frecuencias mediante el uso de las transformadas de Fourierⁱⁱ. Las componentes de los campos eléctrico y magnético resultantes, dependientes de la frecuencia, se utilizarán para calcular el tensor de impedancias que relacionará ambos campos (sección 2.3). A partir de esta relación, se podrá determinar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo en función de la profundidad.

De acuerdo con el comportamiento que presentan las ondas electromagnéticas al propagarse en un medio conductor, la penetración de la onda dependerá de su frecuencia de oscilación. Por lo tanto, cada frecuencia de la onda estudiada proporciona información de una determinada profundidad, que a su vez depende de la conductividad del medio.

El origen del método magnetotelúrico se remonta a los años 50 y se atribuye a Tikhonov (1950) y a Cagniard (1953), quienes establecieron las bases teóricas del método considerando una relación escalar entre los campos eléctrico y magnético. Pero no será hasta finales de esa misma década, cuando Neves (1957) establezca la naturaleza tensorial de la relación entre ambos campos y defina un algoritmo en diferencias finitas para resolver el problema directo en 2-D.

ⁱⁱ Normalmente se utiliza la transformada de Fourier aunque se empiezan a utilizar cada vez más las transformadas Wavelet (p. ej. Escalas et al., 2013).

Desde estas primeras aplicaciones se han producido grandes avances, tanto en la teoría como en la instrumentación, y se han desarrollado numerosos algoritmos para resolver el problema inverso. En las dos últimas décadas se ha trabajado principalmente en base a la inversión e interpretación en 2-D, pero en los últimos años se han desarrollado algoritmos de inversión en 3-D. Así, la gran evolución experimentada en las últimas décadas hace de la MT un método geofísico competitivo, capaz de caracterizar una amplia variedad de estructuras geológicas.

En este capítulo se expondrán, de forma resumida, los conceptos básicos del método magnetotelúrico incluyendo las ecuaciones fundamentales, el análisis de los datos y un breve compendio de las propiedades eléctricas de las rocas.

2.1. ECUACIONES FUNDAMENTALES DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

Las ecuaciones de Maxwell describen el comportamiento de los campos eléctrico y magnético así como la interacción entre ambos, constituyendo por lo tanto, las bases teóricas del método magnetotelúrico. Así, los principios físicos de la magnetotelúrica están basados en estas cuatro ecuaciones:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \quad \text{ley de Faraday}$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}, \quad \text{ley de Ampère}$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \rho_v, \quad \text{ley de Gauss el campo eléctrico}$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0, \quad \text{ley de Gauss para el campo magnético}$$

donde, \vec{E} (V/m) y \vec{H} (A/m) son las intensidades de los campos eléctrico y magnético, \vec{B} (T) es la inducción magnética, \vec{D} (C/m²) es el desplazamiento eléctrico, \vec{j} (A/m²) es la densidad de corriente y ρ_v (C/m³) es la densidad de carga eléctrica.

Las magnitudes vectoriales presentes en estas ecuaciones están relacionadas a través de las ecuaciones constitutivas del medio:

$$\vec{j} = \sigma \vec{E}$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E}$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H}$$

donde, σ , ϵ y μ describen las propiedades intrínsecas de los materiales a través de los que se propagan los campos electromagnéticos: σ (S/m) es la conductividad eléctrica (siendo su inversa la resistividad eléctrica, $\rho = 1/\sigma$ (Ωm)), ϵ (As/Vm) es la permitividad o constante dieléctrica y μ (Vs/Am) es la permeabilidad magnética.

Para la mayoría de los materiales presentes en la tierra, ϵ y μ muestran valores muy próximos al valor que tendrían en el vacío, quedando por lo tanto, $\epsilon \approx \epsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12}$ (As/Vm) y $\mu \approx \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ (Vs/Am). Consecuentemente, en la mayoría de los casos en los que se aplica MT, ϵ y μ se consideran constantes e iguales a su valor en el vacío.

Por su parte, la conductividad eléctrica (σ) de las rocas existentes en la corteza terrestre puede oscilar entre valores de hasta 10 órdenes de magnitud de diferencia (Figura 2.2). La matriz de las rocas suele presentar valores de conductividad muy bajos, del orden de 10^{-5} S/m, por lo que la conductividad total dependerá de factores tales como la presencia de fluidos ó minerales conductores como el grafito (Jones, 1992).

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, junto a las hipótesis de partida aplicadas a la inducción electromagnética para el caso de la MTⁱⁱⁱ, las leyes de Faraday y Ampère expresadas en el dominio de las frecuencias quedarían:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -i\omega\vec{B}$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{B} = \mu\sigma\vec{E}$$

donde, ω (rad/s) es la frecuencia angular.

Estas ecuaciones describen la propagación difusiva de las ondas electromagnéticas en el interior de la tierra, suponiendo que la fuente de energía se sitúa en superficie. Cuando una onda electromagnética penetra en el interior de la tierra, ésta se amortigua y su amplitud disminuye con la distancia recorrida. Se define así, el concepto de “penetración de onda” (*skin depth*) como la distancia a la cual la amplitud de la onda disminuye un factor e. Este valor dependerá de la resistividad del medio (ρ) y del periodo de la onda (T), siendo para un medio uniforme igual a:

ⁱⁱⁱ Las hipótesis de partida y el desarrollo de las ecuaciones fundamentales de la MT pueden ser consultadas en diferentes publicaciones, como por ejemplo: Cagniard, 1953; Price, 1962, 1973; Vozoff, 1991; Simpson and Bahr, 2005; Chave y Jones, 2012.

$$\delta(\omega) = \sqrt{\frac{2\rho}{\mu\omega}}$$

Pudiéndose simplificar al utilizar unidades del S.I como:

$$\delta = 503\sqrt{\rho T} \quad (m)$$

donde, T^{iv} es el periodo en segundos y ρ es la resistividad del medio en Ωm .

El análisis de los diferentes periodos permite obtener información a distintas profundidades, por lo que así podremos conseguir una primera aproximación de la máxima profundidad de investigación. No obstante, existen otras aproximaciones similares como son las propuestas por Niblett y Sayn-Wittgenstein (1960) y Bostick (1977). Ambas aproximaciones son equivalente (Jones, 1983a) y aplican un factor de atenuación para cada periodo de 1/2, quedando:

$$\delta B = \sqrt{\frac{\rho T}{2\pi\mu}}$$

Esta profundidad, que aquí denominaremos de Bostick (δB), la utilizaremos más adelante para estimar la profundidad máxima de investigación que alcanzarán los datos magnetoteléxicos.

2.2. COMPORTAMIENTO ELÉCTRICO DE LOS MATERIALES DE LA CORTEZA TERRESTRE

El objetivo de la magnetoteléxica es caracterizar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. Este parámetro físico es muy sensible a pequeños cambios en la composición de un determinado volumen de roca, por lo que estará fuertemente condicionado por aquellos procesos que actúen sobre éste. De este modo, la resistividad eléctrica de las rocas de la corteza dependerá, además de su naturaleza y composición, de factores como la porosidad, la proporción de poros saturados con algún fluido frente a los poros secos y su interconexión, las características del fluido de saturación, la presión o la temperatura.

^{iv} En MT se utilizan los términos frecuencia angular (ω), frecuencia (f) y periodo (T), estando relacionados según: $\omega = 2\pi f$ y $T = 1/f$.

La mayor parte de las rocas de la corteza terrestre presentan una elevada resistividad pero todas ellas permitirán, en mayor o menor medida, el paso de cargas eléctricas. El transporte de esas cargas tiene lugar mediante el movimiento de los electrones de valencia dentro de la red cristalina (conducción electrónica) o mediante el movimiento de iones (conducción iónica). Son pocos y escasos los componentes de la corteza terrestre que pueden encontrarse en suficiente concentración como para que la conducción electrónica controle la conductividad total de la roca, este sería el caso de unos pocos minerales metálicos o algunas de sus sales (sulfuros metálicos, magnetita...).

Por otro lado, en cualquiera de estos materiales existen poros saturados, o no, de agua o cualquier otro fluido. De ahí que resulte una muy buena aproximación suponer que la conducción de la corriente eléctrica se realiza casi exclusivamente por conducción iónica, es decir, relacionada con la presencia de fluidos contenidos en poros o fisuras. En este caso, para que la conducción de la corriente eléctrica por el fluido contenido en un medio sea efectiva, los poros deben estar conectados entre sí (porosidad efectiva). El resultado final es que, en conjunto, las rocas se comportan como conductores iónicos de resistividad muy variable según los casos.

Así pues, la resistividad de las rocas puede variar dentro de un amplio margen en función de su contenido en agua, de la salinidad de ésta, del modo de distribución de los poros y de la temperatura. La figura 2.2 presenta los márgenes de variación más comunes en algunas rocas y minerales.

En los últimos años se han publicado varios artículos analizando las propiedades eléctricas de las rocas desde diferentes puntos de vista y a diferentes escalas (Roberts y Tyburczy, 1994; Nover, 2005; Tyburczy, 2007; Yoshino, 2010; Chave y Jones, 2012).

Un caso relativamente particular por su respuesta eléctrica, sería el de las zonas afectadas por una alteración hidrotermal generalizada. Esta peculiaridad viene marcada, en el caso de los sistemas geotérmicos de alta temperatura, por la relación existente entre temperatura y conductividad. Estudios realizados en este tipo de sistemas en Islandia indican que la resistividad aumenta a medida que aumenta la temperatura, en contra de la creencia inicial que pronosticaba una disminución de la resistividad a medida que aumenta la temperatura (Árnason et al., 2010a). En este tipo de sistemas la conductividad estará controlada, no tanto por conductividad del fluido (a excepción de las rocas saturadas por aguas muy saladas), sino más bien por los productos resultantes de la alteración hidrotermal, relacionados a su vez con la temperatura (Flovenz et al., 1985;

Árnason et al., 2000). Los principales productos de alteración son la esmectita, la zeolita y la clorita-epidota. Los minerales de la esmectita y la zeolita presentan un mayor número de cationes débilmente unidos a la superficie, mientras que la clorita todos los iones están contenidos en la red cristalina (Deer et al., 1962), lo que hace que el mineral sea más resistivo (Árnason et al., 2010a; Figura 2.3a).

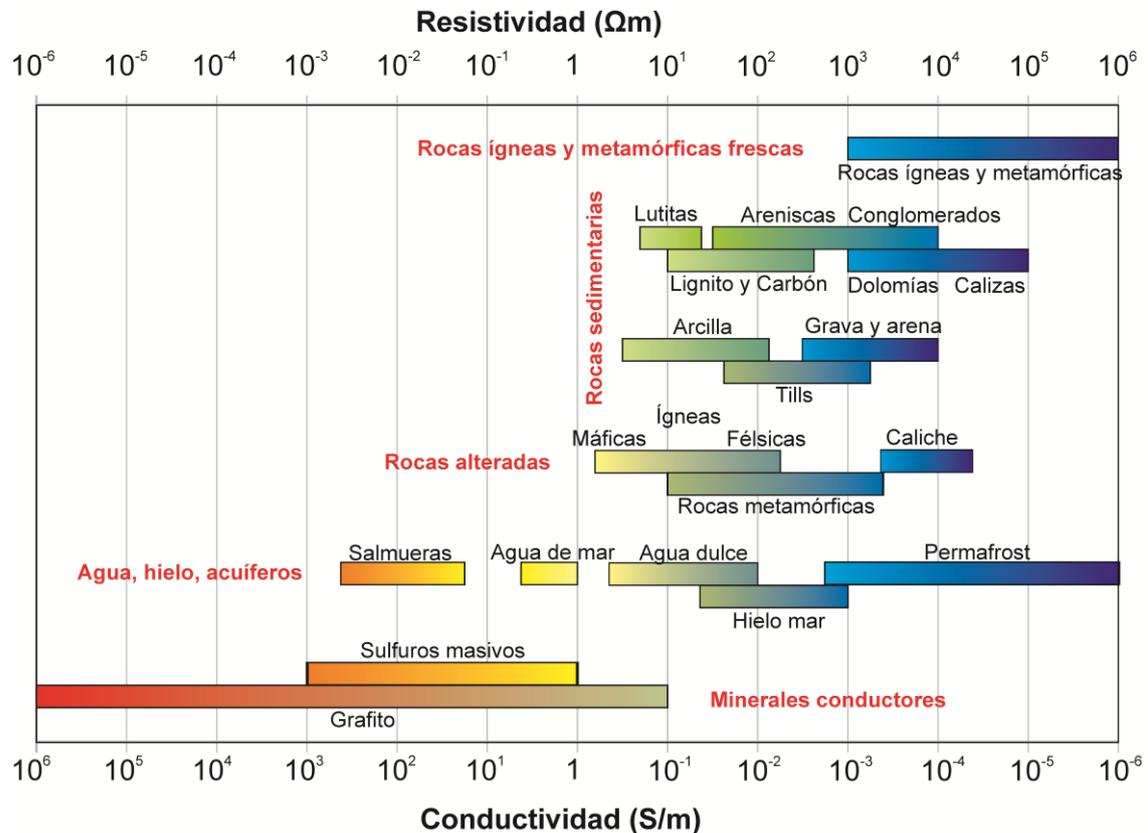


Figura 2.2. Rango de conductividad eléctrica de los materiales más frecuentes en la Tierra (modificado de Miensopust, 2010).

De este modo, las resistividades observadas en los sistemas geotérmicos de Islandia (Árnason et al., 2000a) coinciden con los diferentes productos de alteración hidrotermal (Figura 2.3b), y por lo tanto con la temperatura.

Esta relación temperatura/productos de alteración/resistividad eléctrica ha sido observada no solo en Islandia, sino en otras sistemas de alta temperatura localizados en diferentes países (Uchida, 1995a; Pellerin et al., 1996; Ussher et al., 2000).

Este tema, el comportamiento eléctrico de los sistemas geotérmicos de alta temperatura, será tratado un poco más en detalle en el capítulo 3.

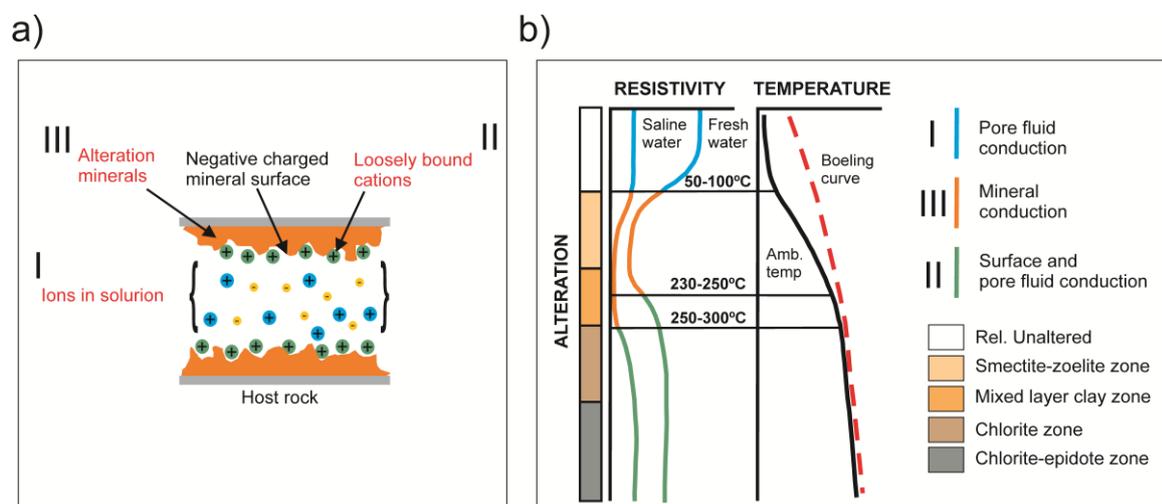


Figura 2.3. a) Mecanismos involucrados en la conducción eléctrica. I: Conducción por iones disueltos; II: Conducción por iones absorbidos en la superficie; III: Conducción por alteración. b) Resistividad eléctrica observada en la corteza basáltica de Islandia (Árnason et al., 2010).

2.3. RESPUESTAS MAGNETOTELÚRICAS

Las respuestas magnetotelúricas, o funciones de transferencia magnetotelúricas, son aquellas funciones que relacionan, para una frecuencia dada, las componentes de los campos electromagnéticos registrados en superficie. Dependen únicamente de las propiedades eléctricas de los materiales a través de los que se propagan las ondas electromagnéticas y no de la fuente de dichas ondas. Por lo tanto, caracterizan la distribución de la conductividad eléctrica de los diferentes materiales atravesados, proporcionando información de las estructuras geológicas del subsuelo a diferentes profundidades según la frecuencia de registro.

Las funciones de transferencia más comunes son el tensor de impedancias magnetotelúrico, la función de transferencia geomagnética (también conocida como *tipper*), los invariantes rotacionales o el tensor de fases. Recientemente se ha descrito el tensor magnético horizontal, que relaciona campos magnéticos horizontales medidos simultáneamente en diferentes puntos (Campanyà, 2013).

Para la obtención de los modelos de inversión, utilizaremos en esta tesis el tensor de impedancias, ya que contiene información de los valores de la resistividad eléctrica del subsuelo. Por otro lado, y como paso previo al proceso de inversión, analizaremos la función de transferencia geomagnética, que determina variaciones laterales en la resistividad eléctrica, así como uno de los invariantes rotacionales (el determinante del tensor de impedancias), con fin de obtener una estimación inicial de la distribución de resistividades en el medio.

2.3.1. Tensor de impedancias

El tensor de impedancias, $\underline{Z}(\omega)$, es una matriz compleja de orden dos que relaciona las componentes horizontales de los campos eléctrico (\vec{E}) y magnético ($\vec{H} = \vec{B}/\mu_0$) para una frecuencia dada (ω).

$$\vec{E}(\omega) = \underline{Z}(\omega)\vec{H}(\omega)$$

o bien,

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix}$$

Las componentes del tensor de impedancias se determinan, para cada frecuencia, a partir del procesado de los datos (Existen diversos métodos de procesado, para más información consultar Chave y Jones, 2012). Son magnitudes complejas que en la práctica se descomponen en la resistividad aparente, proporcional al modulo, y en la fase, que coincide con el argumento. En general, la interpretación de los datos magnetoteléxicos se realiza a partir de las componentes de estas resistividades aparentes y fases:

1) Resistividad aparente:

$$\rho_{aij}(\omega) = \frac{1}{2\pi\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2$$

2) Fase:

$$\varphi_{ij}(\omega) = \arctan\left(\frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)}\right)$$

donde $ij=xx,xy,yx,yy$.

De este modo, el tensor de impedancias aporta información sobre los valores de la resistividad eléctrica de las diferentes estructuras del subsuelo. Se representa normalmente en gráficos de resistividad aparente y/o fase en función del periodo, cuya morfología varía en función de las estructuras geoelectricas localizadas a diferentes profundidades (Figura 2.4). La distribución espacial de estas estructuras recibe el nombre de “dimensionalidad geoelectrica” y puede ser 1-D, 2-D o 3-D.

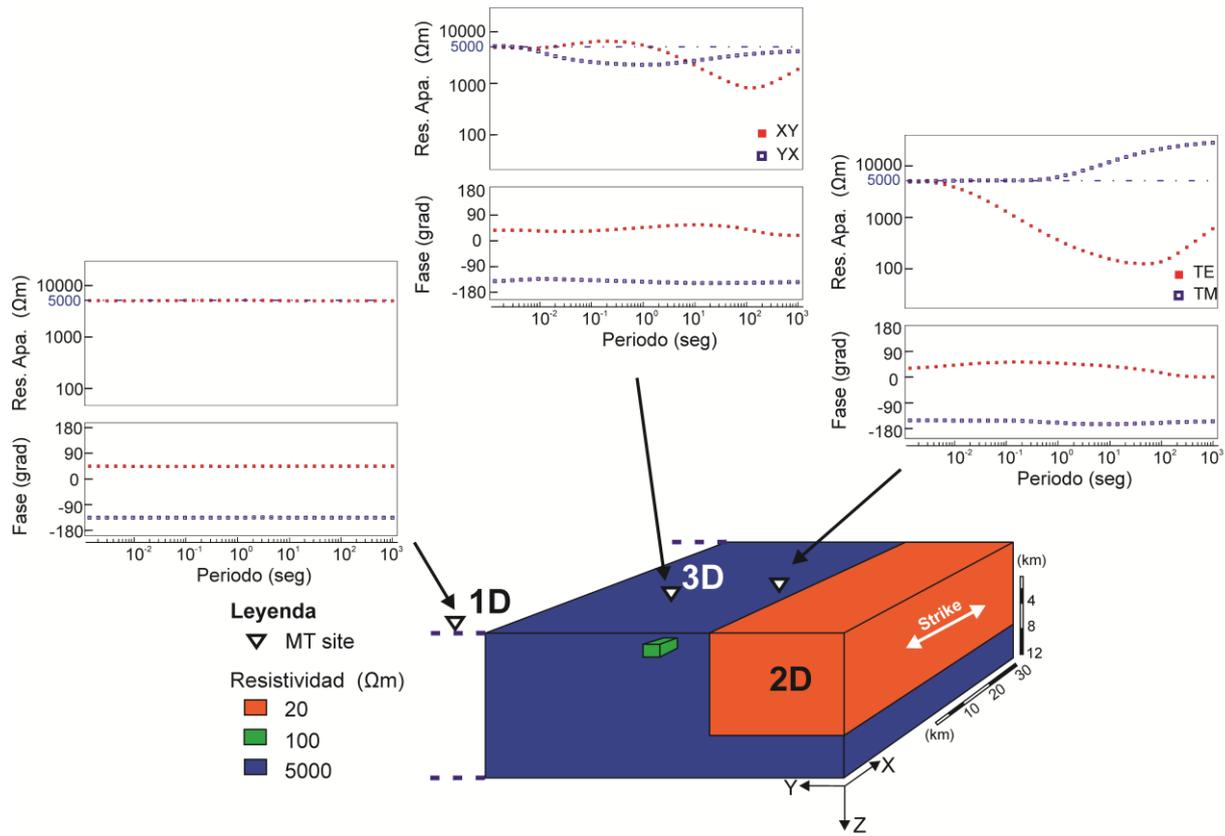


Figura 2.4. Curvas de resistividad aparente y fase para tres posibles casos.

2.3.2. Función de transferencia geomagnética

De manera simultánea a la medida de las componentes horizontales de los campos eléctrico (E_x , E_y) y magnético (H_x , H_y), se puede registrar también la componente vertical del campo magnético (H_z). La función de transferencia geomagnética (\vec{T}) es un vector complejo dependiente de la frecuencia, que describe la relación lineal entre las dos componentes horizontales y la componente vertical del campo magnético:

$$H_z(\omega) = \left(T_x(\omega), T_y(\omega) \right) \cdot \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix}$$

La forma más común de representar este vector es mediante las denominadas “vectores de inducción” o “flechas de inducción” (Parkinson, 1959, 1962; Wiese, 1962). Se trata de dos vectores adimensionales correspondientes a la parte real e imaginaria de la función de transferencia geomagnética en el plano XY:

$$\vec{T}_{re}(\omega) = (Re(T_x), Re(T_y))$$

$$\vec{T}_{im}(\omega) = (Im(T_x), Im(T_y))$$

Los vectores de inducción no proporcionan información directa sobre los valores de conductividad eléctrica, sino que se utilizan para determinar la presencia o ausencia de variaciones laterales de conductividad, ya que el campo magnético vertical se genera por gradientes laterales de conductividad (Jones y Price, 1970; Jones, 1986; Simpson y Bahr, 2005). La componente magnética vertical es nula en medios estratificados (1-D), mientras que en medios 2-D y 3-D su parte real está orientada en sentido contrario a las zonas de alta conductividad (Schmucker, 1970).

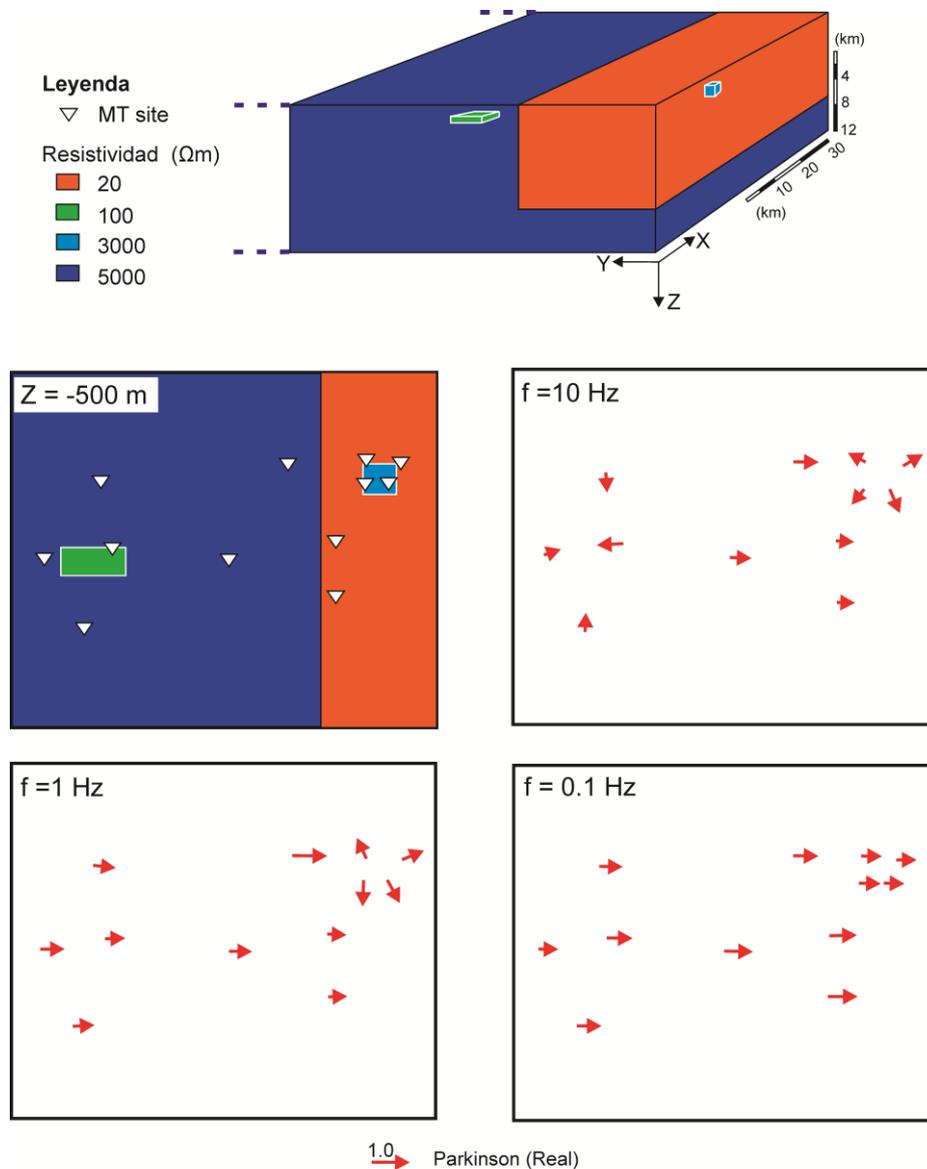


Figura 2.5. Vectores de inducción (componente real) correspondientes a tres frecuencias diferentes (0.1, 1 y 10 Hz) para el caso de un modelo geoelectrónico 3-D.

Existen dos convenios a la hora de representar gráficamente estos vectores: el convenio de Parkinson (Parkinson, 1959) y el convenio de Wiese (Wiese, 1962). Según el convenio de Parkinson, el más utilizado, los vectores apuntarán hacia las concentraciones anómalas de corrientes, es decir, hacia los cuerpos conductores (Figura 2.5).

2.3.3. Invariantes rotacionales

El tensor de impedancias, $\underline{Z}(\omega)$, se puede definir sin hacer referencia alguna al sistema de coordenadas horizontal, mediante los denominados invariantes rotacionales.

Representando el tensor de impedancias según un sistema de coordenadas donde los ejes horizontales X e Y son positivos hacia el norte y hacia el este respectivamente, y el eje Z hacia abajo, quedaría:

$$Z'_{xx}(\vartheta) = Z_2 + Z_3 \sin 2\vartheta + Z_4 \cos 2\vartheta,$$

$$Z'_{xy}(\vartheta) = Z_1 + Z_3 \cos 2\vartheta - Z_4 \sin 2\vartheta,$$

$$Z'_{yx}(\vartheta) = -Z_1 + Z_3 \cos 2\vartheta - Z_4 \sin 2\vartheta,$$

$$Z'_{yy}(\vartheta) = Z_2 - Z_3 \sin 2\vartheta - Z_4 \cos 2\vartheta,$$

donde, ϑ es el ángulo de rotación y

$$Z_1 = (Z_{xy} - Z_{yx})/2,$$

$$Z_2 = (Z_{xx} + Z_{yy})/2,$$

$$Z_3 = (Z_{xy} + Z_{yx})/2,$$

$$Z_4 = (Z_{xx} - Z_{yy})/2,$$

De estos cuatro invariantes rotacionales, los mejor conocidos son el primero (Z_1) y el segundo (Z_2), además del determinante del tensor de impedancias (Vozoff, 1991):

$$\det(\underline{Z}) = Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}$$

Existen diversos tipos de invariantes en MT, pero todos ellos pueden expresarse en términos de los invariantes rotacionales anteriormente expuestos (Chave y Jones, 2012).

Dado que son independientes de la dirección de inducción del campo electromagnético, los invariantes rotacionales serán buenos indicadores de la dimensionalidad. Asimismo, serán de gran utilidad a la hora de obtener una estimación inicial de las estructuras geoelectricas presente en el medio, este es el caso del $\det(\underline{Z})$.

2.4. DIMENSIONALIDAD GEOELÉCTRICA

La complejidad del tensor de impedancias depende de la distribución espacial de las estructuras geoelectricas del subsuelo. Esta distribución espacial, o dimensionalidad geoelectrica, puede ser 1-D, 2-D o 3-D (Figura 2.6). Es importante tener en cuenta que esta dimensionalidad depende de la escala y que las simplificaciones asumidas para los casos 1-D y 2-D se vuelven inválidas a medida que aumenta la complejidad de la estructura. Así, pequeñas inhomogeneidades (cuerpos locales 3-D) situadas cerca de la superficie pueden causar distorsiones en las respuestas magnetoteléxicas. Este es el caso de la denominada distorsión galvánica que analizaremos más adelante.

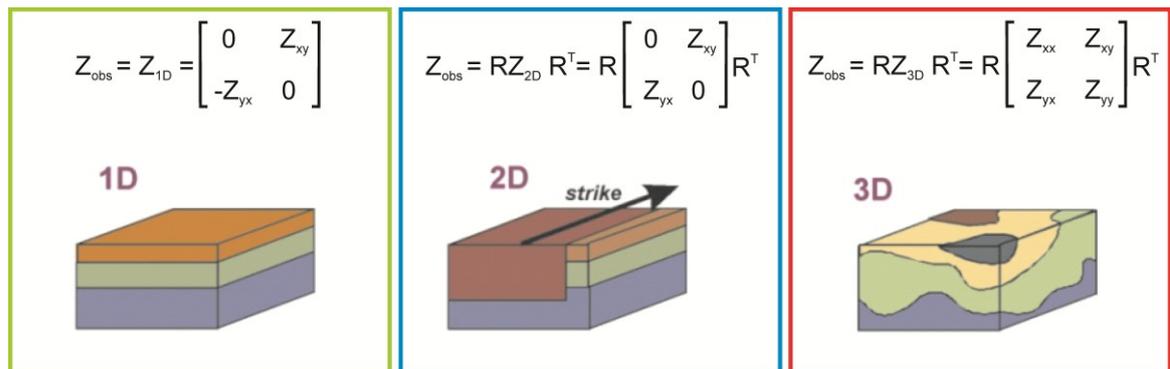


Figura 2.6. Tensor de impedancias en función de la dimensionalidad de las estructuras. R es la matriz de rotación y R^T su transpuesta (modificado de Martí, 2006).

2.4.1. Medios unidimensionales (1-D)

Para el caso unidimensional (1-D), en el que la resistividad varía solo con la profundidad, las componentes diagonales del tensor de impedancia (Z_{xx} y Z_{yy}) son iguales a cero, mientras que las componentes anti-diagonales (Z_{xy} y Z_{yx}) tienen la misma amplitud pero signos opuestos, al no haber variaciones laterales de resistividad. Así, el tensor de impedancias para el caso 1-D quedaría:

$$\underline{Z}_{1D}(\omega) = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ -Z_{xy}(\omega) & 0 \end{pmatrix}$$

Para el caso particular de un medio homogéneo, la parte real y la imaginaria de los elementos del tensor de impedancias tienen la misma magnitud, por lo que las fases serán igual a 45° . En MT, las fases superiores a 45° indican un descenso de la resistividad con la profundidad, mientras que las fases inferiores a 45° indican un aumento de la resistividad con la profundidad (ver figura 2.4).

2.4.2. Medios bidimensionales (2-D)

En un caso 2-D ideal, la conductividad eléctrica es constante a lo largo de una determinada dirección horizontal, variando únicamente en la vertical y en la otra dirección horizontal. Esta dirección a lo largo de la cual la conductividad se mantiene constante se denomina *strike geoelectrónico* o *strike*.

En este caso (Figura 2.7), los campos eléctrico y magnético son ortogonales entre sí y el campo eléctrico paralelo al *strike* (E_x) solo inducirá campos magnéticos en el plano vertical perpendicular al *strike* (H_y, H_z); mientras que el campo magnético paralelo al *strike* (H_x) solo inducirá campos eléctricos en el plano vertical perpendicular al *strike* (E_y, E_z). De esta manera, el tensor de impedancias puede descomponerse en dos modos independientes:

- 1) **Modo TE** (*Transverse electric mode*): Describe las corrientes que circulan paralelas a la dirección al *strike*.
- 2) **Modo TM** (*Transverse magnetic mode*): Describe las corrientes que circulan en la dirección perpendicular al *strike*.

En este caso 2-D ideal, las componentes eléctricas del tensor de impedancias están relacionadas solo con sus ortogonales magnéticas (y viceversa), de manera que el tensor de impedancias en la dirección del *strike* queda simplificado, siendo los elementos de la diagonal iguales a cero. Debido a las variaciones laterales de conductividad, las componentes de la anti-diagonal (Z_{xy} y Z_{yx}) son diferentes entre sí y representan a los modos TE y TM.

$$\underline{Z}_{2D}(\omega) = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE}(\omega) \\ Z_{TM}(\omega) & 0 \end{pmatrix}$$

Los valores de resistividad aparente y fase para XY e YX presentan magnitudes diferentes y fases de signo opuesto, lo que condiciona que las fases aparezcan

representadas en diferentes cuadrantes (1^{er} y 3^{er} cuadrante si se utiliza el factor positivo de dependencia temporal $e^{+i\omega t}$).

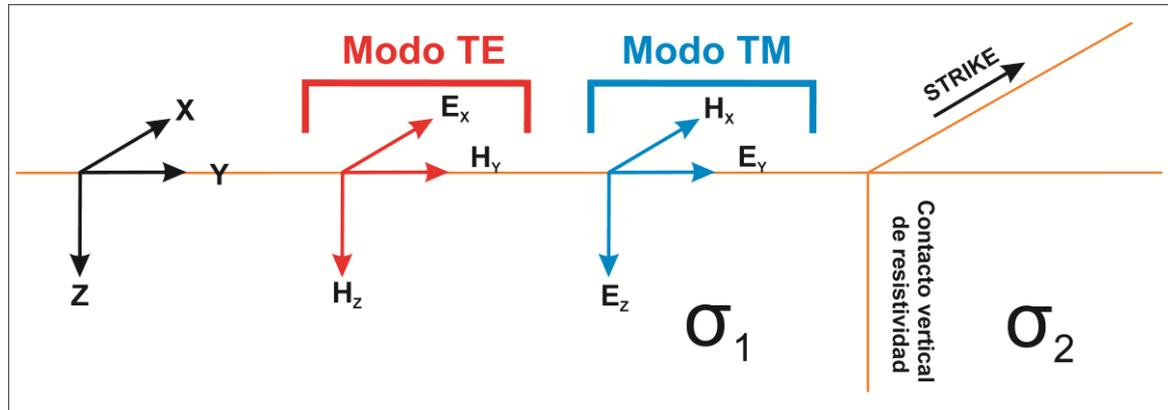


Figura 2.7. Modelo 2-D simplificado compuesto por dos cuerpos con diferentes conductividades σ_1 y σ_2 . La componente E_y del campo eléctrico es discontinua a lo largo del contacto entre los dos cuerpos. Para el caso bidimensional, los campos electromagnéticos pueden descomponerse en dos modos independientes, conocidos como modo TE y modo TM (modificado de Simpson y Bahr, 2005).

Esta simplificación solo es válida cuando los ejes de medida de los campos eléctrico y magnético están orientados, respectivamente, según las direcciones paralela y perpendicular al *strike*. De no ser así, los elementos diagonales del tensor de impedancias no serán iguales a cero, por lo que no será posible distinguir los modos TE y TM dentro del tensor. No obstante, es posible rotar los ejes de medida un determinado ángulo θ (ángulo de *strike*) para el que las componentes diagonales del tensor de impedancias sean iguales a cero:

$$\underline{Z}_{2D} = R_{\theta} Z_{obs} R_{\theta}^T$$

donde, R_{θ} es la matriz de rotación y R_{θ}^T su transpuesta,

$$R_{\theta} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad R_{\theta}^T = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix}$$

Así, los modos TE y TM podrán ser igualmente definidos una vez se haya rotado el tensor de impedancias.

Este es el caso más frecuente en la práctica, por lo que antes de utilizar un código de inversión 2-D, será necesario realizar un análisis de distorsión y de dimensionalidad de los datos. De este modo se podrán aproximar correctamente los modos TE y TM a las componentes del tensor de impedancias Z_{xy} y Z_{yx} .

Para los casos 2-D y 3-D, y a diferencia de los medios 1-D, la resistividad eléctrica varía tanto en profundidad como lateralmente. Anteriormente resaltábamos que la dimensionalidad depende de la escala, así, la diferenciación entre un medio 2-D y uno 3-D dependerá de la longitud del cuerpo anómalo (L) y del *skin depth* correspondiente a los periodos de interés (δ_h ; Figura 2.8). Si la relación $\frac{L}{\delta_h}$ es mayor que 1, la aproximación 2-D para la estructura de longitud L será correcta (Ledo, 2006). Por el contrario, si la relación es menor de 1, bien porque el cuerpo es pequeño, bien porque los periodos de interés son muy grandes, la aproximación 2-D será errónea, siendo necesaria una interpretación 3-D.

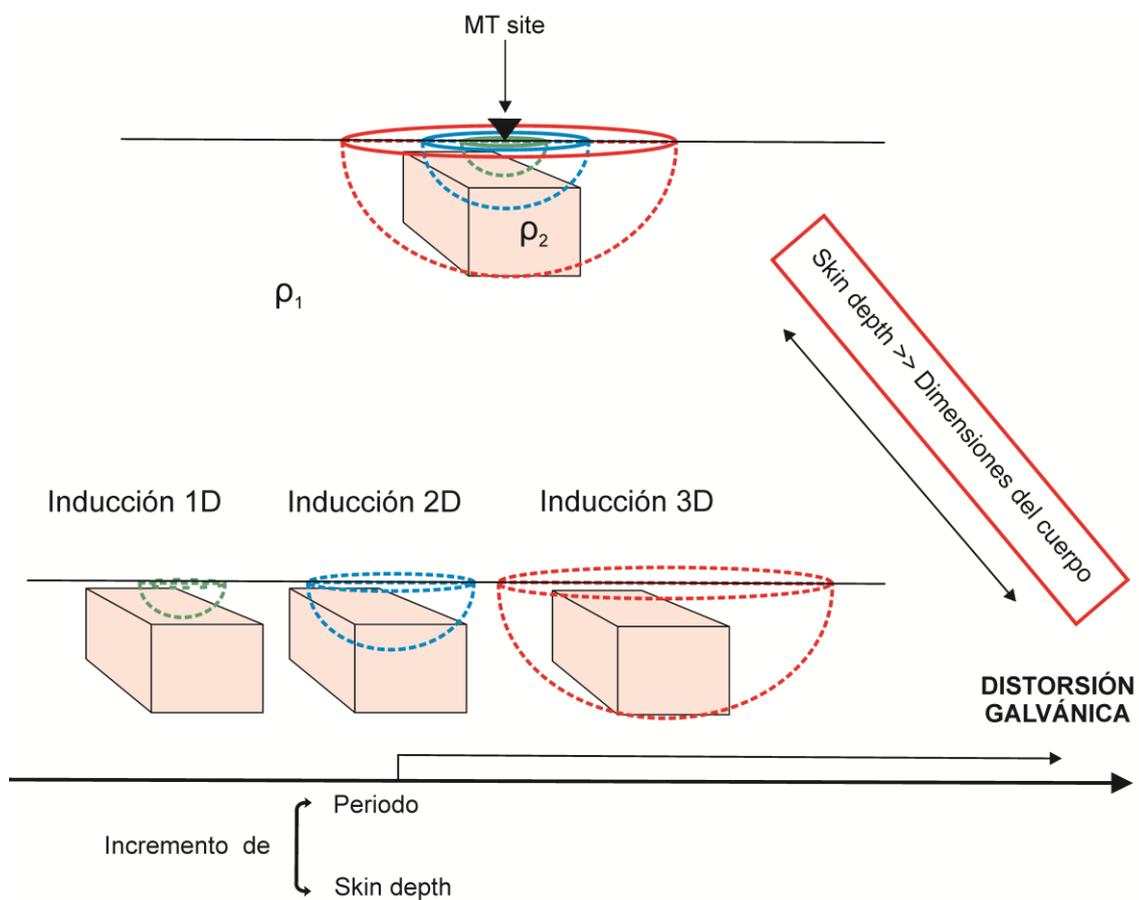


Figura 2.8. Dependencia de la dimensionalidad con la escala. La figura muestra un pequeño cuerpo superficial de resistividad ρ_2 en un medio de resistividad ρ_1 . Dependiendo del skin depth, y por lo tanto del periodo, las respuestas magnetotelúricas serán 1-D, 2-D o 3-D, pudiendo aparecer a periodos altos el efecto de la distorsión galvánica (modificado de Simpson y Bahr, 2005).

2.4.3. Medios tridimensionales (3-D)

El caso tridimensional (3-D) es el más frecuente y en él la conductividad varía en todas las direcciones. En este caso, todas las componentes del tensor de impedancias son diferentes entre sí y no nulas. No existe, por lo tanto, ningún ángulo según el cual las componentes de la diagonal del tensor de impedancias se aproximen a cero. Consecuentemente, un medio 3-D implica la necesidad de determinar todas las componentes del tensor de impedancias (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} y Z_{yy}) para cada una de las frecuencias.

2.4.4. Subestimación de la dimensionalidad

Un análisis incorrecto de la dimensionalidad de los datos puede dar lugar a una mala interpretación de las respuestas magnetoteléxicas. Concretamente, el problema se da cuando los datos se interpretan con una dimensionalidad menor a la que realmente les correspondería. Así, tanto la interpretación 1-D de estructuras 2-D o 3-D, como la interpretación 2-D de estructuras 3-D, puede llevar a resultados engañosos (Chave y Jones, 2012).

Conocer bien las posibilidades y limitaciones de este tipo de interpretaciones ha sido fundamental en los últimos años, dadas las limitaciones y la escasez de códigos de inversión 3-D. Como resultado se han publicado diversos trabajos analizando esta problemática, entre los que destacan: Ledo et al. (2002); Ledo (2006); Queralt et al. (2007) y Becken et al. (2008).

Por lo tanto, antes de proceder a la inversión de los datos es apropiado realizar un análisis de dimensionalidad para determinar si la estructura estudiada es 1-D, 2-D o 3-D. Este análisis se realizará a partir del tensor de impedancias y en el caso de tratarse de una estructura 2-D, se podrá determinar también la dirección de *strike*.

Para determinar la dimensionalidad de las estructuras se ha utilizado en esta tesis el programa WALDIM desarrollado por Martí et al. (2009). Dicho programa, basado en las invariantes WAL (Weaver et al., 2000), determina la dimensionalidad de los datos de acuerdo a los errores de los mismos.

2.5. EFECTOS DE DISTORSIÓN

El problema de la distorsión en MT viene dado generalmente por la presencia de pequeñas estructuras locales, más pequeñas que la estructura de interés y que el *skin depth* (ver último párrafo del apartado 2.4.2), que afectan al campo eléctrico regional. Estos cuerpos inducen cargas que perturban las respuestas magnetotéluricas, ocultando parte de la información de la estructura regional e impidiendo por lo tanto, que dicha estructura pueda resolverse correctamente durante el proceso inversión.

Berdichevsky et al. (1973) clasificaron las distorsiones en dos tipos de efectos: efectos galvánicos y efectos inductivos. Estos últimos pueden ser ignorados en el caso de la MT, al aceptarse la hipótesis inicial de la aproximación cuasiestática^v ($\sigma = \varepsilon/T$) (Berdichevsky y Dmitriev, 1976a).

Por otra parte, los efectos galvánicos están causados por la acumulación de cargas eléctricas en aquellas zonas en las que se dan fuertes contrastes de resistividad, como por ejemplo, en el contacto de la roca encajante con pequeños cuerpos superficiales. Estas cargas generan campos electromagnéticos anómalos, afectando tanto al campo eléctrico como al magnético. El campo magnético anómalo es muy pequeño, pudiéndose considerar inapreciable, mientras que el campo eléctrico es del mismo orden de magnitud que el campo regional registrado (Bahr, 1988; Jiracek, 1990). Por consiguiente, se asume que la distorsión galvánica está relacionada con la presencia de campos eléctricos anómalos, ya que las variaciones provocadas en el campo magnético son escasas.

Bajo el efecto de la distorsión galvánica el tensor de impedancias 2-D será:

$$\underline{Z}_{obs}(\theta) = \underline{R}(\theta) \cdot \underline{C} \cdot \underline{Z}_0 \cdot \underline{R}^T(\theta)$$

donde, θ es el ángulo entre el sistema de coordenadas de medida y el *strike* de la estructura 2-D regional, \underline{Z}_{obs} es el tensor de impedancias observado y afectado por la distorsión galvánica, \underline{C} es la matriz de distorsión (real e independiente de la frecuencia), \underline{Z}_0 es el tensor de impedancias regional libre de distorsión, y \underline{R} es la matriz de rotación.

^v Las hipótesis de partida y el desarrollo de las ecuaciones fundamentales de la MT pueden ser consultadas en diferentes publicaciones, como por ejemplo: Cagniard, 1953; Price, 1962, 1973; Vozoff, 1991; Simpson and Bahr, 2005; Chave y Jones, 2012.

El efecto de la distorsión galvánica depende de la dimensionalidad de la estructura regional. Para el caso de estructuras regionales 1-D y 2-D, esta distorsión recibe el nombre de *static shift* y se traduce en un desplazamiento constante de la curva de resistividad aparente a lo largo de todas las frecuencias, no afectando a las fases (Figura 2.10, panel superior).

Sin embargo, para estructuras 3-D y 2-D con el tensor de impedancias rotado un cierto ángulo respecto al *strike*, la distorsión afectará tanto a la resistividad como a las fases de manera diferente según la frecuencia.

Con el fin de identificar y eliminar la distorsión de las respuestas magnetotelúricas Groom y Bailey (1989) propusieron la descomposición de la matriz de distorsión, \underline{C} (2x2), en tres matrices y un escalar:

$$\underline{C} = g \cdot \underline{T} \cdot \underline{S} \cdot \underline{A}$$

donde, g es una constante y \underline{T} , \underline{S} y \underline{A} son los parámetros de distorsión *twist*, *shear* y anisotropía (Figura 2.9). El tensor *twist* representa una rotación de los campos eléctricos y el tensor *shear* representa un efecto de cizalla en los campos eléctricos.

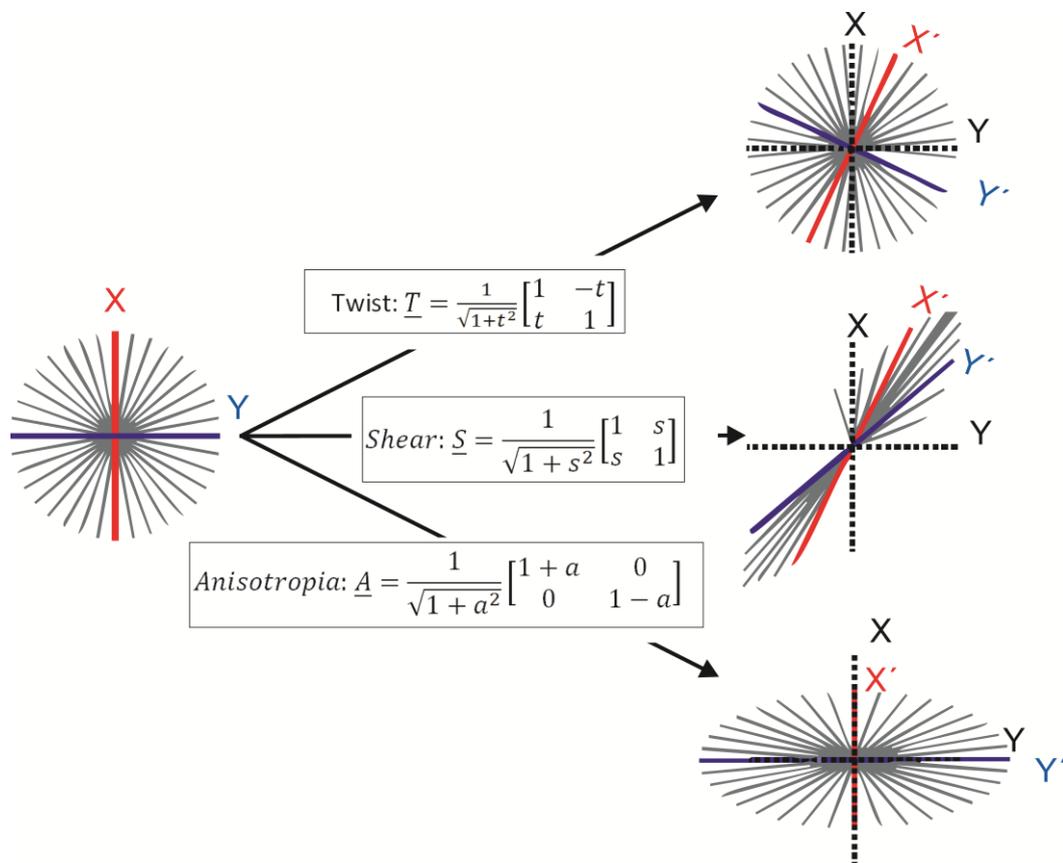


Figura 2.9. Parámetros de distorsión según la descomposición de Groom-Bailey (Simpson y Bahr, 2005).

Mediante esta descomposición es posible determinar los valores de las tres matrices, pero la constante g (*static shift*) queda indeterminada. Esto permitirá recuperar, en el caso de estructuras bidimensionales, la dirección de *strike* al mismo tiempo que los otros parámetros del tensor.

Hay que señalar que las distorsiones de las respuestas magnetoteléuricas pueden estar causadas, tal y como venimos comentando hasta ahora, por variaciones de resistividad a pequeña escala (efectos locales que distorsionan el campo regional). Sin embargo, también se puede dar el caso en el que efectos regionales distorsionen campos locales (este es el caso del denominado *current channeling*). De manera que la distorsión galvánica recibirá diferentes nombres según la escala, la dimensionalidad regional o el tipo de estructura anómala que la provoca (cuerpo conductor o resistivo).

El término *static shift* se asigna normalmente al caso de distorsiones a pequeña escala. Es decir, correspondería a una subclase de distorsión galvánica local generada por la presencia de pequeñas inhomogeneidades 3-D superficiales (Figura 2.10; Chave y Jones, 2012).

Como ejemplo de distorsión galvánica a gran escala (efectos regionales que distorsionan campos locales) encontramos el denominado *current channeling*. En este caso la distorsión está provocada por la presencia de un cuerpo conductor que afecta al campo eléctrico regional (para más información ver Jones, 1983b).

Por otro lado, Jiracek (1990) demostró que la distorsión galvánica puede estar causada, aparte de por la presencia de anomalías resistivas o conductoras, por la presencia de una topografía acusada. Este es el caso de la denominada *distorsión galvánica topográfica*, que se da cuando el campo eléctrico primario es perpendicular a la superficie topográfica (Figura 2.10). Como consecuencia, en un medio 2-D será el modo TM el que se vea afectado por este tipo de distorsión (Miensopust, 2010).

Existen diversas metodologías para corregir el efecto de la distorsión galvánica para el caso de estructuras 1-D y 2-D (Zhang et al., 1987; Bahr, 1988; Groom y Bailey, 1989; Smith, 1995; Jiracek, 1990). No obstante, no existe ninguna solución numérica para el caso particular del *static shift*, y por lo tanto, es necesario utilizar información adicional para corregir este efecto. Algunas de los métodos propuestos para corregir esta distorsión las encontramos en Jones (1988); Ledo et al. (2002); Tournerie et al. (2004) o Meju (2005).

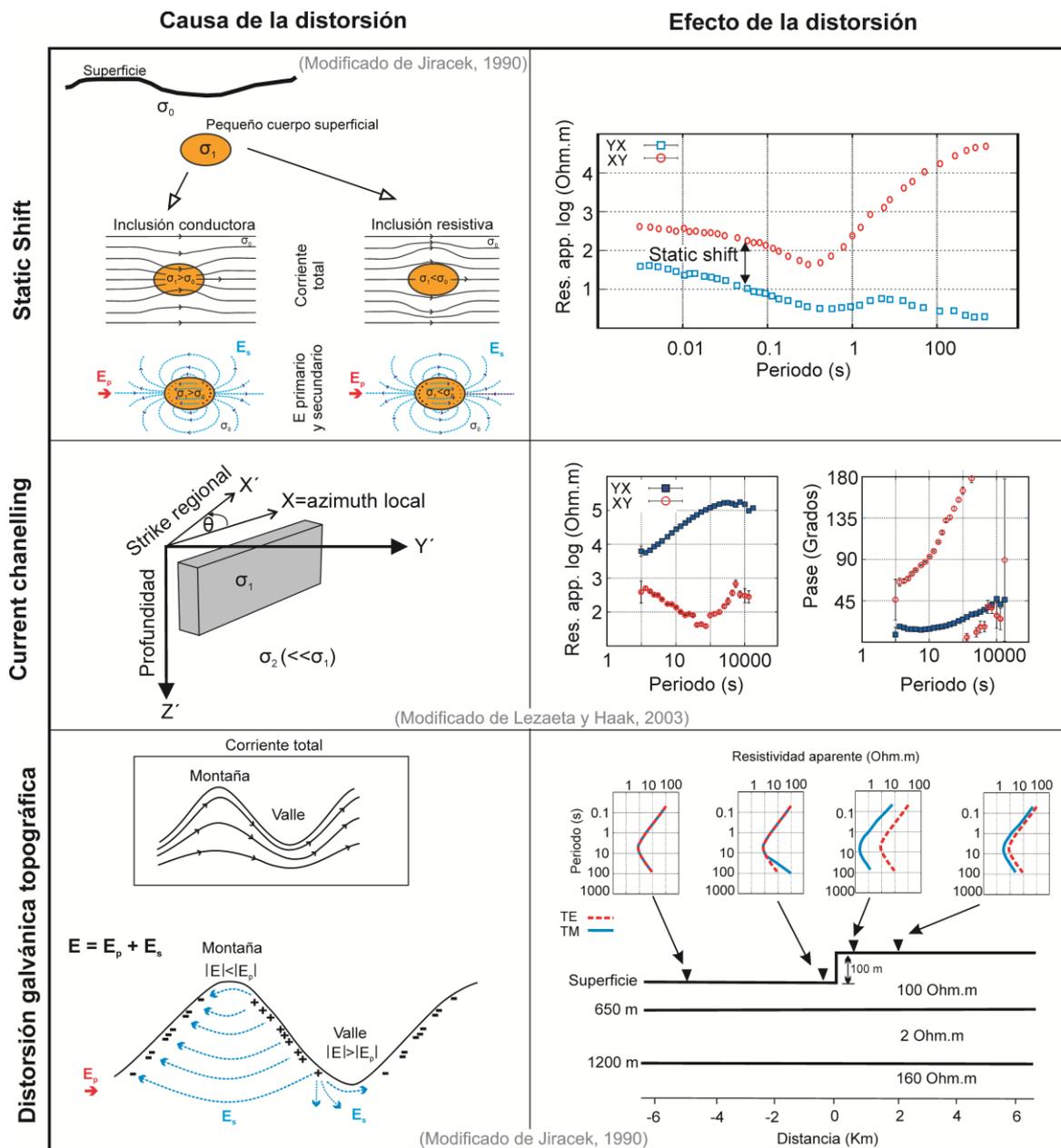


Figura 2.10. Cuadro resumen con los tipos de distorsión galvánica más comunes. En la columna de la izquierda están representadas las estructuras causantes de la distorsión, a la derecha, los efectos provocados en las curvas de resistividad aparente y fase. Todos los casos corresponderían a medios 2-D.

En cambio, el efecto de la distorsión galvánica es mucho más complejo para el caso de estructuras 3-D. Algunas de las metodologías propuestas para corregir la distorsión galvánica para el caso tridimensional las encontramos en Ledo et al., (1998), García y Jones (1999,2002) y en Utada y Munekane (2000).

Para determinar el valor de los parámetros de distorsión y la dirección de *strike*, se ha utilizado en esta tesis la metodología propuesta por McNeice y Jones (2001). Dicha metodología se basa la descomposición de Groom y Bailey (1989).

2.6. MODELIZACIÓN DE LOS DATOS. OBTENCIÓN DEL MODELO GEOELÉCTRICO

Una vez se han procesado, analizado y descompuesto (eliminado los efectos de la distorsión y rotado según el *strike* en el caso de estructuras bidimensionales) los datos adquiridos en el campo, se procede a su modelización. El proceso de modelización implica la resolución tanto del problema directo como del problema inverso, obteniéndose a partir de los datos observados, modelos geoelectricos que representen la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. El análisis y la interpretación conjunta de estos modelos geoelectricos con otros datos geofísicos y geológicos, nos ayudará a relacionar los valores de resistividad eléctrica con las diferentes unidades y estructuras geológicas.

Actualmente existen diversos programas de modelización capaces de resolver el problema directo para casos 1-D, 2-D y 3-D. Para el caso del problema inverso, existen códigos de uso común y fácilmente accesibles para los casos 1-D y 2-D (Casos 1-D: OCCAM1D (Constable et al., 1987); casos 2-D: OCCAM2D (deGroot-Hedlin y Constable, 1990), REBOCC (Siripunvaraporn y Egbert, 2000) y RLM2DI (Rodi y Mackie, 2001), cuya última versión está implementada en WinGLink®, programa comercializado por Geosystem). Para el caso de medios tridimensionales los programas de inversión son menos frecuentes y de más difícil aplicación. Sin embargo, en los últimos años se ha producido un aumento considerable en el número de códigos de inversión 3-D, la mayoría de los cuales requieren el uso de ordenadores con una gran capacidad de cálculo, dificultando así su utilización (WSINV3DMT (Siripunvaraporn et al., 2005), ModEM (Egbert y Kelbert, 2012), x3D-INV (Avdeeva, 2008)).

Para la obtención de los modelos de resistividad se han utilizado en esta tesis dos códigos diferentes, acordes con la dimensionalidad de las estructuras estudiadas en cada caso. Para el caso de las estructuras 2-D se ha utilizado el código desarrollado por Rodi y Mackie (2001) implementado en el código comercial WinGLink®. Éste, se basa en un algoritmo en diferencias finitas que utiliza un esquema de gradientes no-lineales conjugados para minimizar la función objetivo. Mientras que para las estructuras tridimensionales se ha utilizado el código de inversión ModEM desarrollado por Egbert y Kelbert (2012). ModEM es un código modular en Fortran 95 adaptado a la inversión de datos electromagnéticos en general. Este código necesita de ordenadores con gran capacidad de cálculo, siendo este el principal inconveniente de su utilización. Así, para agilizar el proceso, algunos de las pruebas realizadas con datos sintéticos se llevaron a

cabo utilizando el módulo 3-D de WinGLink® (Mackie y Madden, 1993), ya que en este caso tan solo es necesario resolver el problema directo.

2.7. INTERPRETACIÓN DEL MODELO GEOELÉCTRICO: INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS Y GEOLÓGICOS

La interpretación final de los datos adquiridos supone la traslación del modelo geoeléctrico, resultante del proceso de inversión, en un modelo geológico. En general, los algoritmos de inversión tienden a buscar la mínima estructura que ajuste los datos observados, pero el resultado final puede carecer de sentido geológico. Por lo tanto, se requiere un cierto conocimiento geológico del área de estudio para descartar, por un lado, aquellos modelos que no sean realistas, y para identificar, por otro, las diferentes unidades geológicas, pues no podremos reconocerlas únicamente por su resistividad eléctrica ya que un determinado valor puede corresponder a diversos tipos de materiales. Esta información geológica ha de ser tenida en cuenta ya durante la inversión de los datos. Como ya se ha comentado, el proceso de inversión no aporta una solución única, de manera que será necesario controlar desde una perspectiva fundamentada en criterios geológicos, la construcción del modelo geoeléctrico final.

Esta problemática acerca de la unicidad y resolución del modelo propuesto, conocida como problema de equivalencia (no unicidad), es inherente a todos los métodos geofísicos. En el caso de la magnetotelúrica el grado de equivalencia dependerá de la dimensionalidad del modelo presentado. En medios unidimensionales existe, en general, una ambigüedad en la determinación del espesor y la conductividad de una determinada capa, ya que solo se puede resolver de manera unívoca el producto de ambas. Sin embargo, las variaciones laterales de conductividad existentes en medios bidimensionales y tridimensionales afectarán de manera distinta a cada una de las componentes del tensor de impedancias, aportando información que ayudará a disminuir esta ambigüedad y, por lo tanto, el número de posibles modelos que ajusten los datos. Aún así, puede subsistir durante la interpretación cierta ambigüedad en cuanto al número de capas presentes, resistividad y espesor de las mismas. Para entender esta problemática conviene conocer antes el concepto de *conductancia* (S ; Dmitriev, 1983).

La conductancia $S(z)$ se define como la integral de la conductividad (σ) desde la superficie hasta una determinada profundidad (z). Los datos magnetotelúricos son esencialmente sensibles a este parámetro y no tanto a los valores individuales de espesor

y resistividad. Por lo tanto, la MT resolverá bien la conductancia de una determinada estructura dejando una cierta ambigüedad en cuanto a su espesor y conductividad reales.

La figura 2.11 muestra un claro ejemplo de la dependencia de la resolución espacial con la dimensionalidad del modelo presentado. La respuesta del modelo 1-D (Figura 2.11a) será igual para la capa muy conductora y de poco espesor que para la capa conductora de mayor espesor (línea discontinua en la figura 2.11a), al presentar ambas valores similares de conductancia. En cambio, para un modelo 2-D (Figura 2.11b) la respuesta del modo TM será prácticamente igual a la del modelo 1-D, mientras que para el modo TE obtendremos una respuesta diferente que ayudará a disminuir el número de posibles modelos que ajusten los datos.

Por otro lado, en la figura 2.12 se muestran varios ejemplos de la resolución espacial de la MT ante la presencia de cuerpos tanto resistivos como conductores, para el caso concreto de un modelo bidimensional. Analizando los modelos resultantes de la inversión de los datos sintéticos 2-D (casos b, d y f de la figura 2.12) observamos, por ejemplo, que los modelos de inversión resuelven bien el techo de los cuerpos conductores, mientras que sus bases no aparecen tan bien definidas. En estos casos, la utilización durante el proceso de inversión de información geológica previa referente a las características de la unidad conductora, ayudaría a acotar su valor de resistividad y, por lo tanto, su geometría y composición. Otros efectos comunes son el desplazamiento de ciertos cuerpos hacia profundidades mayores debido a la subestimación de su conductividad cerca de los bordes de cuerpos conductores suprayacentes (Figura 2.12b), o la pérdida de la resolución con la profundidad (Figura 2.12; Bedrosian, 2007).

Como se ha comentado, esta ambigüedad acerca de los posibles modelos disminuye considerablemente con la dimensionalidad del modelo presentado. El carácter tensorial de los datos de MT proporciona una gran cantidad de información en cada punto de medida, favoreciendo que haya un menor número de posibles modelos que ajusten los datos. Por otro lado, la información previa procedente de datos geológicos y geofísicos, ha de ser tomada en cuenta no solo a la hora de interpretar los modelos, sino ya durante el proceso de inversión. Una forma de integrar esta información en el proceso de inversión de los datos, es introducirla en el modelo que se usará de base para la inversión (modelo inicial). Esta metodología ha sido utilizada en el caso del estudio del anticlinal de El Hito, por lo que será abordada con más detalle en el capítulo 4.

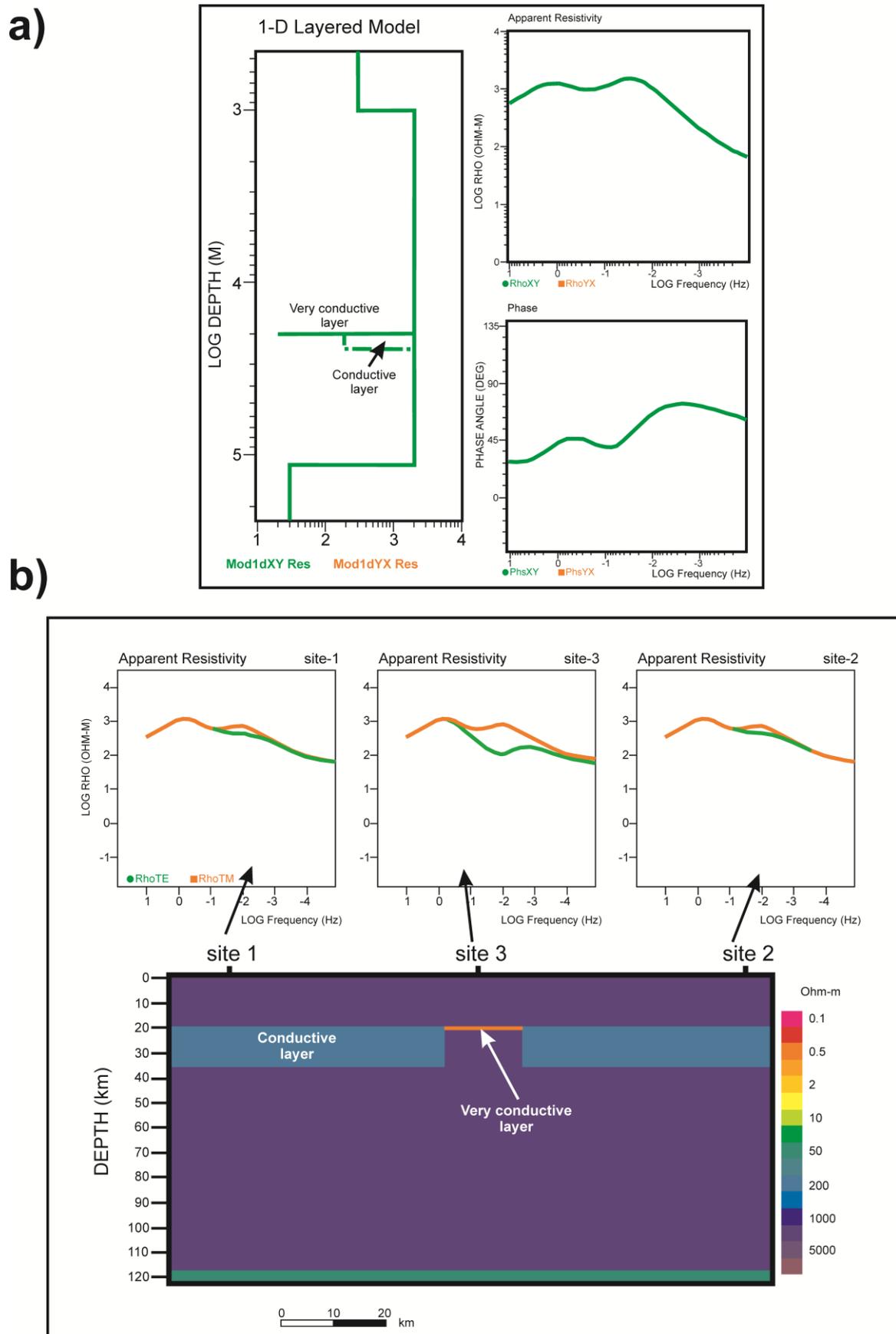


Figura 2.11. Relación entre la resolución y la dimensionalidad del modelo presentado. **a)** Modelo 1-D. La respuesta obtenida para dos capas con similar conductancia (líneas verdes continua y discontinua) pero diferentes espesor y resistividad será la misma. **b)** Modelo 2-D. Al realizar un modelo 2-D obtendremos respuestas diferentes para los modos TE y TM.

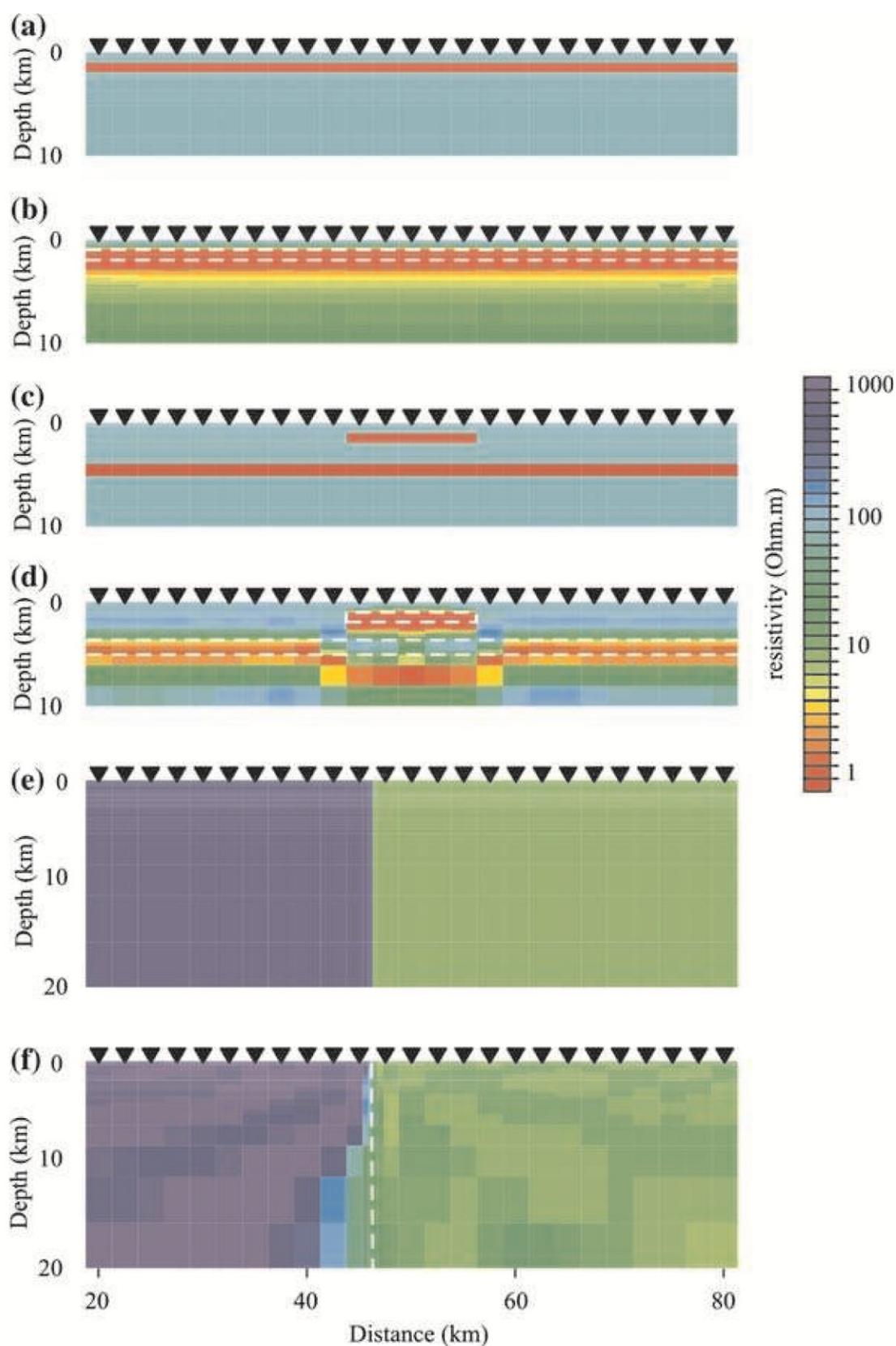


Figura 2.12. Inversiones con datos sintéticos que ponen de manifiesto algunas de los problemas de resolución espacial de la MT. Los modelos a, c y e fueron utilizados para obtener los datos sintéticos. Los modelos b, d y f fueron obtenidos tras la inversión de los datos sintéticos. Los triángulos invertidos indican la posición de los sondeos de MT (Bedrosian, 2007).

MAGNETOTELÚRICA APLICADA A LA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS PROFUNDOS

La magnetotelúrica se ha utilizado en los últimos años para resolver problemas geológicos de diversa naturaleza y escala, en gran medida gracias al amplio rango de profundidades de investigación que puede abarcar (Figura 3.1). Entre las aplicaciones más frecuentes estarían la exploración de hidrocarburos, exploración de acuíferos, caracterización de yacimientos minerales, exploración de yacimientos geotérmicos...etc.

En general y de forma muy simplificada, podría decirse que la solución de muchos de esos problemas geológicos pasa por la caracterización de algún tipo de reservorio. En este contexto, en el que un determinado fluido está confinado en una roca almacén, serán especialmente relevantes los métodos geofísicos electromagnéticos (EM). Dichos métodos se basan en la medida de la resistividad eléctrica del subsuelo, propiedad física que dependerá, tal y como ya se ha comentado, de parámetros tales como la porosidad de la roca, la proporción de poros saturados frente a los poros secos, las características del fluido de saturación, o la temperatura. Consecuentemente, la determinación de este parámetro jugará un papel crucial en la caracterización de cualquier tipo de reservorio geológico.

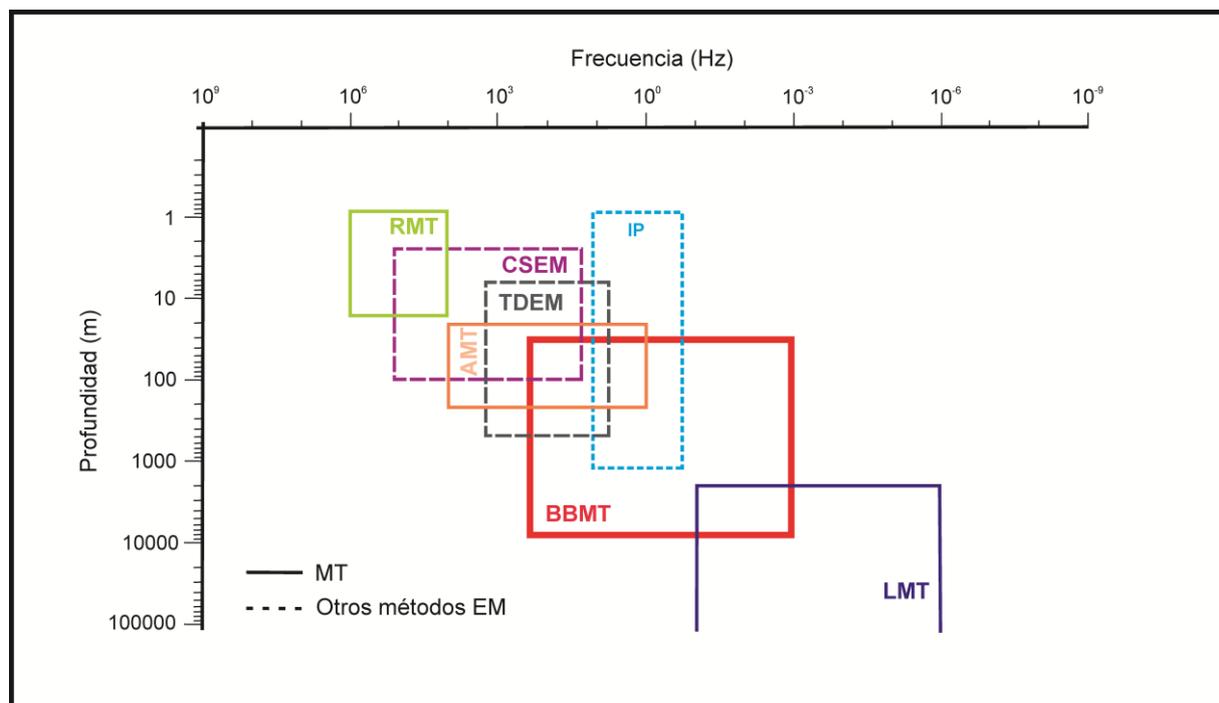


Figura 3.1. Rango de frecuencias y profundidades de investigación correspondientes a resistividades típicas para diferentes métodos electromagnéticos. RMT: Radio magnetotelúrica; CSEM: Métodos electromagnéticos de fuente controlada; TDEM: Sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo; IP: Polarización inducida; BBMT: Magnetotelúrica de banda ancha; LMT: Magnetotelúrica de periodo largo. En rojo y con una traza más gruesa, BBMT, método utilizado en esta tesis (Modificado de Pellerin y Wannamaker, 2005).

Para que el fluido quede atrapado en el reservorio ha de existir un sello que lo confine en él. Generalmente el sello y el reservorio presentan características (naturaleza, fracturación, saturación...) lo suficientemente dispares como para que se vean reflejadas en su comportamiento eléctrico. De esta manera, se suele dar una alternancia de capas resistivas y conductoras que en ocasiones hacen de estos sistemas sello/reservorio contextos ideales para la aplicación de los métodos EM. Este es el caso, como veremos más adelante y analizaremos en detalle en el capítulo 5, de los sistemas geotérmicos convencionales. No obstante, también se dan casos en los que las diferencias sello/reservorio no son tan marcadas, dificultando la caracterización de la estructura. Un ejemplo de este último caso será analizado en el capítulo 4.

Por otro lado, la profundidad a la que se sitúa la estructura o el reservorio objeto de estudio será un factor determinante a la hora de decidir qué métodos EM son los más adecuados para su caracterización. En este sentido, hay que resaltar que la MT es el único método electromagnético capaz de aportar información sobre las características del subsuelo a profundidades de varios kilómetros (Figura 3.1). Por esta razón, será el único método EM aplicable en muchos de los casos, como son por ejemplo la mayoría de los

sistemas geotérmicos, los posibles almacenes geológicos de CO₂ o los acuíferos profundos.

En esta tesis se presentan los modelos geoelectricos obtenidos en dos casos muy distintos, la caracterización de un posible almacén geológico de CO₂ (Anticlinal de El Hito, Cuenca) y la caracterización de un sistema geotérmico convencional (Tenerife, Islas Canarias). Asimismo, se expondrán en este capítulo las características principales de estos dos grandes tipos de reservorios, a fin de entender los factores que controlaran su comportamiento geoelectrico.

3.1. CARACTERIZACIÓN DE ALMACENES GEOLÓGICOS DE CO₂

La captura y el almacenamiento geológico del CO₂ es una opción tecnológica que lleva efectuándose desde hace años en diversos lugares del mundo con el fin de reducir las emisiones de gases de efecto invernadero a la atmosfera. La técnica consiste en capturar el CO₂ emitido por los grandes productores a nivel industrial (centrales térmicas, cementeras...etc.) y depositarlo en formaciones geológicas profundas. Estas formaciones geológicas han de cumplir una serie de requisitos para que el almacenamiento del gas sea efectivo, entre las que destacan la presencia de una roca almacén porosa y permeable con capacidad suficiente para albergar el gas, la presencia de una formación/estructura sello de baja permeabilidad que asegure el confinamiento del gas y evite posibles fugas, o la localización de la formación almacén a una profundidad mínima de unos 800 m^{vi}.

Entre las formaciones habitualmente consideradas como posibles almacenes geológicos de CO₂ encontramos acuíferos salinos profundos, campos de petróleo (o gas) agotados o en vías de agotamiento, capas de carbón o cavidades construidas en rocas salinas (Figura 3.2), siendo los acuíferos salinos profundos los que presentan un mayor potencial para el almacenamiento de CO₂ (Benson y Cook, 2005).

Existen algunos ejemplos de la utilización de los métodos EM tanto para la caracterización del reservorio, como para el monitoreo de la pluma de CO₂ inyectada (Hagrey, 2011; Ramirez et al., 2003; Christensen et al., 2006; Carrigan et al., 2009; Becken et al., 2010; Kiessling et al., 2010; Girard et al., 2011; Streich et al., 2011).

^{vi} A profundidades superiores a los 800 m, debido a las condiciones de presión y temperatura, el CO₂ alcanza el estado supercrítico comportándose como un fluido y ocupando un 0.4% del volumen que ocuparía en superficie (Angus et al., 1973).

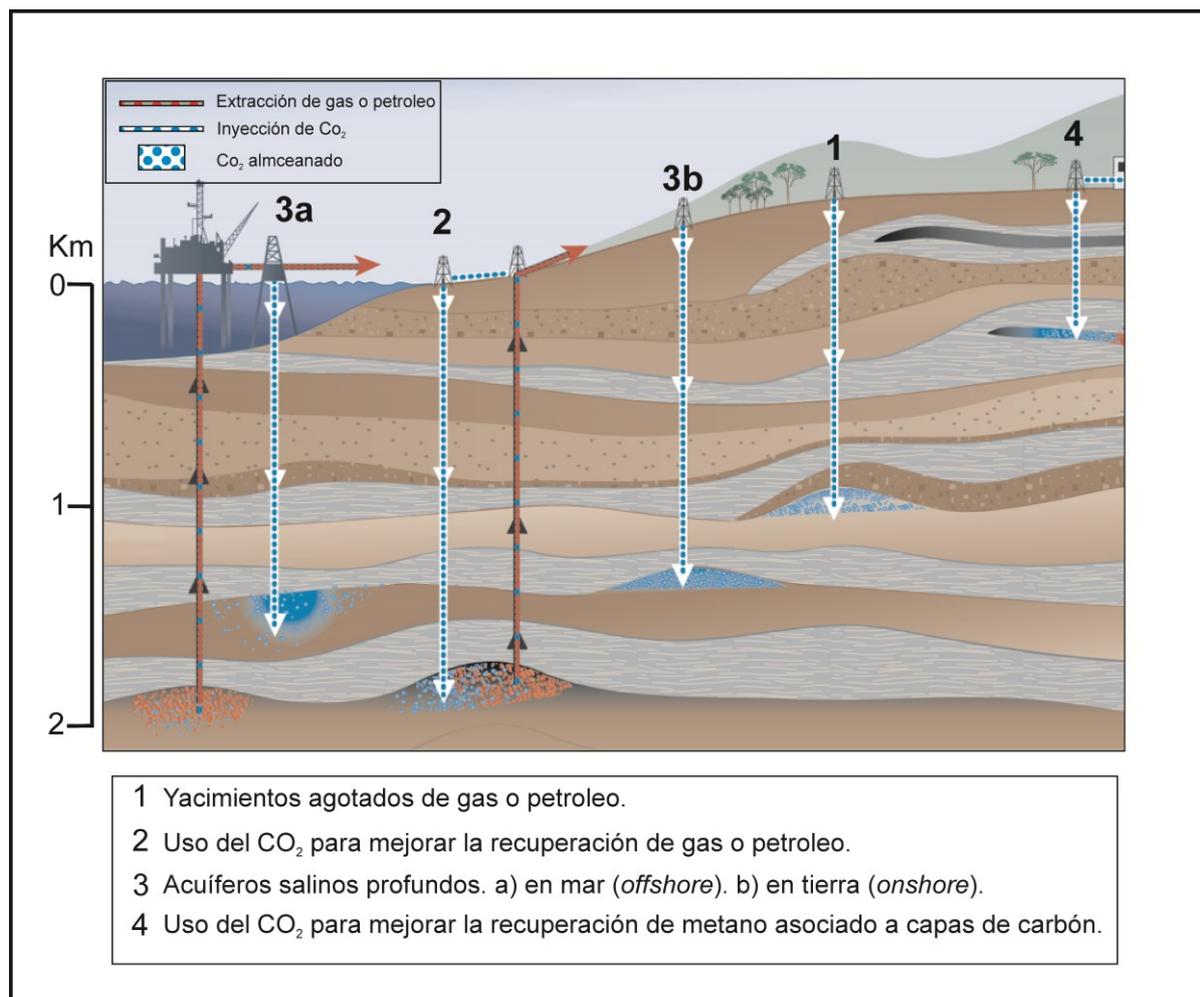


Figura 3.2. Resumen de las opciones de almacenamiento geológico de CO₂ en formaciones geológicas profundas (modificado de Benson y Cook, 2005).

Sin embargo, los ejemplos de la aplicación de la MT en este tipo de estudios son más bien escasos. El ejemplo más relevante lo encontramos en el estudio realizado por Ogaya et al. (2013) en la planta piloto que la fundación CIUDEN ha establecido en Hontomín (Burgos). Este estudio supone el único referente a nivel mundial de la aplicación de la MT a la caracterización de almacenes geológicos destinados a este fin. En él, los autores presentan la magnetotelúrica como una técnica apropiada para la caracterización de acuíferos salinos profundos destinados al almacenamiento geológico de CO₂, así como para la estimación de la porosidad del reservorio.

3.1.1. Acuíferos salinos profundos

En el año 2006 el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) inició un plan para valorar el potencial de almacenamiento geológico de CO₂ de diferentes formaciones permeables profundas de todo el país. Para ello, se inventariaron y analizaron todos los datos disponibles de cada una de las zonas seleccionadas (cartografía, pozos de hidrocarburos, geofísica...). Como resultado, se obtuvo una clasificación de las diferentes zonas en base a la fiabilidad de los datos analizados y a su potencial capacidad para almacenar CO₂ (García-Lobón et al., 2011; Figura 3.3).

En algunas de las zonas consideradas se realizaron nuevos trabajos geológicos y geofísicos con el fin de completar o mejorar los datos ya existentes. Este es el caso del anticlinal de El Hito. Esta pequeña estructura situada en la parte sur de la Cuenca de Loranca (o Depresión Intermedia) fue clasificada desde un principio como estructura no prioritaria, dada la alta fiabilidad de los datos analizados y el bajo potencial como almacén que se dedujo de ellos (Figura 3.3). Aún así, y teniendo en cuenta la antigüedad de los datos disponibles, se decidió realizar una nueva cartografía de detalle y varias campañas geofísicas, entre las que se encuentra el estudio magnetotelúrico que forma parte de esta tesis (capítulo 4).

Así pues, el anticlinal de El Hito será estudiado en esta tesis desde el punto de vista de la caracterización de un acuífero profundo, sin entrar en más detalle en su comportamiento o aptitudes como posible reservorio geológico de CO₂.

Encontramos algunos ejemplos de la utilización de la MT a la caracterización de acuíferos profundos en: Chouteau et al. (1994); Giroux et al. (1997); Falgàs et al. (2005); Chandrasekhar et al. (2009); Falgàs et al. (2011); Favetto et al. (2011); Abdelzaher et al. (2012).

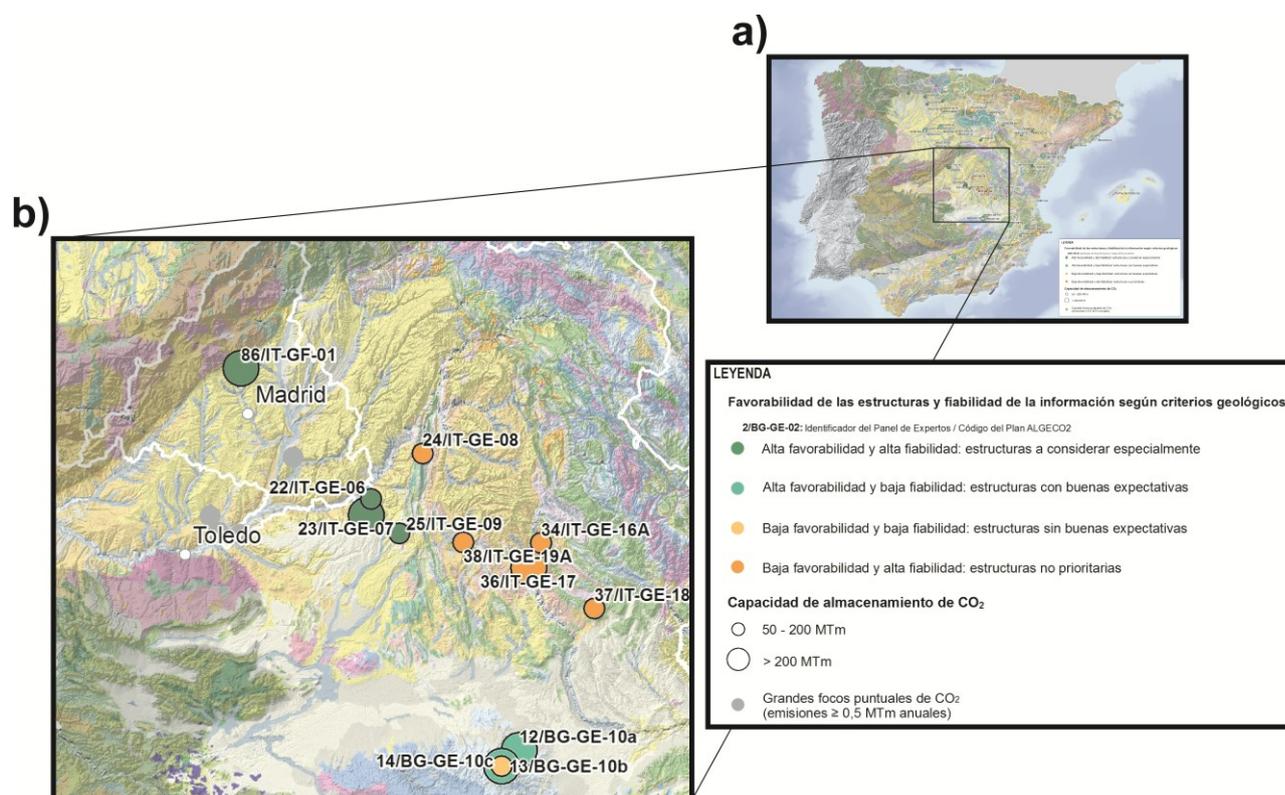


Figura 3.3. a) Mapa de Favorabilidad/Fiabilidad de las estructuras geológicas estudiadas por el IGME (Favorabilidad según Criterios geológicos. Almacenes de capacidad superior a los 50 Mt CO₂). b) Detalle de la zona central de la península. El almacén estudiado en esta tesis, el anticlinal de El Hito, es la estructura numerada como 38/IT-GE-19A (García-Lobón et al., 2011).

3.2. CARACTERIZACIÓN DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS DE ALTA ENTALPÍA

Un sistema geotérmico podría definirse como un reservorio geológico del cual puede extraerse calor que posteriormente será utilizado en la generación de energía eléctrica o en aplicaciones domésticas (calefacción de viviendas).

Existen dos grandes grupos de yacimientos geotérmicos en función de su entalpía y/o temperatura: yacimientos de baja entalpía y yacimientos de alta entalpía (Elder, 1981). Los primeros están localizados en zonas estables, con un gradiente geotérmico normal, encontrándose el fluido a temperaturas del orden de 40-90 °C. Son adecuados para el aprovechamiento directo del calor (calefacción de viviendas). Los segundos en cambio, se sitúan sobre zonas geológicamente activas, de flujo geotérmico elevado, por lo que el fluido se encuentra a una temperatura superior a los 150 °C. Estos últimos son adecuados para la producción de energía eléctrica.

El contexto geológico en el que pueden encontrarse sistemas geotérmicos de alta temperatura es muy amplio, siendo más comunes en áreas volcánicas. Sin embargo, los sistemas geotérmicos suelen clasificarse, no tanto en base al tipo de roca al que están

asociados, sino más bien en función del tipo de sistema de flujo de calor (tipo de fase dominante) en: a) Vapor dominante, b) Agua caliente, c) Geopressed, d) Roca seca caliente, e) Magma (Gupta y Roy, 2007).

Cualquiera de estos sistemas geotérmicos estará compuesto por cuatro elementos principales (Figura 3.4):

1. Fuente de calor: Generalmente se trata de un cuerpo magmático somero.
2. Sistema reservorio/sello: El reservorio está constituido por un volumen de roca permeable que contiene un fluido caliente y del que se puede extraer el calor; mientras que el sello sería una roca de baja permeabilidad situada sobre el reservorio que actúa como trampa de los fluidos, evitando así, la disipación de la energía.
3. Fluido: Encargado de transportar el calor y de recargar el reservorio.
4. Área de recarga: Zona alejada del reservorio, no está afectada por la anomalía geotérmica y está hidráulicamente conectada con el reservorio.

La mayoría de los sistemas geotérmicos de alta temperatura están asociados a un sistema de convección de agua caliente, en el que el fluido asciende y queda atrapado en el reservorio por un sello (*clay cap*), formado por la precipitación de minerales derivados de la alteración hidrotermal al descender bruscamente la temperatura cerca de la superficie. Este tipo de sistemas se suelen denominar “convencionales” cuando están asociados, además, a áreas volcánicas y se dan a relativamente poca profundidad.

De esta manera, los sistemas geotérmicos convencionales representan un marco ideal para la aplicación de métodos EM, ya que suelen caracterizarse por presentar fuertes variaciones de resistividad. Por lo tanto, es frecuente la aplicación de estas técnicas durante la etapa de exploración del yacimiento, siendo el objetivo principal delimitar el área de baja resistividad asociada al reservorio, que correspondería al sello del mismo.

Existen diversas publicaciones que revisan diferentes estudios y características del uso de los métodos EM en áreas geotérmicas como pueden ser: Berktold (1983); Pellerin et al. (1996); Meju (2002); Spichak y Manzella (2009) o Muñoz (2014). Es especialmente interesante la revisión publicada por Spichak y Manzella (2009), ya que los autores centran su atención en la modelización 3-D y en la interpretación de los datos, haciendo especial hincapié el caso concreto de la MT.

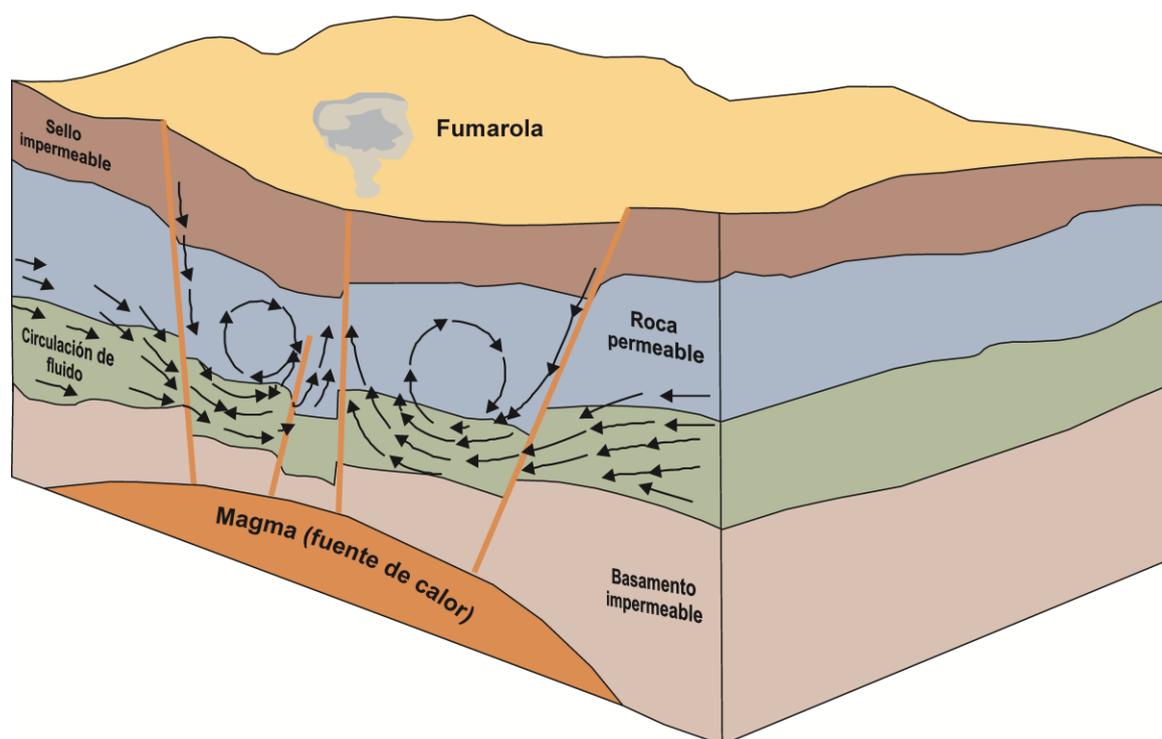


Figura 3.4. Esquema de un sistema geotérmico profundo (modificado de <http://www.bgs.ac.uk/research/energy/geothermal>)

3.2.1. Sistemas geotérmicos convencionales

Consideraremos a partir de ahora el caso más habitual, un sistema geotérmico de agua caliente localizado en una zona volcánica.

La resistividad eléctrica en un sistema geotérmico convencional estará controlada principalmente por la presencia de productos de alteración hidrotermal, arcillas en su mayoría. Este proceso de alteración dependerá del tipo de roca, de la composición química del fluido y de la temperatura; mientras que la intensidad de la alteración dependerá principalmente de la temperatura, del tiempo y de la textura de la roca encajante. A temperaturas inferiores a los 50 °C apenas existe alteración, mientras que a temperaturas entre los 100 y 180 °C predomina la esmectita como producto de alteración, formándose generalmente sellos de esmectita/illita (Figura 3.5).

Medidas de laboratorio muestran la existencia de una clara relación entre la temperatura, el producto de alteración dominante y la resistividad eléctrica del conjunto roca/fluido. En la figura 3.6 puede apreciarse como la parte más superficial la capa de alteración estará formada principalmente por esmectita, cuya resistividad eléctrica es especialmente baja, independientemente del tipo de fluido de saturación de la roca.

Dado que la aparición de la esmectita está restringida al rango de temperaturas que va de los 100 a los 180 °C, esta capa de alteración se formará a cierta distancia del reservorio, mientras que las capas supra e infrayacentes presentarán resistividades mayores. Esto da lugar a una sucesión de resistividades en profundidad formada por la alternancia de capas resistivas-conductoras-resistivas, que será fácilmente identificables mediante MT.

Este aumento de la resistividad con la profundidad bajo la capa de esmectita (*clay cap*) refleja un aumento en la temperatura, siendo un comportamiento típico de los sistemas geotérmicos convencionales.

La figura 3.7a muestra el modelo conceptual general para el caso de un sistema geotérmico con una permeabilidad alta y una alteración generalizada. En este modelo la baja resistividad corresponde a la capa de alteración hidrotermal que rodea al reservorio, mientras que el reservorio propiamente dicho tendrá resistividades mayores. Este modelo conceptual, aparentemente sencillo, se complica cuando en superficie hay un marcado gradiente hidráulico asociado a una topografía abrupta (Figura 3.7b). En este caso, la anomalía conductora correspondiente a la capa de alteración se localizará más cerca de la superficie y no tendrá la forma de domo centrado sobre el reservorio que se observa en zonas con una topografía moderada (Anderson et al., 2000).

Por lo tanto, el fuerte vínculo existente entre la resistividad eléctrica y los productos de alteración (arcillas), dependientes a su vez de la temperatura, permite considerar la distribución de resistividades mostrada en la figura 3.7 como una marca distintiva de los sistemas geotérmicos convencionales (Muñoz, 2014). Hay que tener en cuenta que los productos de la alteración permanecerán una vez haya comenzado el enfriamiento del sistema, por lo que la estructura geoeléctrica corresponderá, en la mayoría de los casos, al máximo grado de desarrollo del mismo (Árnason et al., 2010).

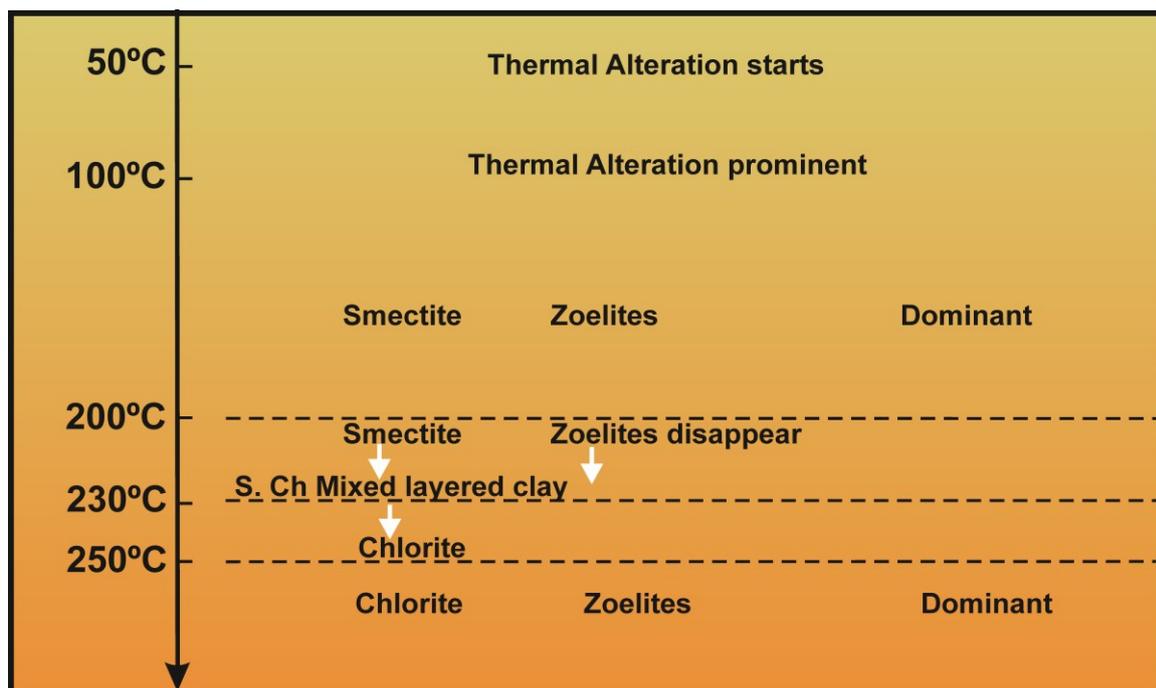


Figura 3.5. Alteración mineral en función de la temperatura en rocas basálticas. (Modificado del Geological Survey of Iceland, ISOR; <http://www.geothermal.is/>).

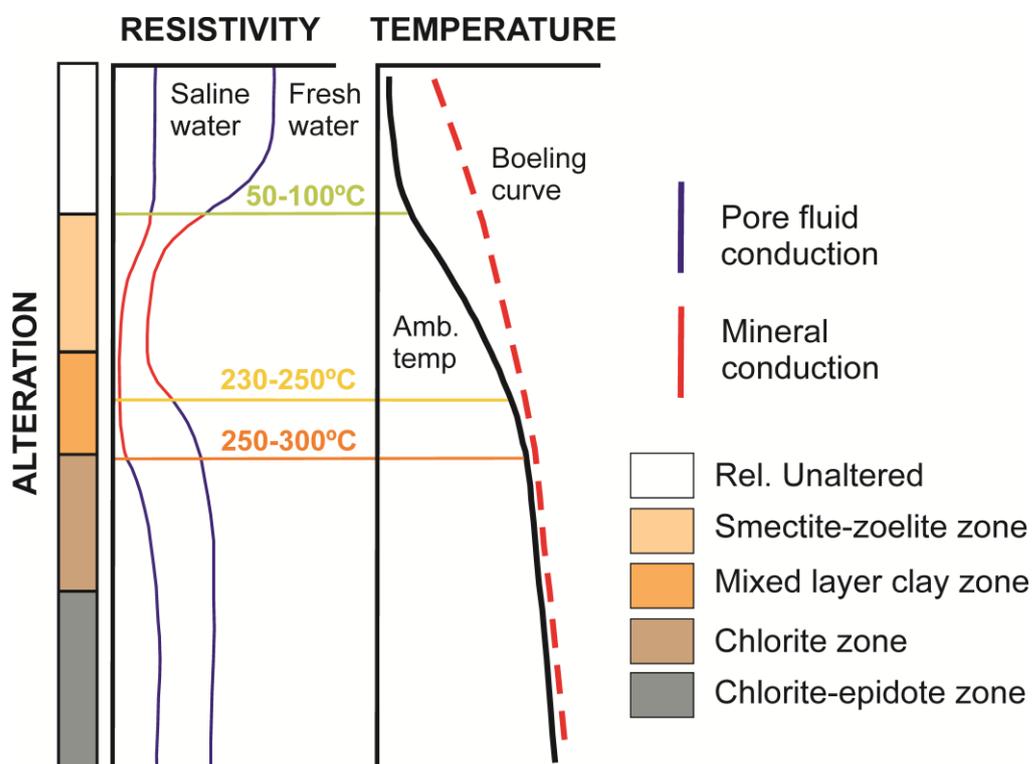


Figura 3.6. Perfil general de resistividad en áreas geotérmicas de alta temperatura de Islandia. La escala vertical, de profundidad, es arbitraria dependiendo de los perfiles de temperatura (Modificado de Flóvenz et al., 2005).

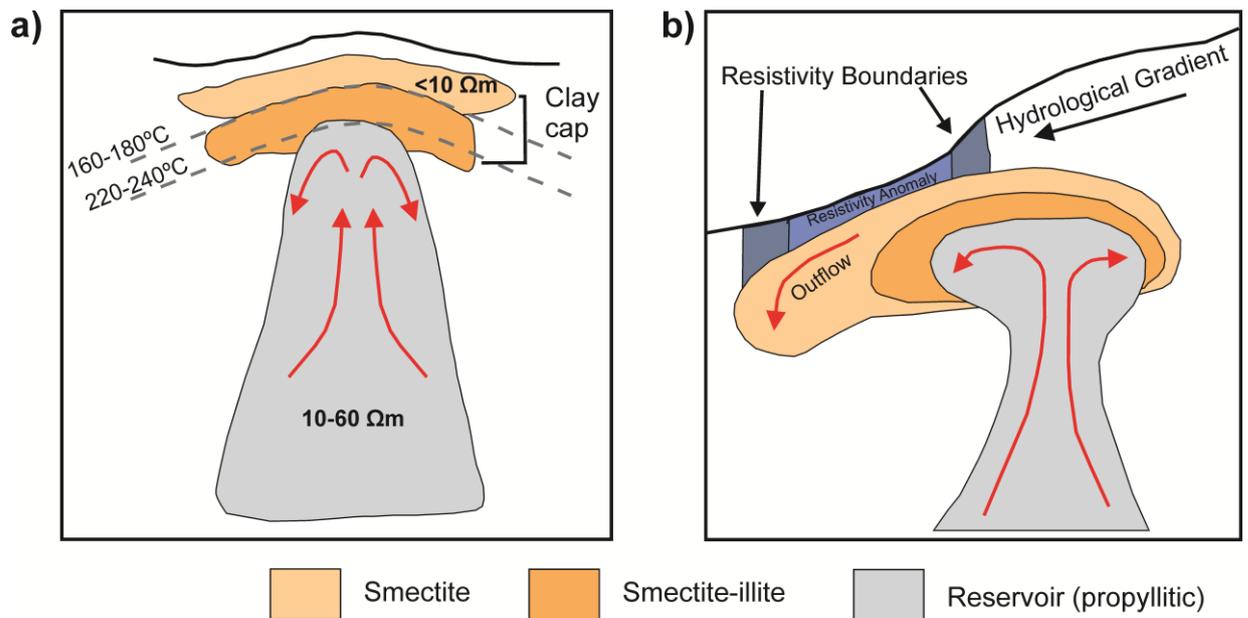


Figura 3.7. a) Modelo conceptual de un sistema geotérmico convectivo (En Muñoz, 2014). b) Sistema geotérmico localizado en una zona con fuertes pendientes (Anderson et al., 2000).

Sistemas geotérmicos de este tipo se dan en Islandia, Nueva Zelanda, El Salvador, Indonesia o Japón (Árnason et al., 1987, 2000; Árnason y Flóvenz, 1998; Uchida, 1995; Oskooi et al., 2005), en la mayoría de los cuales se utilizó MT para su caracterización. Éste es además, el tipo del sistema geotérmico esperable en la isla de Tenerife, estudiado en el capítulo 5 esta tesis.

Otros muchos ejemplos de la aplicación de la MT a la caracterización de sistemas geotérmicos serían: Hersir (1980); Cumming y Mackie (2007, 2010); Oskooi y Manzella (2011); Fiordelisi et al. (1995); Larsen et al. (1995); Wannamaker et al. (2004, 2007); Newman et al. (2005, 2008); Oskooi et al. (2005); Garg et al. (2006); Manzella et al. (2006, 2010); Heise et al. (2008); Árnason et al. (2010).

Parte II

Caracterización de reservorios profundos

4. Caracterización geoelectrica 2-D del anticlinal de El Hito.
5. Caracterización geoelectrica 3-D del sistema geotermico de la isla de Tenerife.

CARACTERIZACIÓN GEOELÉCTRICA 2-D DEL ANTICLINAL DE EL HITO

En este capítulo se presenta la caracterización del anticlinal de El Hito (Cuenca, España) a partir de los datos magnetotelúricos adquiridos en dos campañas de campo realizadas a lo largo del año 2010. El primer apartado proporciona una visión general del área de estudio, incluyendo una breve descripción del contexto geológico y de la información previa disponible (datos geofísicos e información geológica local). A continuación, se describen el análisis de los datos magnetotelúricos y la metodología seguida para la obtención de los modelos de resistividades. Como resultado final se han obtenido tres modelos 2-D, en cuya construcción ha jugado un papel fundamental la correcta integración de la información previa en el proceso de inversión.

Debido al problema de la equivalencia entre modelos (problema inherente a cualquier método geofísico al no obtenerse una solución única), obtener un modelo geoeléctrico coherente con el contexto geológico requiere de un análisis exhaustivo del funcionamiento del proceso de inversión para cada caso particular. En nuestro caso, este análisis ha jugado un papel fundamental para la obtención de los modelos finales. Para ello, se realizaron diversas pruebas de inversión con los datos sintéticos obtenidos a partir de modelos conceptuales contruidos en base a toda la información disponible (cortes geológicos obtenidos a partir de líneas sísmicas antiguas, cartografía de superficie y datos de pozos). Los resultados demuestran que la utilización de un modelo inicial adecuado, que servirá de modelo de partida para la inversión de los datos, es crucial para obtener resultados fiables desde un punto de vista geológico.

4.1. INFORMACIÓN PREVIA

El anticlinal de El Hito (EHA) fue una de las estructuras incluidas en el plan de selección de estructuras geológicas para el almacenamiento de CO₂ (García-Lobón et al., 2011) llevado a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Dicho plan incluía la revisión de la información disponible de diferentes estructuras geológicas y la realización, en caso de considerarse necesario, de nuevas campañas y estudios geológicos y geofísicos. Este fue el caso del anticlinal de El Hito, donde se realizaron una cartografía geológica de detalle, una campaña gravimétrica y el estudio magnetotélúrico incluido en esta tesis.

La necesidad de realizar estos nuevos estudios en la zona de EHA vino marcada por la descompensación de escalas entre la estructura y la información previa. EHA es una estructura pequeña y la mayoría de los datos previos proceden de estudios geológicos y geofísicos a escala de cuenca (Muñoz Martín, 1997; Muñoz Martín y De Vicente, 1998; Muñoz Martín et al., 2003; Querol, 1989) que no tienen, por lo tanto, la suficiente resolución como para caracterizar una estructura de tales dimensiones. Entre esta información previa encontramos líneas sísmicas y datos de pozos cercanos derivados de las campañas realizadas durante los años 70, estos últimos aportan además información sobre las propiedades petrofísicas de las rocas (Belmontejo-1A, Torralba-1, Torralba-1, Tribaldos-1 y Hito-1; Lanaja, 1987; <http://cuarzo.igme.es/sigeco/>).

Así, y con el fin de aportar información a una escala apropiada se realizaron, entre otras, dos campañas magnetotélúricas entre marzo y agosto de 2010. El objetivo principal de este nuevo estudio es caracterizar el anticlinal a partir de tres perfiles magnetotélúricos que cortan la estructura transversalmente.

4.1.1. Marco geológico regional

El EHA se localiza en el límite SO de la cordillera Ibérica (Figura 4.1), más concretamente en la cuenca de Loranca (o Depresión Intermedia, figura 4.2), una pequeña cuenca de antepaís generada durante la Orogenia Alpina debido a la compresión según una tectónica de piel fina. El resultado fue la generación de un sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección N-S a NO-SE con una vergencia general hacia el oeste, desarrollados por encima de una superficie de despegue basal situada dentro del Keuper (Triásico superior). Estas estructuras se localizan principalmente en las partes central y

sur de sistema, así como alineadas a lo largo de la Sierra de Altomira (límite entre la cuenca de Loranca y la cuenca de Madrid; Figura 4.2; Vera, 2004).

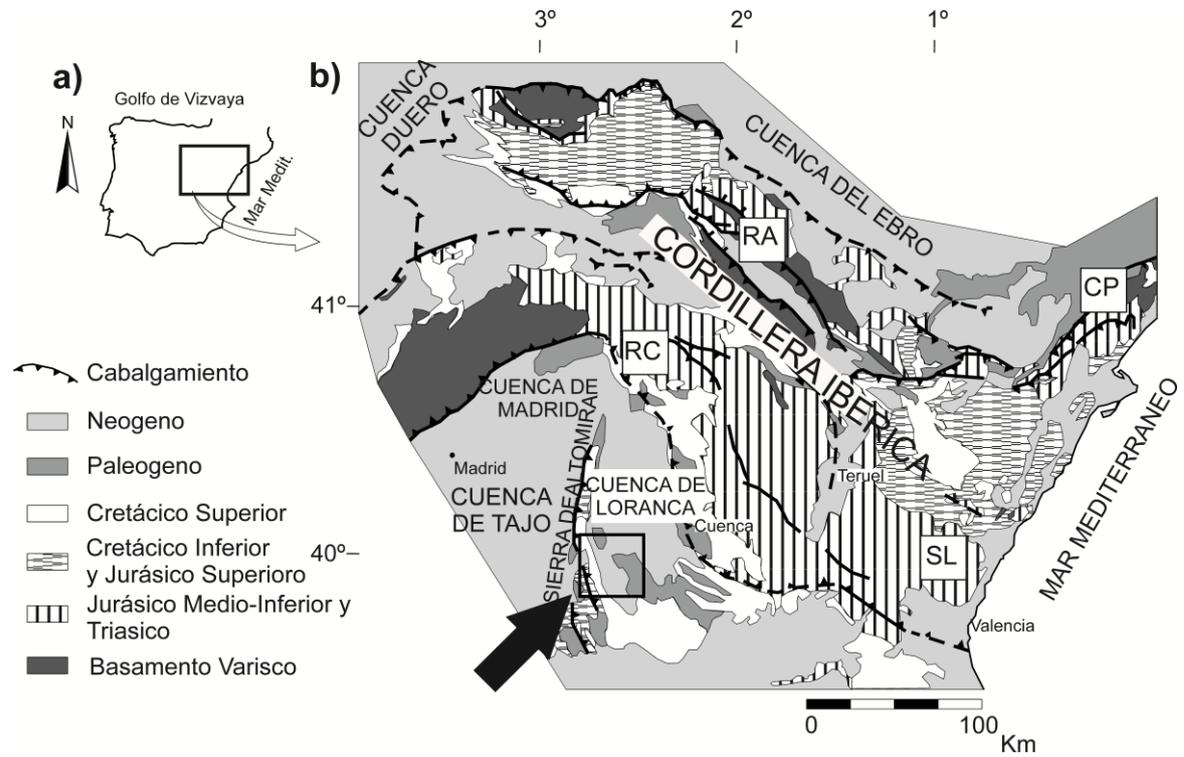


Figura 4.1. a) Localización de la zona de estudio dentro de la Península Ibérica. b) Mapa geológico simplificado de la Cordillera Ibérica. La flecha negra marca la situación de la zona de estudio dentro de la Cuenca de Loranca (Piña-Varas et al., 2013).

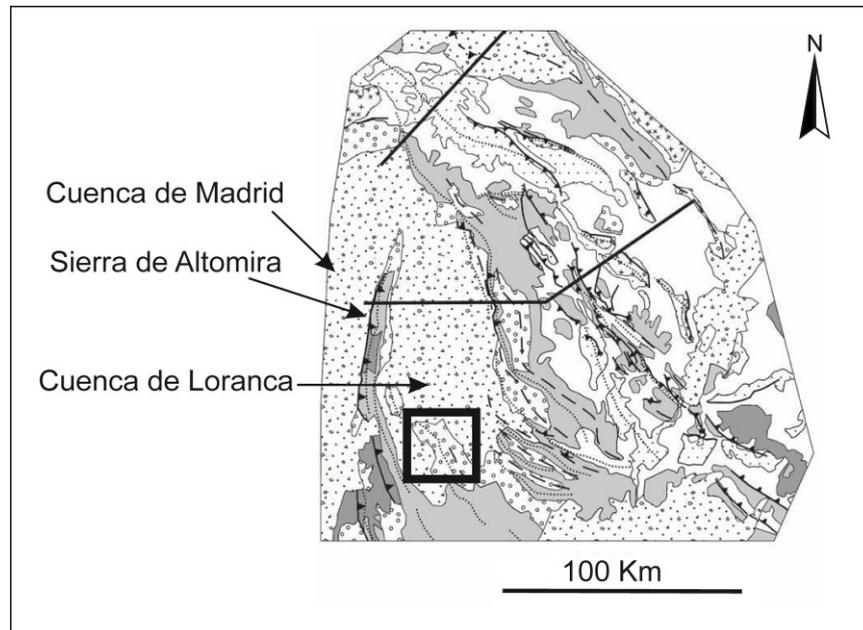


Figura 4.2. Esquema estructural de la cuenca de Loranca y la sierra de Altomira. El cuadro negro sitúa el área de estudio dentro de la Cuenca de Loranca (modificado de Guimerà, 2004).

Pese al predominio de la tectónica de piel fina, algunas líneas sísmicas muestran que el basamento está puntualmente involucrado en la deformación compresiva en forma de pequeños anticlinales limitados por fallas inversas. Este es el caso de las estructuras de El Hito y otras pequeñas estructuras repartidas por el interior de la cuenca (García-Lobón et al., 2011).

En la zona meridional de la Cuenca de Loranca el basamento está formado principalmente por cuarcitas, pizarras y areniscas silúricas seguidas de una sucesión carbonífera de espesores entre 200 y 1000 m, que en ocasiones llega a aflorar. Uno de estos afloramientos está situado en el núcleo de un anticlinal cerca de la localidad de Henarejos, a 100 Km de EHA. Este afloramiento está constituido por una sucesión de unos 200 m de espesor de carbón, conglomerados, areniscas y lutitas (Gibbons y Moreno, 2002).

La cobertera mesozoica-cenozoica comienza con unas areniscas del Triásico inferior (Facies Buntsandstein) de espesores entre los 100 y los 140 m disconformes sobre el basamento paleozoico, seguida de 9-65 m de carbonatos (Facies Muschelkalk) y hasta 1000 m de evaporitas (anhidrita y halita, Facies Keuper). Esta sucesión de sedimentos triásicos esta culminada por las dolomías tableadas de la Formación Imón (Figura 4.3).

De entre las sucesiones del Jurasico Inferior destacan en esta zona las Formaciones Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas (Goy et al., 1976). La primera consiste en una potente sucesión (150-400 m) de dolomías intercaladas con evaporitas (yeso principalmente), mientras que la segunda está formada por margas verdes y arcillas con facies dolomíticas intercaladas alcanzando espesores totales de 10 a 120 m (Figura 4.3).

Las unidades del Cretácico corresponden en su mayoría al Cretácico Superior, formado por un gran número de unidades litológicas que alcanzan un espesor máximo de unos 800 m. En la parte inferior de la secuencia predominan las calizas con intercalaciones de areniscas y margas, pasando en la parte superior, a evaporitas y arcillas con intercalaciones de calizas.

Finalmente, aparecen los sedimentos cenozoicos con espesores de entre 1000 y 1400 m. estos depósitos consisten principalmente en areniscas, gravas, arcillas, calizas y yeso depositados en ambientes fluviales o lacustres (Figura 4.3).

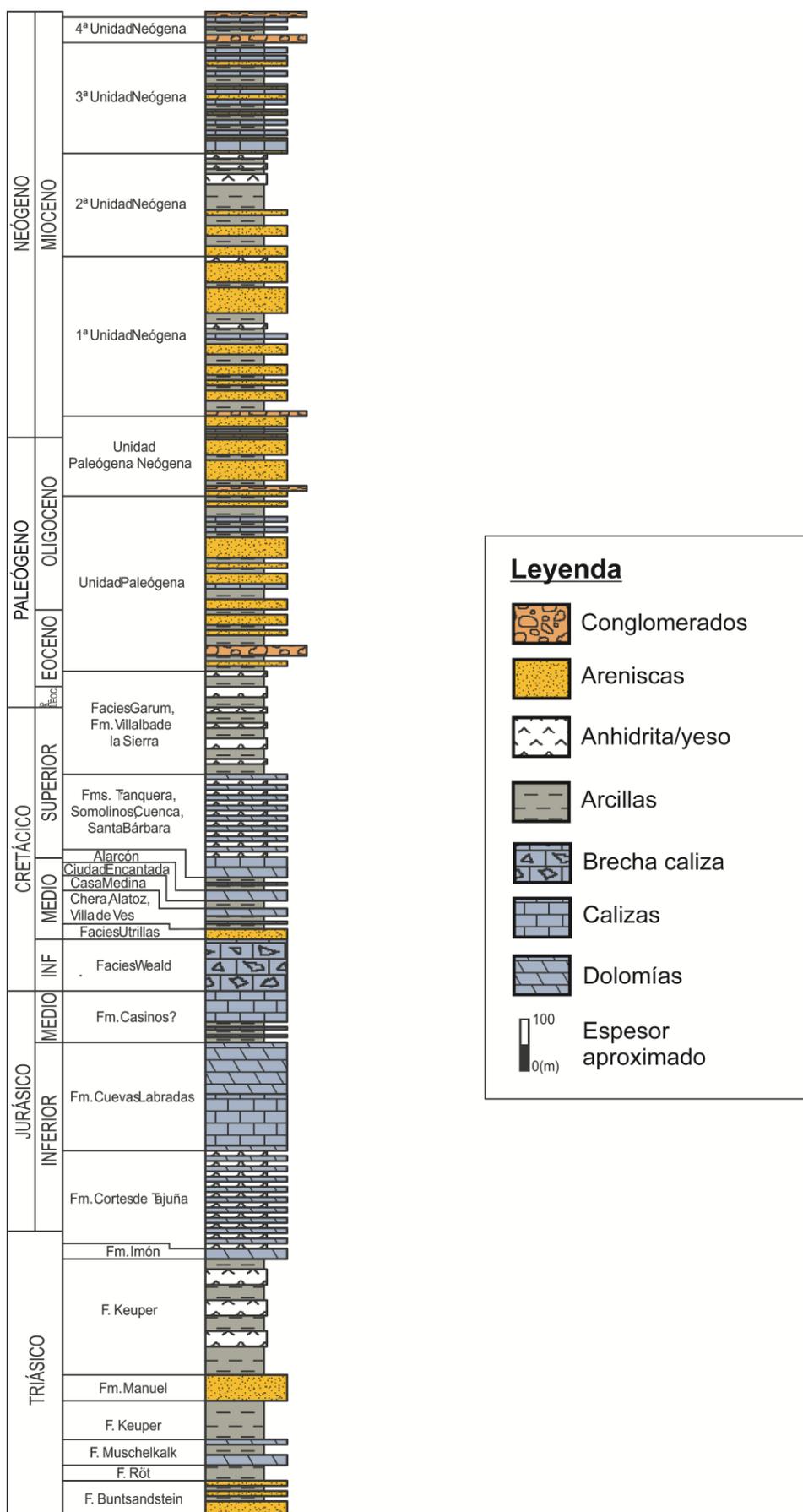


Figura 4.3. Columna estratigráfica sintética de la estructura de El Hito (Modificado de García-Lobón et al., 2011).

4.1.2. El anticlinal de El Hito (EHA)

La estructura estudiada, EHA, se encuentra en la mitad meridional de la Cuenca de Loranca (Figura 4.2). Se trata de una estructura pequeña con unas dimensiones aproximadas de 10 km de largo por 3 km de ancho (Figura 4.4). Como los otros pliegues de esta cuenca, presenta una dirección aproximada NO-SE, una vergencia general hacia el oeste y el nivel de despegue está constituido por las evaporitas del Keuper.

El basamento está afectado por la deformación compresiva dando lugar a pequeños altos limitados por fallas inversas. Esta estructura de basamento ha sido observada en las líneas sísmicas cercanas y ya aparecía en los mapas de isobatas del subsuelo de la Cuenca de Loranca presentados por Querol (1989).

La figura 4.4 muestra la distribución de las líneas sísmicas y de los cortes geológicos más recientes (Biete et al., 2012). La figura 4.5 muestra los cortes geológicos transversales a la estructura realizados por Biete et al. (2012), donde se aprecia como la deformación afecta tanto a la cobertera como al basamento paleozoico.

Estos anticlinales del basamento fueron el objetivo de las campañas de prospección de hidrocarburos llevadas a cabo durante los años 70. Como resultado de estos estudios, se perforo entre otros el pozo “El Hito-1”, que corta la serie cerca de la traza axial de EHA. Analizando la columna litológica y el log de resistividad de este pozo (Figura 4.6, Lanaja, 1987; <http://cuarzo.igme.es/sigeco/>), llama la atención el comportamiento eléctrico de las unidades del Carbonífero (1900 m de profundidad). Éste, presenta valores de resistividad bajos, similares a los materiales del Triásico que corresponden en su mayoría a las evaporitas del Keuper. Por otro lado, las unidades del Jurásico Inferior (Lias) aparecen repetidas debido a la presencia de dos cabalgamientos intersecados por el pozo a las profundidades de 318 y 783 m, y presentan valores de resistividad muy elevados, posiblemente debido a la presencia de anhidrita.

Desde el punto de vista hidrogeológico, señalar que las series de calizas y dolomías cretácicas y jurásicas son los materiales que presentan mejores características. Debido a su naturaleza carbonatada y disposición estructural, constituyen buenas formaciones acuíferas por fracturación y karstificación. El sistema acuífero al cual pertenecen estos materiales (Sistema acuífero N° 29, “Unidad Caliza de Altomira”) está considerado como un sistema complejo que funciona en régimen libre, o semiconfinamiento en profundidad.

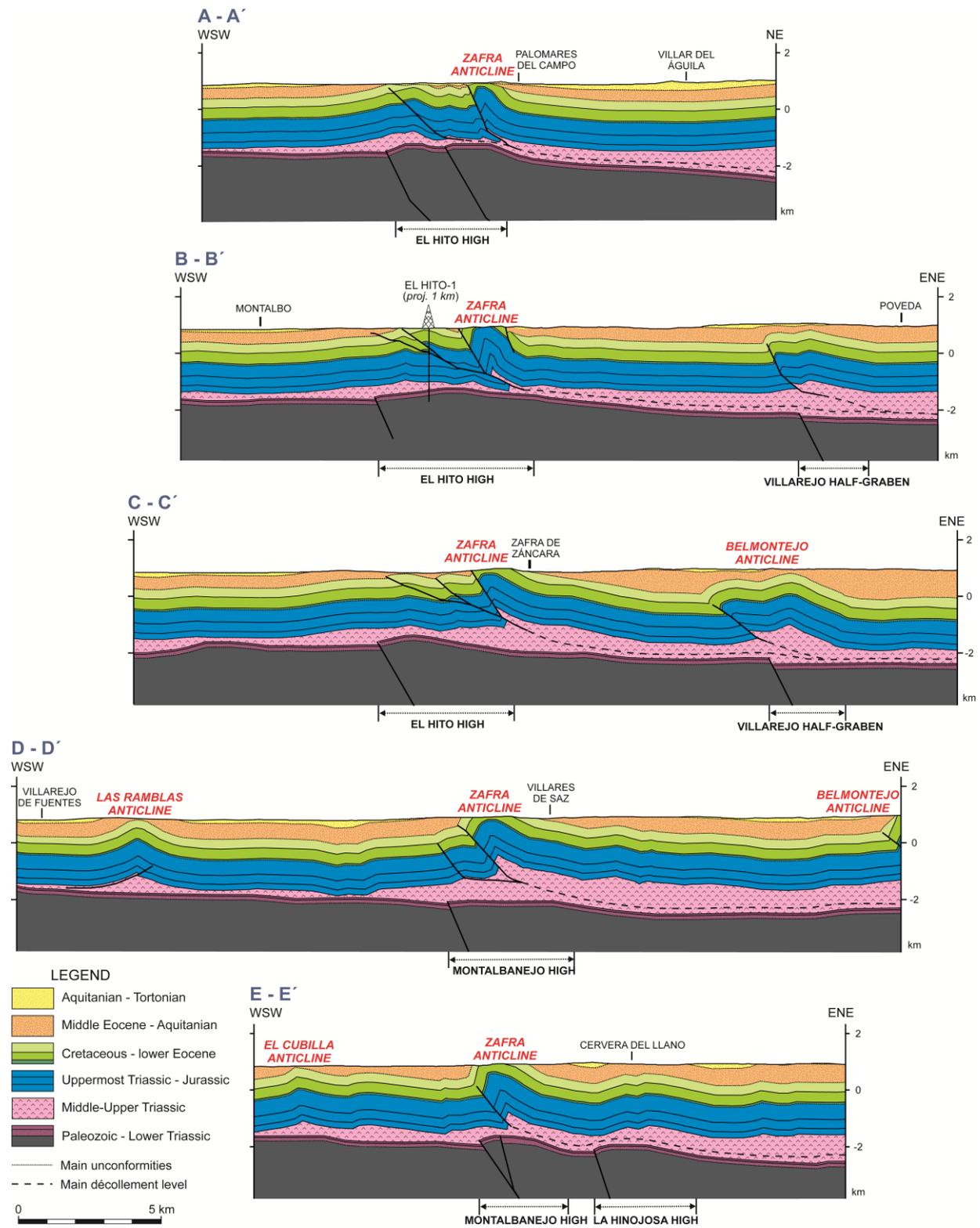


Figura 4.5. Cortes geológicos realizados por Biete et al. (2012). Ver figura 4.4 para su ubicación.

EL HITO-1

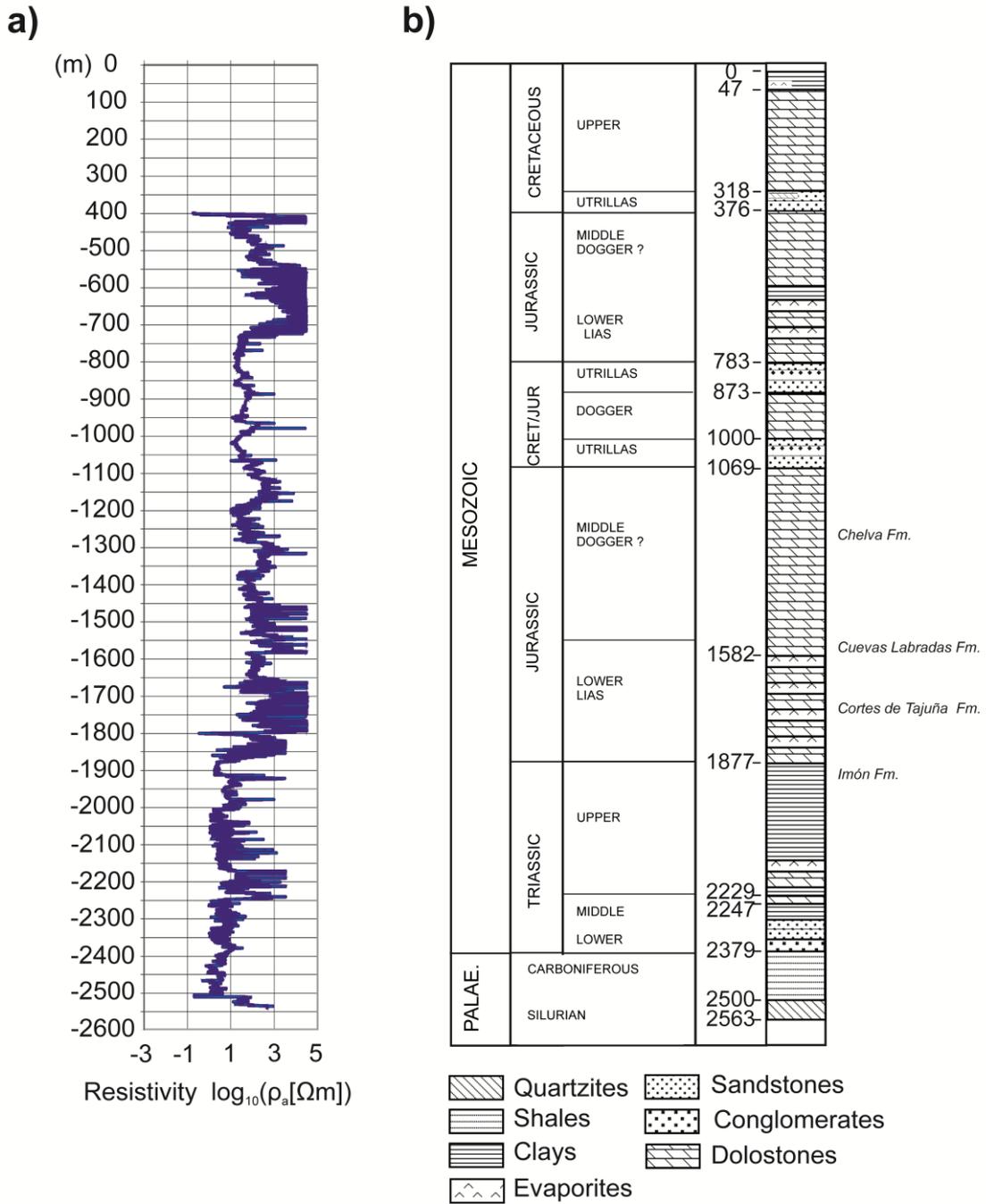


Figura 4.6. Datos del sondeo El Hito-1. **a)** Log de resistividad; **b)** Columna litológica descrita en el pozo (modificado de Piña-Varas et al., 2013).

4.2. DATOS MAGNETOTELURICOS

4.2.1. Adquisición y procesado de los datos

Todos los datos magnetotelúricos utilizados para caracterizar la distribución de resistividades de EHA han sido adquiridos durante la realización de esta tesis, a lo largo de dos campañas de campo llevadas a cabo en Marzo y Agosto de 2010.

Los datos fueron registrados a lo largo de tres perfiles perpendiculares a la dirección de la estructura (NO-SE) y coincidentes a su vez, con algunos de los cortes geológicos más recientes (Figuras 4.4 y 4.5). En total se adquirieron 54 sondeos magnetotelúricos, de los cuales 4 fueron finalmente descartados por la baja calidad de los datos (Figura 4.7). La longitud de los perfiles varía entre los 7 km, en la parte norte, y los 25 km en la parte sur. La diferencia en la longitud de los perfiles se debe a la presencia del denominado “anticlinal de las ramblas” (Figura 4.5, corte D-D’) en el extremo SO de la zona de trabajo ya que, a pesar de no ser la estructura objeto de estudio, se considero interesante incluir en los modelos.

Las medidas fueron realizadas con equipos ADU-06 y ADU-07 (Metronix), propiedad de la Universitat de Barcelona y Phoenix-V8 (Phoenix Geophysics), propiedad del IGME. En cada sondeo de MT se registraron las cuatro componentes del campo electromagnético horizontal (e_x , e_y , h_x y h_y) para un rango de periodos comprendido entre los 10^{-3} y los 10^2 s.

El procesado de los datos se realizó con el programa Mapros, para el caso de las series temporales registradas con equipos Metronix, y con los programas SSMT2000 y MT Editor, para los datos registrados con equipos Phoenix.

Adicionalmente, se instaló una estación remota (RR en la figura 4.7) para ayudar a corregir el ruido no correlacionado durante el procesado de los datos (Gamble et al., 1979). Aún así, la presencia de ruido electromagnético de origen antropogénico en la zona de estudio disminuye considerablemente la calidad de los datos para periodos mayores de 10 s, incluso procesando con referencia remota (Figura 4.11).

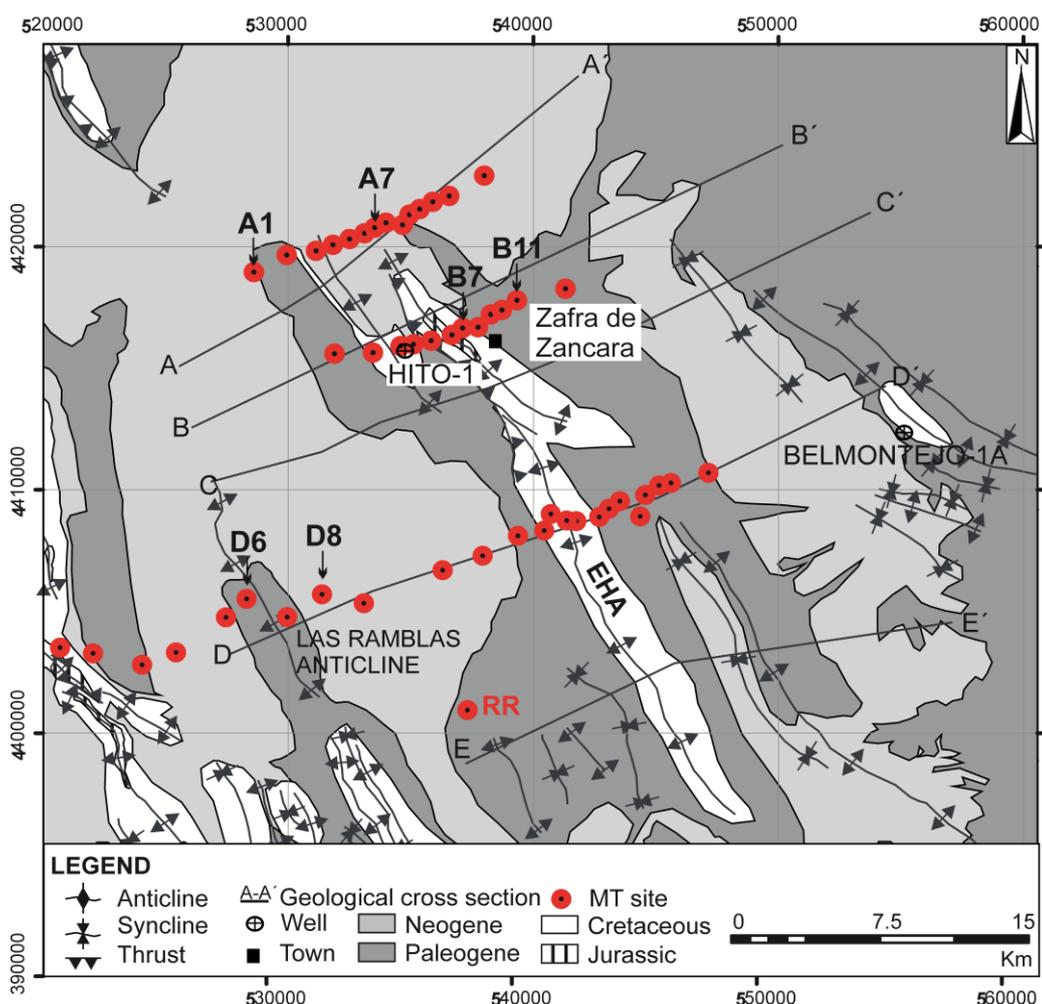


Figura 4.7. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio (WGS84, 30N). En rojo, la localización de los sondeos magnetotelúricos. RR: estación utilizada como referencia remota (Modificado de Piña-Varas et al., 2013).

4.2.2. Análisis de dimensionalidad y cálculo del ángulo de strike

Para determinar la dimensionalidad geoelectrica de la estructura se ha realizado un análisis del tensor de impedancias utilizando el código WALDIM (Martí et al., 2009). Este código, basado en los ocho invariantes rotacionales conocidos como invariantes WAL (Weaver et al., 2000), siete de ellos independientes: I_1 , I_2 , I_3 , I_4 , I_5 , I_6 , I_7 y uno dependiente: Q , permite distinguir entre siete tipos diferentes de dimensionalidad (Figura 4.8).

La figura 4.9 muestra los resultados obtenidos para cuatro bandas de periodos comprendidas entre los 10^{-3} y los 10^1 s, asumiendo un valor umbral de 0.15 para los invariantes I_3 a I_7 y 0.1 para el invariante Q . Para simplificar la visualización de los resultados, hemos agrupado los casos de dimensionalidad considerados por Martí et al. (2009) en cuatro casos generales que corresponden a la estructura regional:

indeterminado, 1-D, 2-D y 3-D. La diferenciación de los subcasos 2-D debidos a distorsiones locales se analizaran posteriormente con el programa STRIKE (McNeice y Jones, 2001).

	Case	I_3 to I_7 and Q values	Geoelectric dimensionality
1-D	1	$I_3 = I_4 = I_5 = I_6 = 0$	1D $\rho_{10} = \mu_0((I_1^2 + I_2^2)/\omega), \phi_{10} = \arctan(I_2/I_1)$
	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
2-D	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 (twist only)
	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 1D or 2D structure (non-recovered 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 1D or 2D structure resulting in a diagonal Mt tensor
3-D	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)

Figura 4.8. Criterios de dimensionalidad según los valores del tensor de impedancias para los invariantes WAL (Modificado de Martí et al., 2009).

A periodos bajos, los datos muestran un comportamiento predominantemente 1-D, mientras que a medida que aumenta el periodo lo hace también la dimensionalidad, pasando a predominar el comportamiento 2-D (Figura 4.9).

Al tratarse de una estructura bidimensional será necesario girar los ejes de medida hasta que coincidan con las direcciones principales de la estructura regional, a fin de obtener las componentes del tensor de impedancias regional. Para averiguar estas direcciones principales descomponemos el tensor de impedancias utilizando el código STRIKE (McNeice y Jones, 2001), basado en la descomposición de Groom y Bailey (GB; Groom y Bailey, 1989). El objetivo de este análisis es recuperar la dirección principal de la estructura regional (*strike*), así como detectar y eliminar los efectos de distorsión causados por pequeñas inhomogeneidades locales superficiales. La figura 4.10 muestra las direcciones de *strike* estimadas en cada sondeo a partir del análisis del tensor de impedancias para periodos comprendidos entre los 0.001 y los 10 s, considerando un *error floor* del 5% en las componentes del tensor.

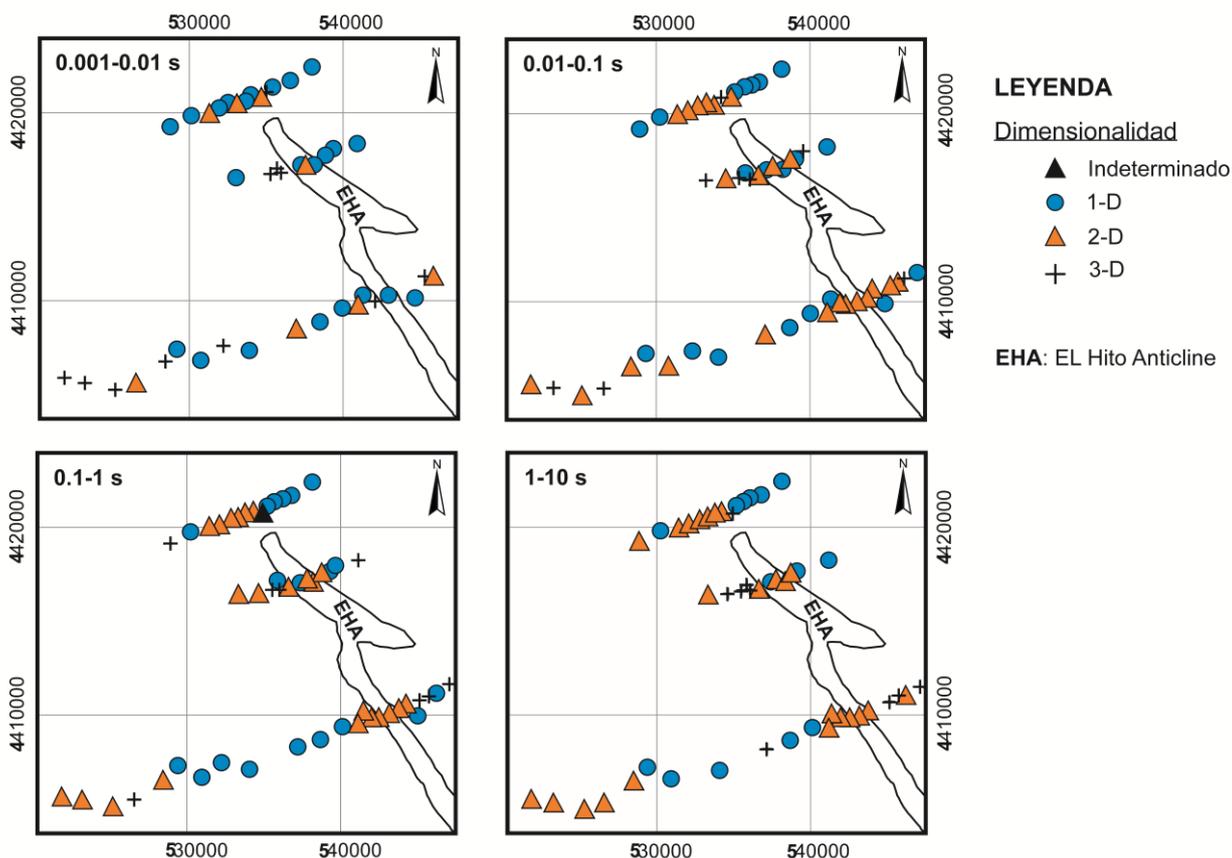


Figura 4.9. Resultado del análisis de dimensionalidad (Modificado de Piña-Varas et al., 2013).

En la figura 4.10 la longitud de las flechas que marcan la dirección de *strike* está escalada según el desajuste del modelo de distorsión GB. Los desajustes con un RMS (error medio cuadrático) inferior a 2.0 son considerados fiables, mientras que los desajustes mayores indican efectos de distorsión por la presencia de estructuras tridimensionales. En general, la mayoría de los sondeos presenta un desajuste inferior a 2, resultado que confirma el carácter bidimensional de la estructura obtenido del análisis de los invariantes rotacionales (Figura 4.9). Así, los modelos y códigos de inversión 2-D son válidos y apropiados para el rango de periodos considerado.

La dirección media de *strike* regional que mejor ajusta los datos es, N30°O para el perfil localizado en la parte norte (Perfil A), N40°O para el perfil central (Perfil B) y N14.5°O para el perfil sur (Perfil D). Estas direcciones son además consistentes con las observadas en superficie para las principales estructuras geológicas.

La figura 4.11 muestra, a modo de ejemplo, las curvas de resistividad aparente y fase de seis sondeos pertenecientes a los tres perfiles considerados (A, B y D), una vez rotadas según el ángulo de *strike* correspondiente (Todas las curvas están recogidas en el anexo digital).

Para periodos superiores a los 10 s la mayoría de los sondeos muestran efectos relacionados con la presencia de fuentes de ruido cercanas, tales como pendientes mayores de 45° para las resistividades aparentes, o fases próximas a 0°. Por lo tanto, los datos correspondientes a estos periodos relativamente altos no serán utilizados durante el proceso de inversión.

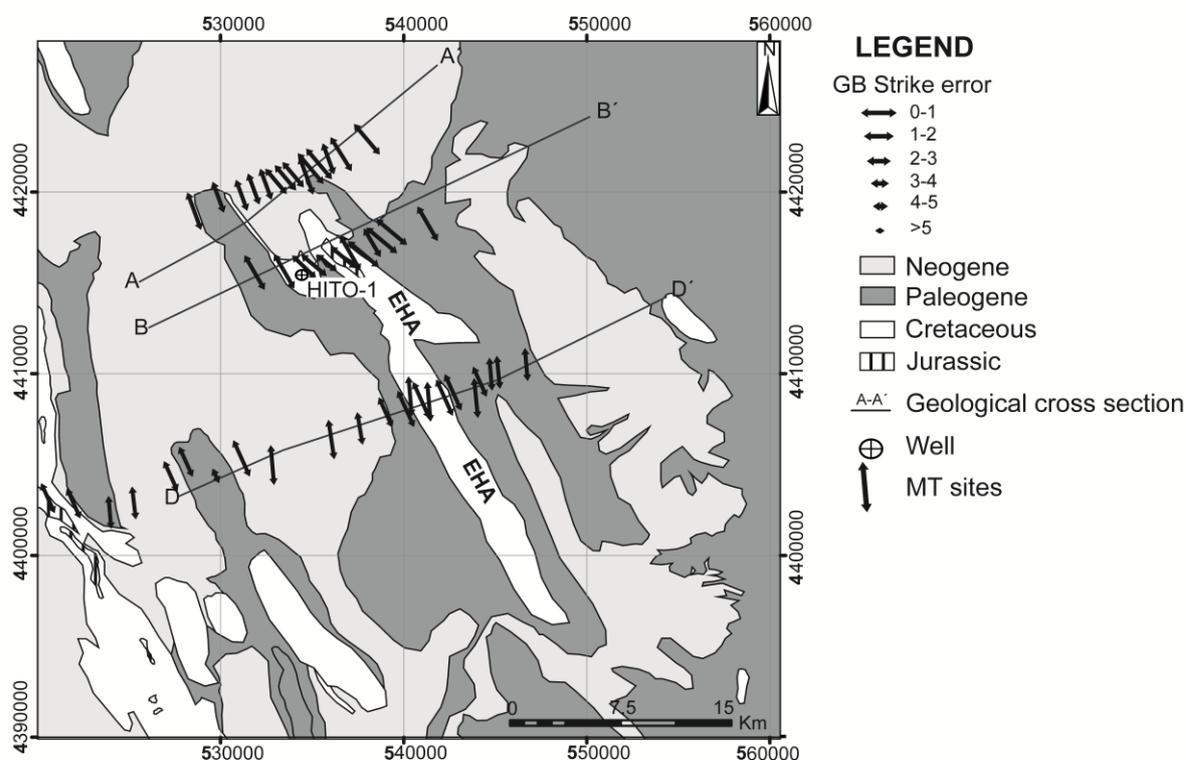
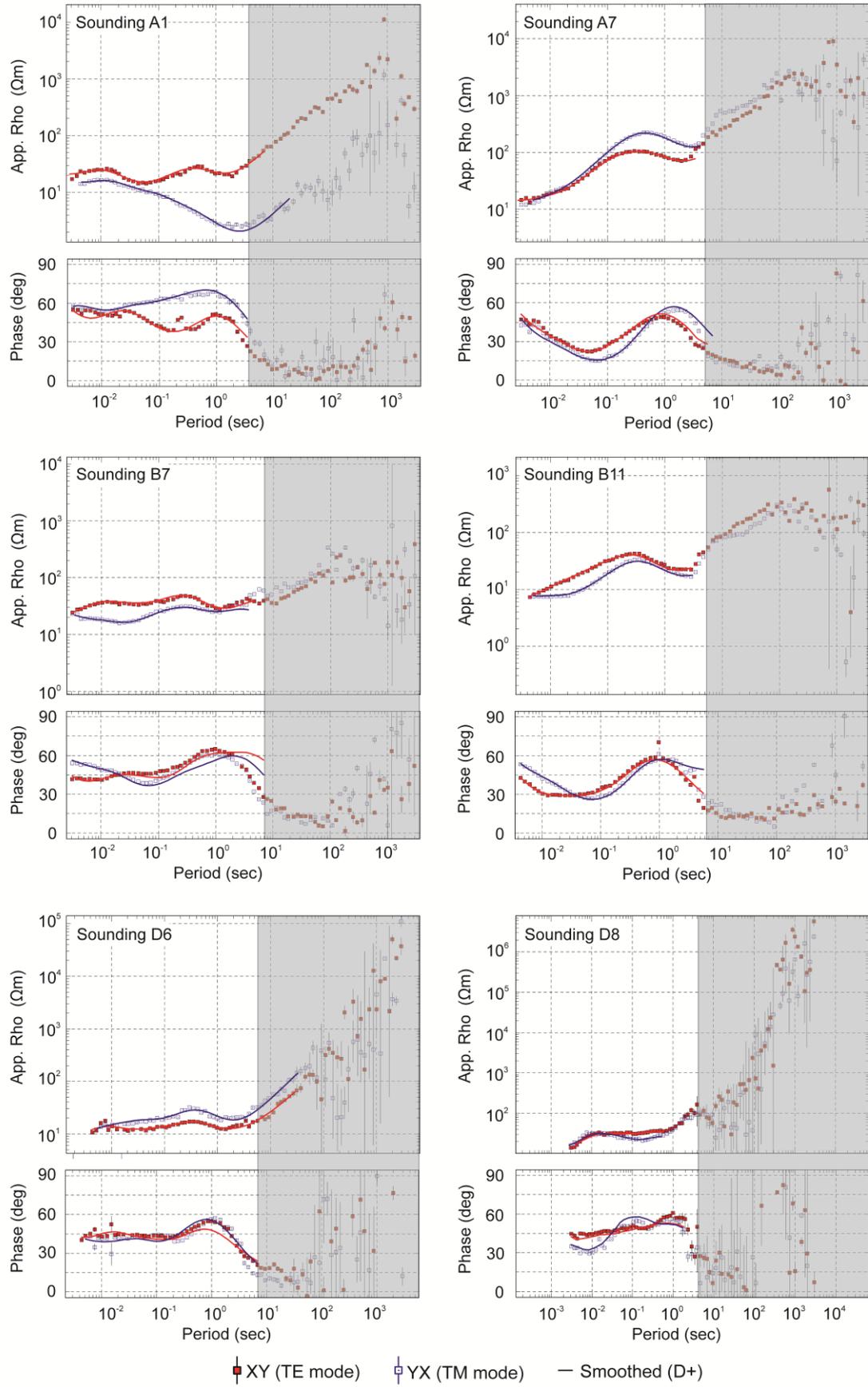


Figura 4.10. Direcciones de *Strike* obtenidas para cada uno de los sondeos de MT (Piña-Varas et al., 2013).

Figura 4.11 (pag. siguiente). Curvas de resistividad aparente y fase una vez rotadas según la dirección de strike correspondiente. La zona sombreada corresponde a los datos afectados por la presencia de ruido, por lo que no se han utilizado para la realización de los modelos. Las líneas continuas corresponden a la curva suavizada utilizando la solución D+ con un 10 % de error. Este método busca el medio 1-D que mejor se adapte a las curvas de resistividad aparente y de fases (Piña-Varas et al., 2013).



4.3. INVERSION 2-D

Todos los modelos expuestos en este apartado han sido realizados con el código desarrollado por Rodi y Mackie (2001), implementado en el programa comercial WinGLink® (Geosystem). Este algoritmo, basado en el enfoque propuesto por Constable et al. (1987), busca el modelo que presente simultáneamente el menor RMS y el gradiente de conductividad, tanto lateral como vertical, más bajos.

4.3.1. Inversiones preliminares

Inicialmente se realizó, para cada perfil, una inversión conjunta de los modos TM (YX) y TE (XY) utilizando como modelo inicial un medio homogéneo de $30 \Omega\text{m}$ y asumiendo un 5% de *error floor* para el tensor de impedancias. Los resultados obtenidos fueron similares para los tres perfiles, apareciendo un cuerpo resistivo de forma más o menos circular ocupando la práctica totalidad del modelo. La figura 4.12 muestra los resultados obtenidos en estas primeras inversiones, en el caso del perfil D muestra solo el segmento correspondiente a la zona de EHA.

El análisis conjunto de estos modelos y la información geológica previa (Figuras 4.4, 4.5 y 4.6) pone en evidencia los resultados derivados de estas primeras inversiones. La distribución de resistividades obtenida en los modelos no se corresponde con ninguna estructura o proceso geológico descrito en la zona de estudio.

Esta contradicción entre los modelos geofísicos y la realidad geológica está generalmente relacionada con el problema de equivalencia entre modelos (no unicidad), con la presencia de datos ruidosos o con errores en la estimación de ciertos parámetros. En este caso, la calidad de los datos en el rango de periodos considerado es media-alta y el análisis de dimensionalidad realizado indica que los datos son compatibles con modelos bidimensionales. Así, el problema de equivalencia se presenta como la causa más probable de la incompatibilidad entre los modelos geofísicos y la realidad geológica, haciéndose necesario imponer algunas restricciones durante la inversión de los datos a fin de minimizar el número de posibles modelos (no unicidad) y mejorar la estimación de los parámetros (Chave y Jones, 2012).

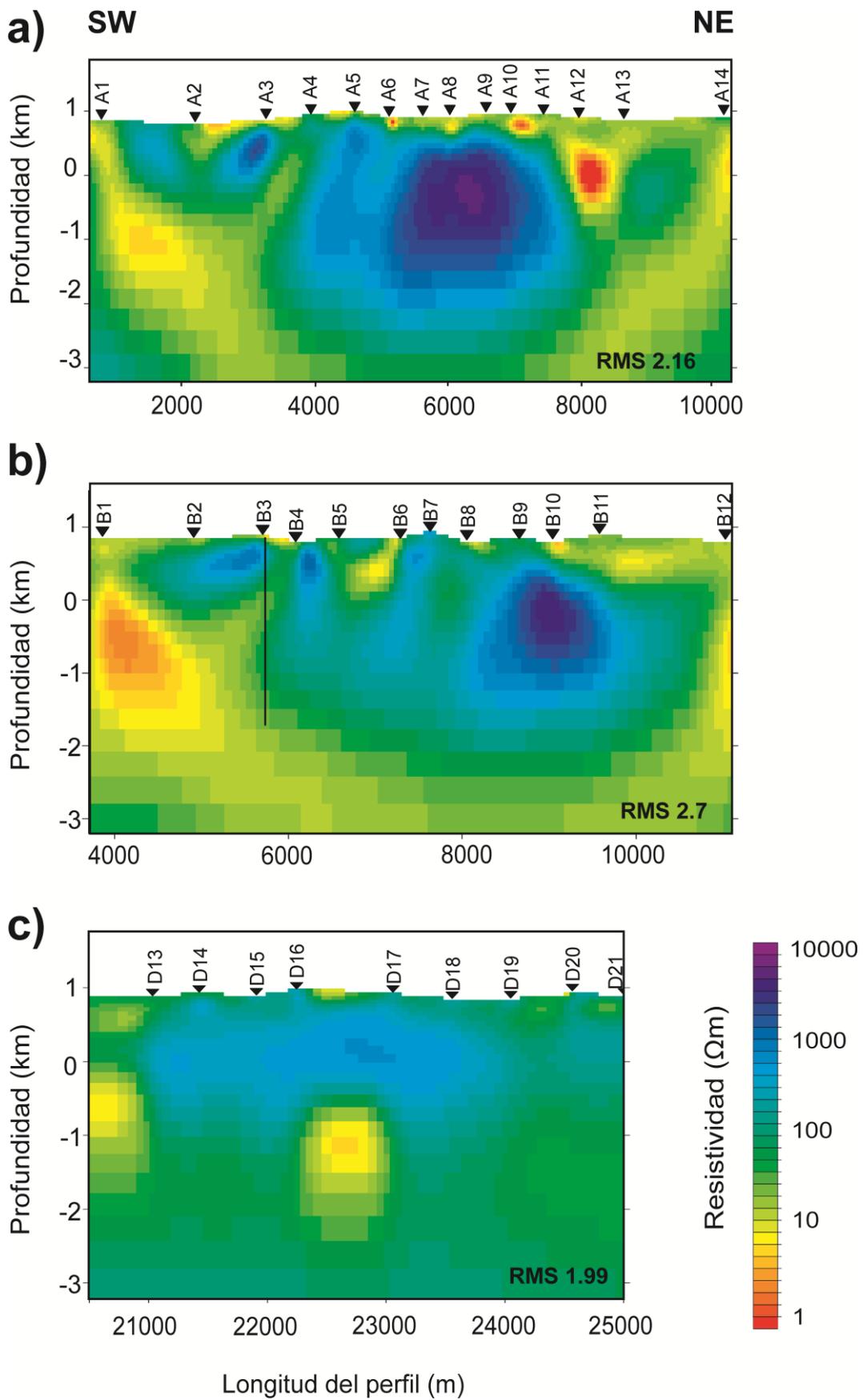


Figura 4.12. Modelos de resistividad obtenidos de las inversiones preliminares. **a)** Perfil A; **b)** Perfil B. La línea vertical indica la posición del pozo El Hito-1; **c)** Zona este del perfil D, coincidiendo con EHA. En todos los casos se utilizó como modelo inicial un medio homogéneo de $30 \Omega\text{m}$.

Teniendo en cuenta este planteamiento, se realizaron una serie de pruebas utilizando diferentes subconjuntos de datos de MT e imponiendo ciertas restricciones durante la inversión. Previamente se estableció el rango adecuado de parámetros de inversión a utilizar, tales como el suavizado y el factor de regularización. La figura 4.13 muestra algunas de las pruebas realizadas para el caso del perfil B, perfil en que se encuentra el único pozo que perfora EHA (El Hito-1).

I. Datos a invertir:

Las primeras pruebas consintieron en invertir los modos TM y TE por separado (Figura 4.13a y b) utilizando un modelo inicial homogéneo de 30 Ω m. Los resultados son muy similares a los obtenidos tras la inversión conjunta de ambos modos (inversión preliminar; figura 4.12b), carentes por lo tanto de sentido geológico. De estos dos nuevos modelos, es el derivado de la inversión del modo TE el que presenta un mayor RMS. Esta dificultad del modo TE a la hora de ajustar los datos puede estar relacionada con la presencia de cuerpos locales susceptibles de distorsionar las respuestas magnetoteléuricas (*static shift*).

Durante el análisis de los datos no se observaron efectos de distorsión, aún así y a fin de descartar esta posibilidad, se invirtieron conjuntamente las resistividades aparentes y fases del modo TM y sólo las fases del modo TE. De existir *static shift* en los datos, las fases no se verían afectadas (Figura 4.13c). De igual modo, el modelo resultante de esta última inversión se asemeja bastante al obtenido en la inversión preliminar.

Así pues, podemos concluir que los resultados obtenidos carecen de sentido geológico independientemente de los datos invertidos y de los parámetros de inversión seleccionados.

II. Restricciones durante la inversión:

El segundo grupo de pruebas se centró en la introducción de ciertas restricciones durante el proceso de inversión de los datos. Los resultados de algunas de estas pruebas están recogidos en la figura 4.13d, e y f, en cuyo caso se aplicaron restricciones consistentes en fijarse tanto la resistividad como la posición de ciertas partes del modelo (partes rayadas en la figura 4.13). Para este fin, se utilizaron como referencia los cortes

geológicos más recientes (Figura 4.5) y los datos del pozo El Hito-1 (Figura 4.6). Así se estimó, por ejemplo, la posición del basamento fijado en los ejemplos e y f de la figura 4.13. Los resultados derivados de este segundo grupo de pruebas son sustancialmente diferentes entre sí, y diferentes a su vez de los otros modelos obtenidos sin aplicar restricción alguna (Figura 4.13a, b y c).

Por lo tanto, los resultados obtenidos de todas estas pruebas indican que, para el caso particular de EHA, es fundamental tener en cuenta la información geológica que pueda ayudar a restringir el proceso de inversión. A fin de entender bien la respuesta magnetotelúrica de esta estructura se construyó un modelo conceptual del anticlinal basado en la información geológica y geofísica previa.

La inversión de los datos sintéticos generados a partir del modelo conceptual se utilizarán para determinar la metodología de inversión (datos a invertir, parámetros, modelo inicial...) más adecuada. El objetivo es recuperar la estructura introducida en el modelo conceptual con el mayor grado de detalle posible. Esta metodología será aplicada también a los datos reales.

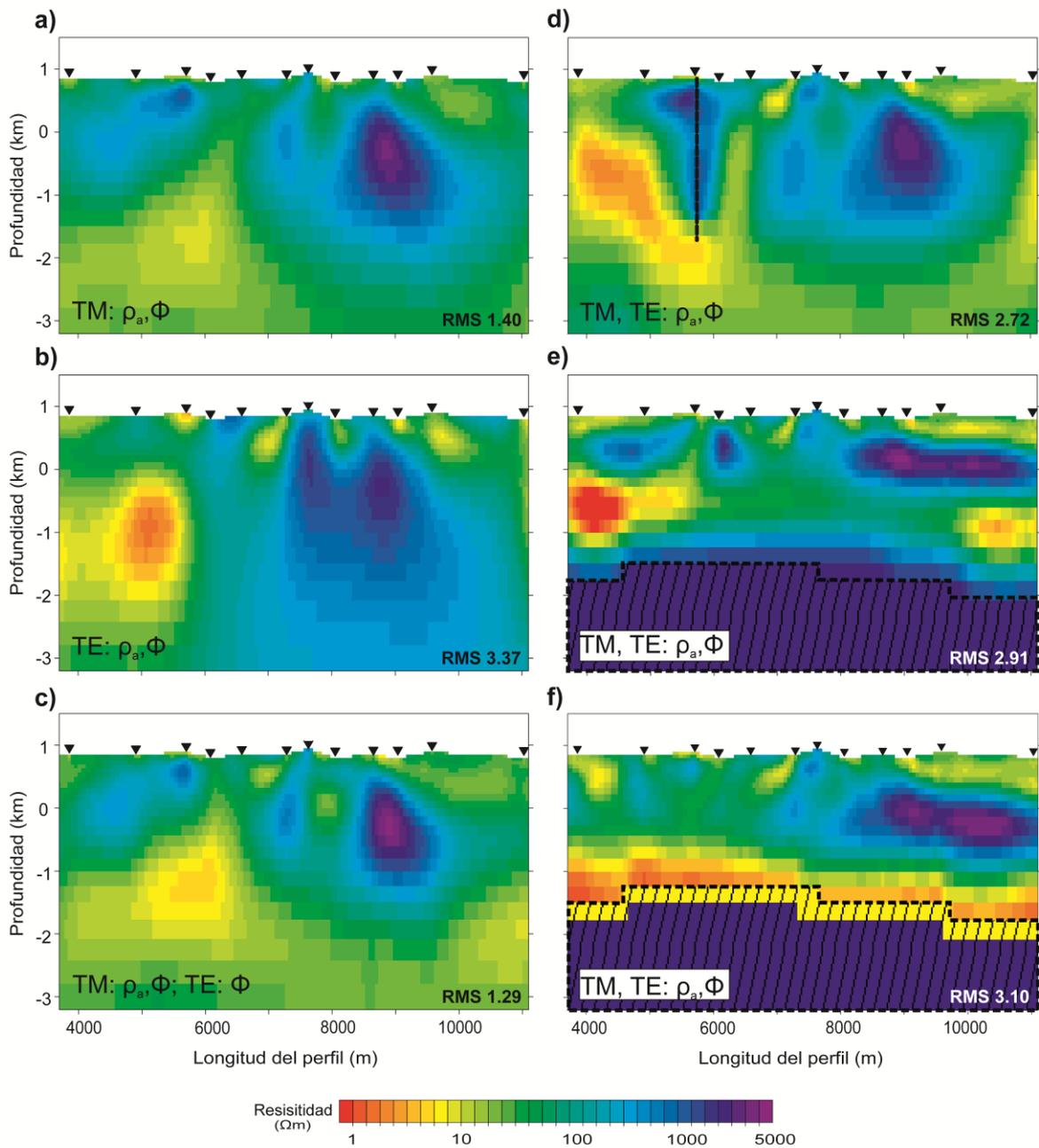


Figura 4.13. Resultados de las pruebas de inversión realizadas en el perfil B. Columna de la izquierda, primer grupo de pruebas: variación de los datos a invertir. Columna de la derecha, segundo grupo de pruebas: introducción de restricciones durante la inversión. En cada modelo se indica el RMS y los datos invertidos. La línea discontinua delimita la zona del modelo fijada durante el proceso de inversión. En el caso del modelo **d**) solo se fijaron las celdas correspondientes al pozo El Hito-1. TM: yx; TE: xy; ρ_a : resistividad aparente; Φ : fases.

4.3.2. Modelo conceptual y pruebas con datos sintéticos

En base a la información geológica y geofísica previa se construyeron tres modelos conceptuales, uno para cada perfil. Los cortes geológicos más recientes (Biete et al., 2012, Figura 4.5) se utilizaron para definir la morfología de la estructura, mientras que los valores medios de resistividad asignados a cada capa se obtuvieron, para las estructuras profundas, de los datos del pozo El Hito-1 (Figura 4.6a) y de los datos de MT para las capas más superficiales (Cenozoico).

La figura 4.14 muestra los modelos conceptuales construidos para cada uno de los perfiles. Cada modelo consta de seis capas geoelectricas que de más superficial a más profunda serían: 1) Sedimentos continentales cenozoicos con una resistividad media de 25 Ωm ; 2) Niveles carbonatados del Carbonífero con una resistividad de 200 Ωm ; 3) Unidades carbonatadas del Jurásico con una resistividad de 2000 Ωm ; 4) Triásico (evaporitas del Keuper, areniscas y conglomerados del Buntsandstein) con una resistividad media de 5 Ωm .

Para el caso de las estructuras más profundas, el log de resistividad del pozo El Hito-1 (Figura 4.6a) permite diferenciar dos basamentos desde el punto de vista del comportamiento eléctrico: Un basemento conductor localizado en la parte superior (techo situado a unos 2400 m), formado por pizarras carboníferas (resistividad media de unos 20 Ωm , capa 5 de los modelos conceptuales; figura 4.14) y un basemento resistivo en la parte inferior (localizado a 2550 m de profundidad), formado por las cuarcitas del Silúrico (resistividad media de 2000 Ωm , capa 6 de los modelo conceptuales; figura 4.14).

Una vez definidos los modelos conceptuales se obtienen, mediante la resolución del problema directo y añadiendo un 2.5% de ruido, las curvas de resistividad aparente y fase que resultarían de medir en un medio de tales características (datos sintéticos). Con el fin de entender el comportamiento geoelectrico de EHA, se invirtieron estos datos sintéticos siguiendo los mismos criterios utilizados para la obtención de los modelos de resistividad preliminares (modelo inicial homogéneo de 30 Ωm , inversión conjunta de los modos TM y TE, rango de periodos entre 0.001 y 10 s, *error floor* para el tensor de impedancias del 5%).

En los tres perfiles el resultado de la inversión resultó ser muy diferente de los modelos conceptuales, tal y como sucedió con las inversiones preliminares de los datos reales.

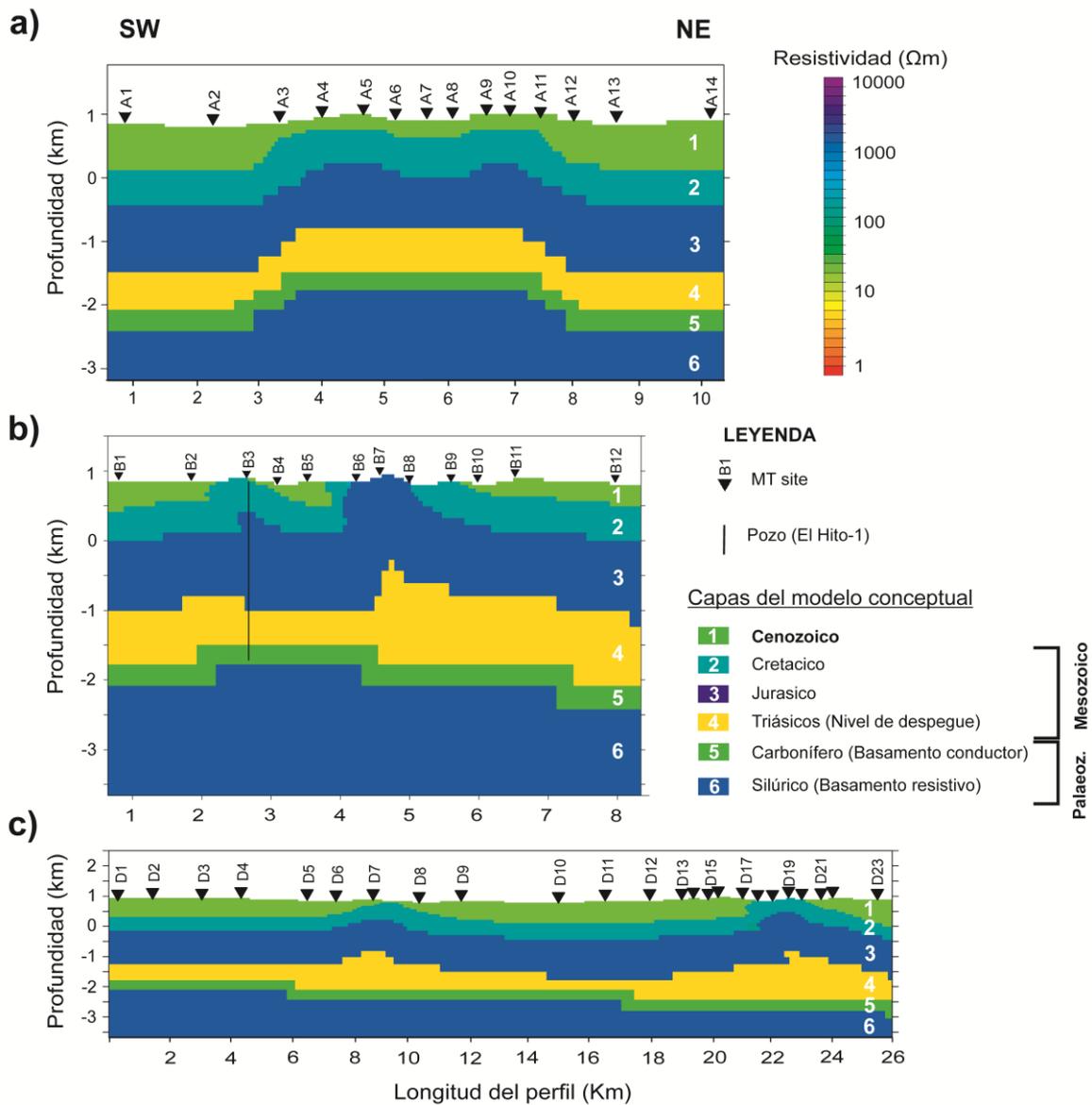


Figura 4.14. Modelos conceptuales construidos para cada uno de los perfiles. **a)** Perfil A; **b)** Perfil B; **c)** Perfil D.

Tal y como se ha comentado, la interpretación conjunta de datos geológico y geofísicos y la imposición de ciertas restricciones durante el proceso de inversión juegan un papel muy importante para reducir el número de modelos que ajusten los datos (problema de equivalencia). En este sentido, una técnica útil sería integrar la información previa en los modelos utilizados como iniciales para la inversión 2-D. Por lo tanto, el siguiente paso consistió en determinar el modelo inicial más efectivo, aquel que permita recuperar el modelo conceptual con mayor grado de detalle (que en este caso representaría a la realidad geológica). El proceso seguido es similar al utilizado por Matsuno et al. (2010), pero en este caso los autores utilizan diferentes modelos iniciales para validar la resolución de los datos de MT.

Así, se realizaron diferentes inversiones con los datos sintéticos partiendo de diferentes modelos iniciales, incorporando todos ellos información previa, pero con diferentes grados de restricción. Estas restricciones pueden ser aplicadas de maneras muy diferentes: a) mediante la fijación de ciertos parámetros del modelo, tales como la resistividad de algunas celdas (p. ej. Hoversten et al., 2000; Wannamaker y Doerner, 2002), b) mediante la definición de las denominadas *tear zones* donde la norma del modelo es minimizada de forma independiente sin que haya interacción entre las diferentes zonas (p. ej. Muñoz et al., 2010), o c) mediante la utilización de modelos iniciales que contengan explícitamente las supuestas estructuras geoelectricas (Matsuno et al., 2010).

Tras realizar diversas pruebas con modelos iniciales que incluyen la información geológica previa en cada uno de los grados de restricción anteriormente expuestos, nos centramos finalmente en el último caso, por ser el menos restrictivo de todos, dejando así cierto grado de libertad para que el proceso de inversión modifique o introduzca aquellas estructuras que mejor ajusten los datos. El objetivo es obtener modelos que tengan sentido geológico mediante la utilización de diferentes modelos iniciales pero permitiendo a la vez que el proceso de inversión modifique libremente los valores de resistividad de cada una de las celdas del modelo.

Explicaremos a modo de ejemplo el caso del perfil A y tan solo tres de los modelos iniciales considerados. Los resultados principales están recogidos en la figura 4.15, donde los modelos iniciales aparecen en la columna de la izquierda y modelos resultantes de la inversión en la derecha. El primer modelo representado en esta figura, IM0, corresponde al caso de un modelo inicial homogéneo de 30 Ωm . Este caso se incluye en la figura para demostrar que, al igual que pasaba al invertir los datos reales desde un modelo homogéneo, una inversión con estas características genera resultados sin sentido geológico, es decir, un modelo de resistividad que no es capaz de recuperar el modelo conceptual del que provienen los datos. Verificamos así, la necesidad de introducir ciertas restricciones durante el proceso de inversión.

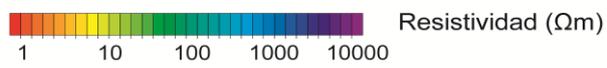
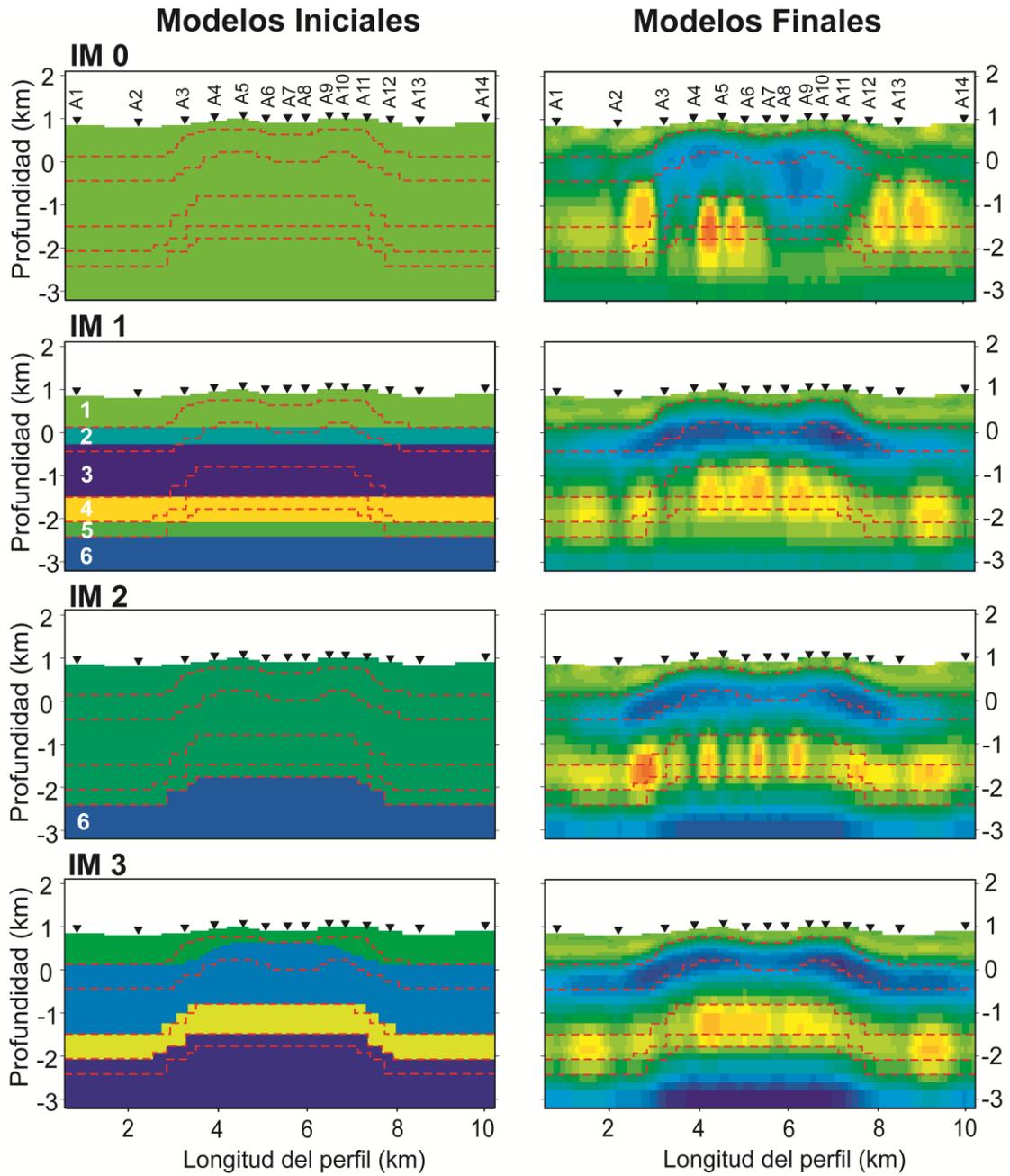
Por lo tanto, los modelos iniciales considerados son: IM1, modelo de seis capas horizontales basado en un modelo 1-D de los datos de MT; IM2, modelo con una capa superficial de 100 Ωm y un basamento resistivo de 2000 Ωm coincidente con el basamento real (modelo conceptual); IM3, modelo de cuatro capas basado en la supuesta información geológica previa. Este último (IM3), es una variación del modelo conceptual,

de manera que contiene una estructura y unos valores de resistividad aproximados, no coincidiendo en ningún caso con la realidad geológica (modelo conceptual).

Los modelos 2-D obtenidos tras la inversión de los datos (Figura 4.15, columna de la derecha) son similares entre sí, pero muestran diferencias notables. En todos los modelos de inversión el basamento resistivo (Silúrico) aparece a profundidades mayores que en el modelo conceptual, y para el caso IM1, la inversión no recupera la morfología del basamento. Las unidades mesozoicas (Cretácico, Jurásico y Triásico) aparecen con espesores y resistividades menores, especialmente para los casos de los modelos iniciales IM1 e IM2. Estas diferencias podrían estar relacionadas con el hecho de que la MT es más sensible a la conductancia que a las variaciones de la conductividad (o de la resistividad) con la profundidad (Weidelt 1985; Simpson y Bahr, 2005). Por lo tanto, las estructuras representadas en el modelo conceptual y las obtenidas en los tres modelos de inversión (con modelos iniciales IM1, IM2 e IM3) tendrán valores de conductancia similares pero diferentes espesores y resistividades para cada capa.

Para el caso del tercer modelo inicial (IM3), la inversión recupera con precisión las estructuras del modelo conceptual, presentando además las unidades del Triásico, del Mesozoico y del Jurásico espesores y resistividades similares a los introducidos en el modelo conceptual.

Figura 4.15 (pag. siguiente). Resumen de algunas de las pruebas realizadas con los datos sintéticos para el caso del perfil A. En la parte izquierda de la figura, están representados los modelos iniciales utilizados para cada inversión y en la parte derecha el resultado de las inversiones. En todos los casos, los datos invertidos corresponden a los obtenidos tras la resolución del problema directo del modelo conceptual mostrado en la figura 4.14a. Los modelos resultan de la inversión conjunta de resistividades aparentes y fases de los modos TM y TE para un rango de periodos de 0.001-10 s. Las líneas rojas discontinuas indican la posición de las capas del modelo conceptual. El RMS en todos los casos es inferior a 1.



Capas del modelo conceptual

- 1 Cenozoico
- 2 Cretacico
- 3 Jurasico
- 4 Triásicos (Nivel de despegue)
- 5 Carbonifero (Basamento conductor)
- 6 Silúrico (Basamento resistivo)

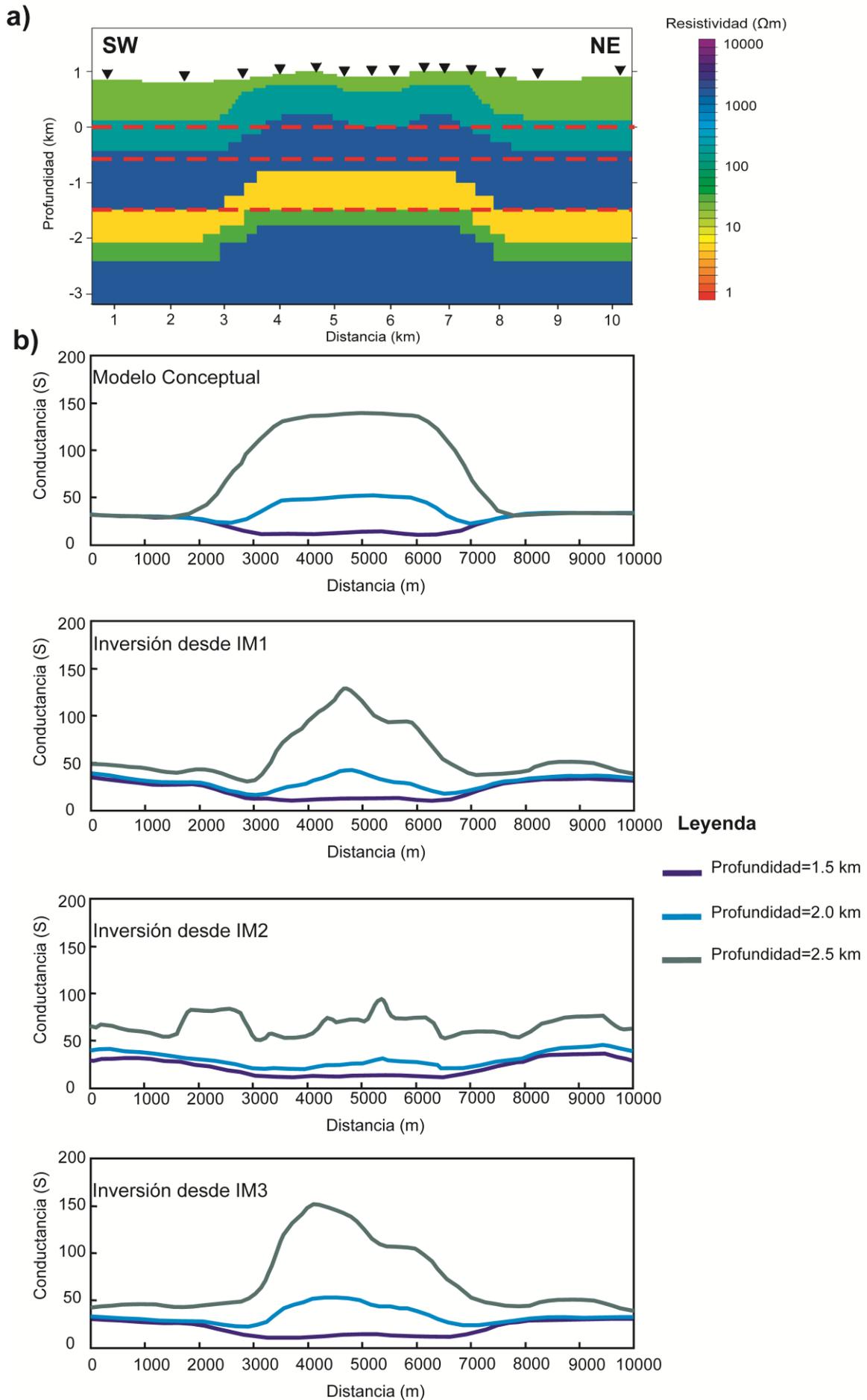


La figura 4.16b muestra la conductancia del modelo conceptual (Figura 4.16a) y de los modelos de inversión obtenidos partiendo de IM1, IM2 e IM3 (representados en la columna de la derecha en la figura 4.15) para tres profundidades diferentes: 1.5, 2.0 y 2.5 km. A medida que aumenta la profundidad lo hace también la conductancia, alcanzando su valor máximo en la parte central del perfil, sobre el eje del anticlinal. Los valores y la morfología de la curva de conductancia para cada profundidad y para cada modelo son muy similares entre sí, a excepción de la conductancia a 2.5 km de profundidad para el modelo obtenido desde IM2. Por lo tanto, podría decirse que todos los modelos presentan conductancias similares, poniendo de manifiesto la equivalencia entre modelos anteriormente mencionada. Aún así, a pesar de esta equivalencia, uno de los modelos de inversión presenta mayor similitud con el modelo conceptual, el obtenido desde el modelo inicial IM3.

Las inversiones realizadas con los datos sintéticos utilizando diferentes modelos iniciales ponen de manifiesto la importancia de incorporar la información geológica previa en el proceso de inversión, ya que todos los modelos obtenidos ajustan de forma similar los datos, pero solo aquellos en los que se ha tenido en cuenta dicha información dan lugar a modelos consistentes con la geología.

Los resultados obtenidos para los otros dos perfiles (B y D) son similares, demostrando que el modelo inicial más adecuado para recuperar una estructura como la introducida en los modelos conceptuales (Figura 4.14) debe contener información referente a la morfología y a los valores de resistividad de las principales características geológicas. Por lo tanto, los modelos conceptuales creados para cada perfil se presentan como los modelos iniciales más adecuados para la inversión de los datos registrados en el campo.

Figura 4.16 (pag. siguiente). Conductancias. **a)** Modelo conceptual del perfil A. Las líneas rojas discontinuas indican las profundidades para las que se ha calculado la conductancia. **b)** Conductancias correspondientes a tres profundidades distintas del modelo conceptual y de los modelos de inversión obtenidos en las pruebas realizadas con los datos sintéticos (Figura 4.15 derecha).



4.3.3. Obtención de los modelos geoelectrónicos finales

La inversión de los datos registrados en campo se llevó a cabo siguiendo los resultados derivados de las pruebas realizadas con los datos sintéticos (apartado anterior). Así, se invirtieron ambos modos, TE y TM, para un rango de periodos de entre 0.001 y 10 s, imponiendo un *error floor* para el tensor de impedancias del 5% y usando como modelo inicial el modelo conceptual construido para cada perfil (Figura 4.14).

Los modelos 2-D de resistividad obtenidos de estas inversiones ajustan bien los datos, presentando valores de RMS de 2.94, 1.91 y 2.07 para los perfiles A, B y D respectivamente. Analizando los modelos obtenidos (Figura 4.17), llama la atención la localización del basamento resistivo, situado en todos ellos a una profundidad superior a la que cabría esperar teniendo en cuenta la información geológica previa. Este hecho es consistente con los resultados obtenidos de las pruebas realizadas con los datos sintéticos, donde se muestra que en los modelos de inversión el basamento resistivo aparece siempre a profundidades mayores que en el modelo conceptual.

El método magnetotelúrico resuelve mejor las capas conductoras que las resistivas, pero en general presenta problemas a la hora de resolver la base de las capas conductoras (Simpson y Bahr, 2005). En el caso de la estructura estudiada, EHA, la base de esta unidad conductora correspondería con el límite Carbonífero-Silúrico, es decir, con el límite entre el basamento conductor y el basamento resistivo. Por lo tanto, con el fin de determinar con mayor grado de resolución la posición del límite basamento conductor-basamento resistivo, se llevó a cabo una prueba de sensibilidad en esta zona.

Para evaluar la sensibilidad de los modelos en la zona del basamento, modificamos progresivamente la profundidad del techo del basamento resistivo, con el fin de encontrar el límite conductor-resistivo lo menos profundo posible y que mejor ajuste los datos. La figura 4.18 recoge los resultados más relevantes de la prueba de sensibilidad. En esta figura se comparan, para los sondeos más notables de cada perfil, las curvas de resistividad aparente del modo TM para bajas frecuencias. En este caso, el modo TM resulta ser el más afectado por las variaciones realizadas durante la prueba de sensibilidad.

De la prueba de sensibilidad se deduce que, tal y como indicaban los cortes geológicos previos (Biete et al., 2012), el basamento presenta una cierta estructura. En base a los datos magnetotelúricos, se podría decir que el techo del basamento resistivo se sitúa a

profundidades comprendidas entre los 1500 y los 2300 m b.n.m (metros bajo el nivel del mar), presentando variaciones de profundidad a lo largo de todos los perfiles.

Con esta nueva información se modificaron los modelos mostrados en la figura 4.17 para crear nuevos modelos iniciales, y obtener así, los modelos 2-D finales. Estos modelos finales están recogidos en la figura 4.19, mientras que la figura 4.20 muestra el ajuste de cada uno de ellos mediante la comparación de las pseudosecciones de resistividades aparentes y fases de los datos reales y las respuestas de los modelos.

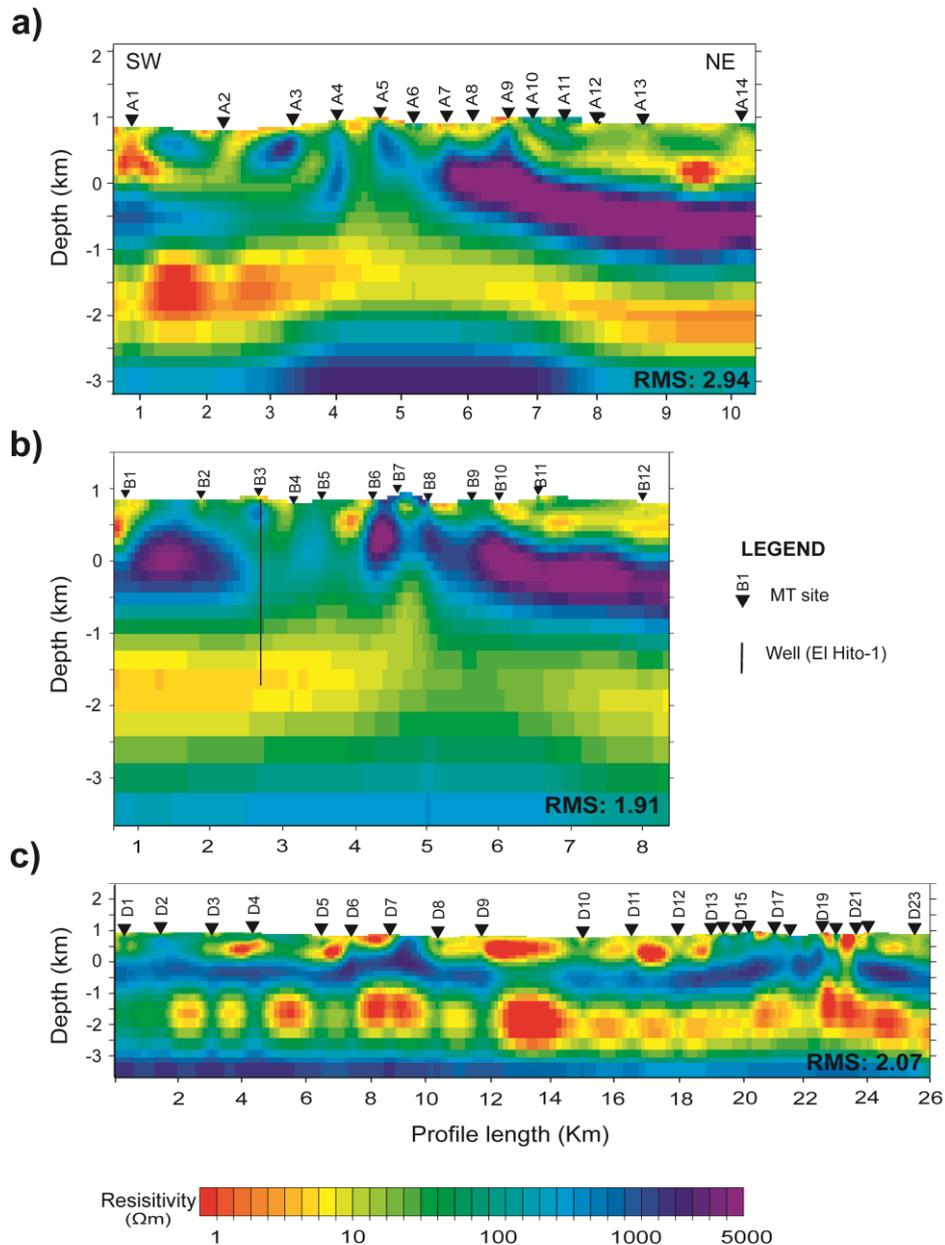


Figura 4.17. Modelos obtenidos tras la inversión de los datos reales siguiendo la metodología derivada de las pruebas realizadas con los datos sintéticos. **a)** Perfil A; **b)** Perfil B, **c)** Perfil D. Los modelos corresponden a la inversión conjunta de los modos TM y TE utilizando como modelo inicial los modelos conceptuales creados para cada perfil (Piña-Varas et al., 2013).

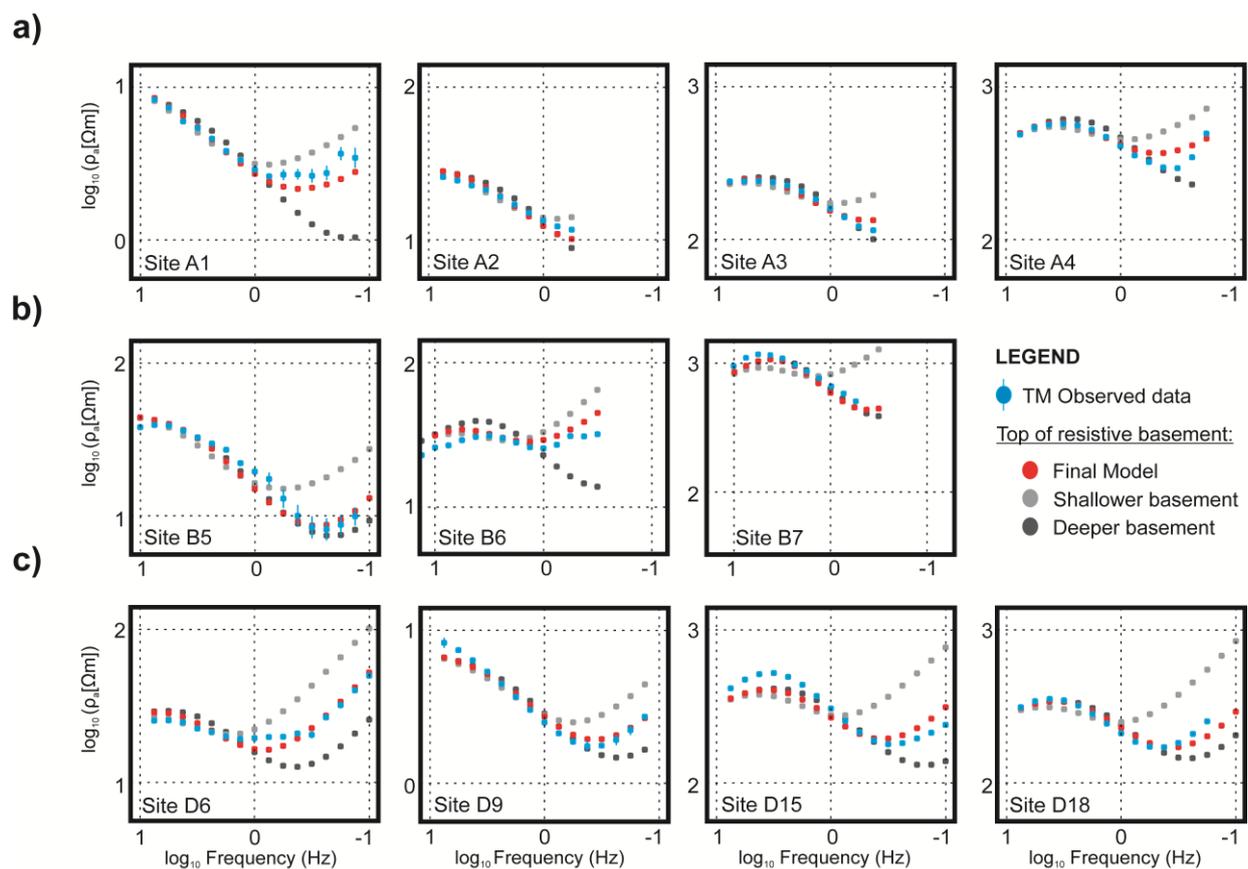


Figura 4.18. Resultados del test de sensibilidad realizado en el límite basamento conductor-basamento resistivo. **a)** Perfil A, **b)** Perfil B, **c)** Perfil D (Piña-Varas et al., 2013).

Para facilitar la posterior interpretación de los modelos finales, se han etiquetado los cuerpos geoelectrónicos más destacados como “C”, para las estructuras con valores de conductividad altos, y “R” para las estructuras con un comportamiento resistivo (Figura 4.19). En términos generales, pueden distinguirse cuatro unidades geoelectrónicas comunes a los tres perfiles: dos de ellas presentan valores altos de resistividad (R), mientras que las otras dos, presentan valores bajos (C). Las unidades C1, C2 y R2 presentan continuidad lateral en los tres perfiles, mientras que la unidad R1 se caracteriza por la presencia de fuertes variaciones laterales de resistividad. Las unidades C1, R1 y C2 podrían interpretarse inicialmente como la cobertura mesozoica-cenozoica, mientras que la estructura R2 se sitúa a profundidades propias del basamento paleozoico.

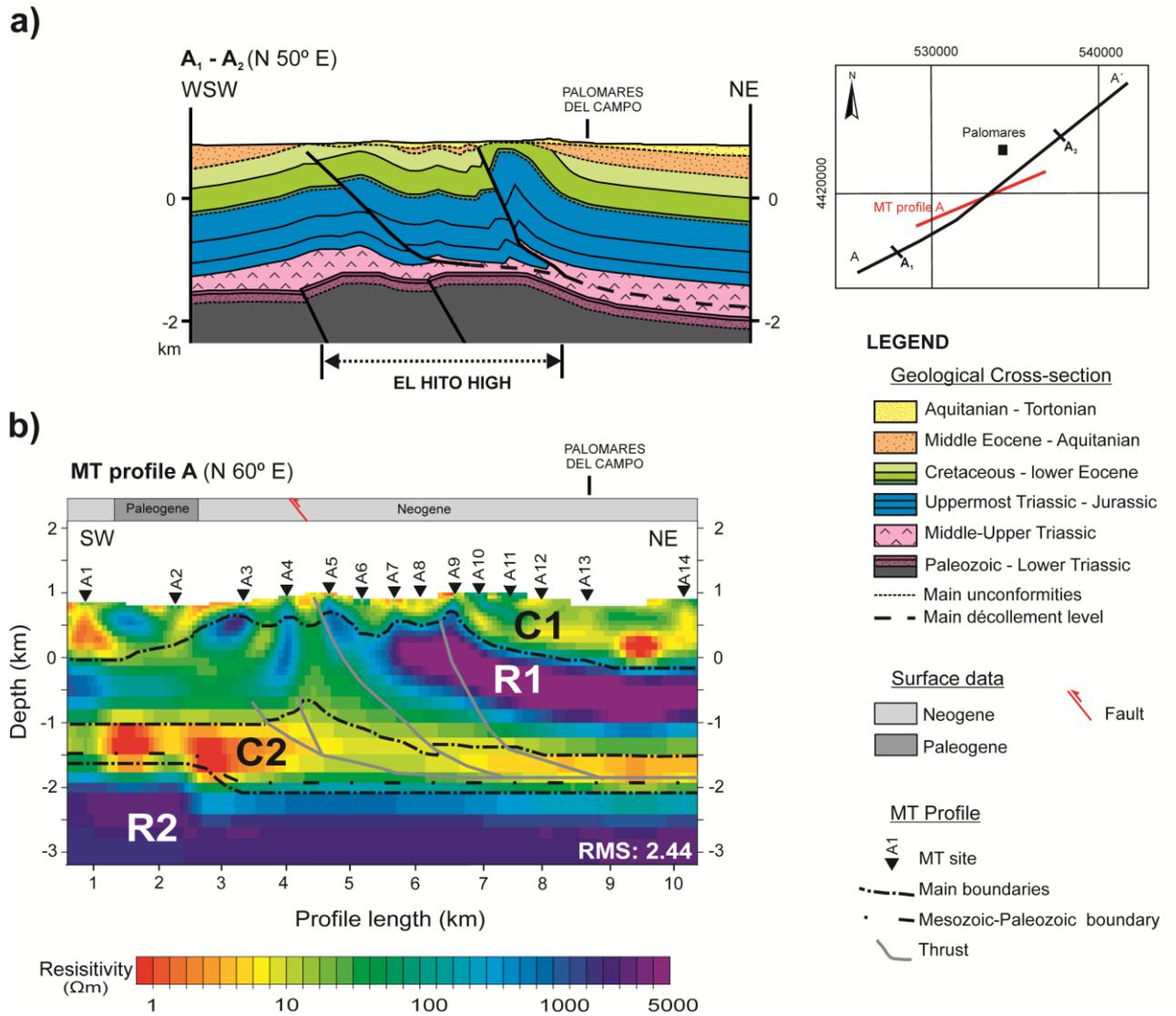


Figura 4.19a. Modelo final de resistividades para el perfil A. **a)** Corte geológico según el perfil A-A' (Biete et al., 2012; figura 4.7). El perfil de MT solo corresponde a la parte central del corte geológico. **b)** Modelo de resistividades 2-D obtenido tras la inversión de los modos TE y TM del perfil A con la interpretación geológica sobreimpuesta. En la parte superior del modelo se muestra la información geológica obtenida de la cartografía existente (Piña-Varas et al., 2013).

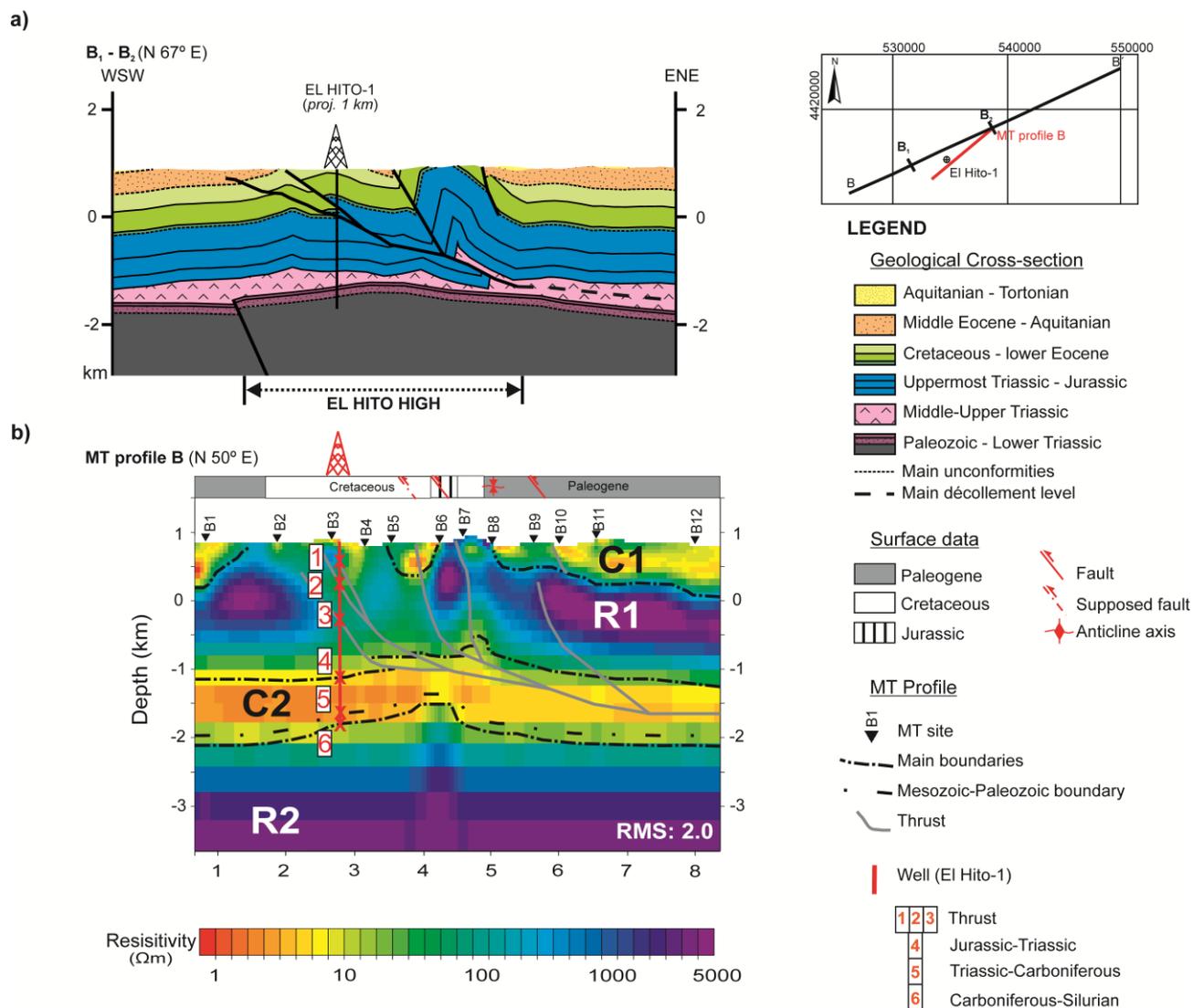
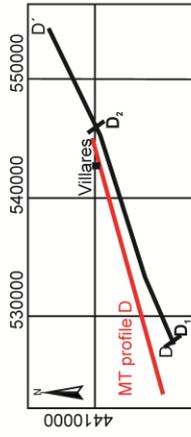
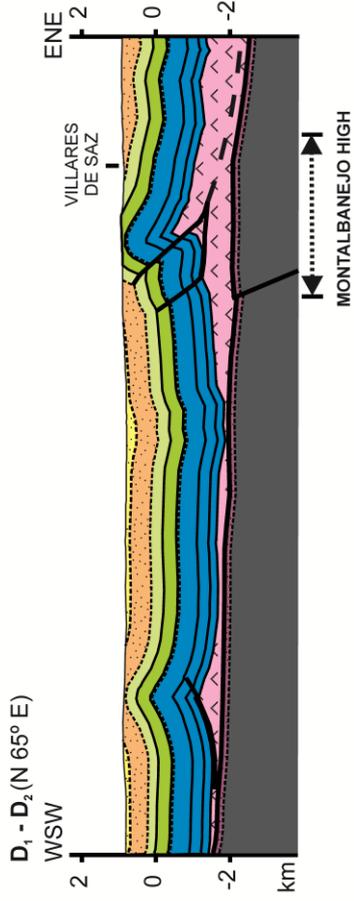


Figura 4.19b. Modelo final de resistividades para el perfil B. **a)** Corte geológico según el perfil B-B' (Biete et al., 2012; figura 4.7). El perfil de MT solo corresponde a la parte central del corte geológico. **b)** Modelo de resistividades 2-D obtenido tras la inversión de los modos TE y TM del perfil B con la interpretación geológica sobreimpuesta. La línea roja representa la traza del pozo El Hito-1, y los números (1 a 6) indican las estructuras y contactos más relevantes observados en el registro del pozo. En la parte superior del modelo se muestra la información geológica obtenida de la cartografía existente (Piña-Varas et al., 2013).

Figura 4.19c (pag. siguiente). Modelo final de resistividades para el perfil D. **a)** Corte geológico según el perfil D-D' (Biete et al., 2012; figura 4.7). El perfil de MT solo corresponde a la parte oeste del corte geológico. **b)** Modelo de resistividades 2-D obtenido tras la inversión de los modos TE y TM del perfil D con la interpretación geológica sobreimpuesta. En la parte superior del modelo se muestra la información geológica obtenida de la cartografía existente (Piña-Varas et al., 2013).

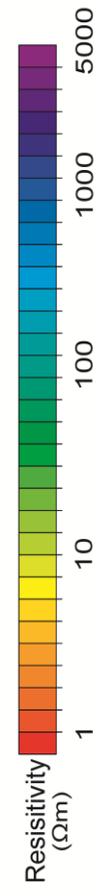
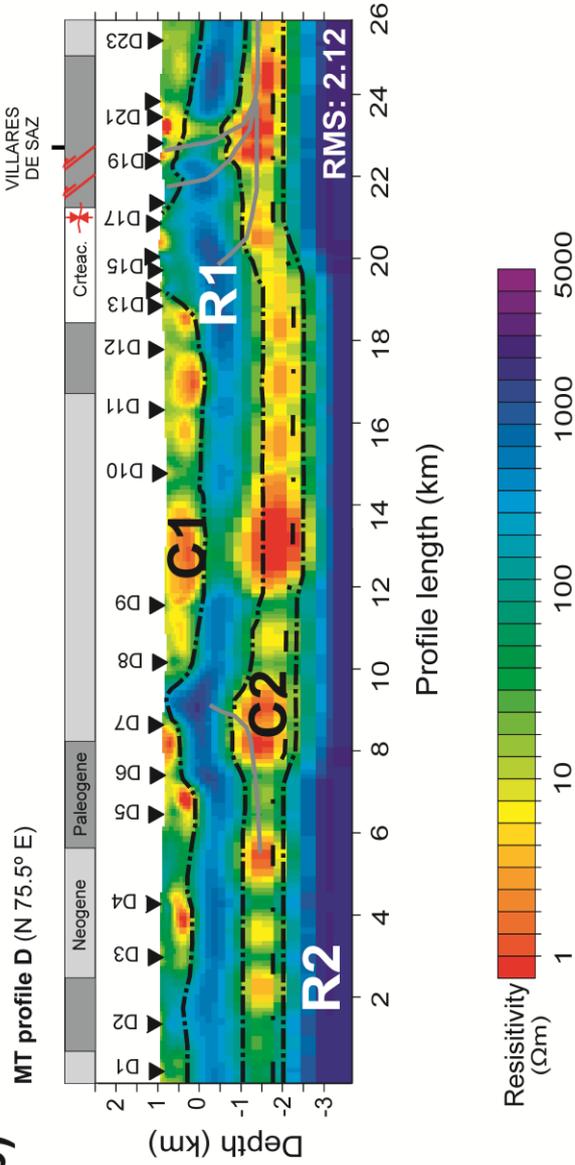
a)



LEGEND

- Geological Cross-section**
- Aquitanian - Tortonian
 - Middle Eocene - Aquitanian
 - Cretaceous - lower Eocene
 - Uppermost Triassic - Jurassic
 - Middle-Upper Triassic
 - Paleozoic - Lower Triassic
 - Main unconformities
 - - - Main décollement level
- Surface data**
- Neogene
 - Paleogene
 - Cretaceous
 - Fault
 - Anticline axis
- MT Profile**
- MT site
 - Main boundaries
 - - - Mesozoic-Paleozoic boundary
 - Thrust

b)



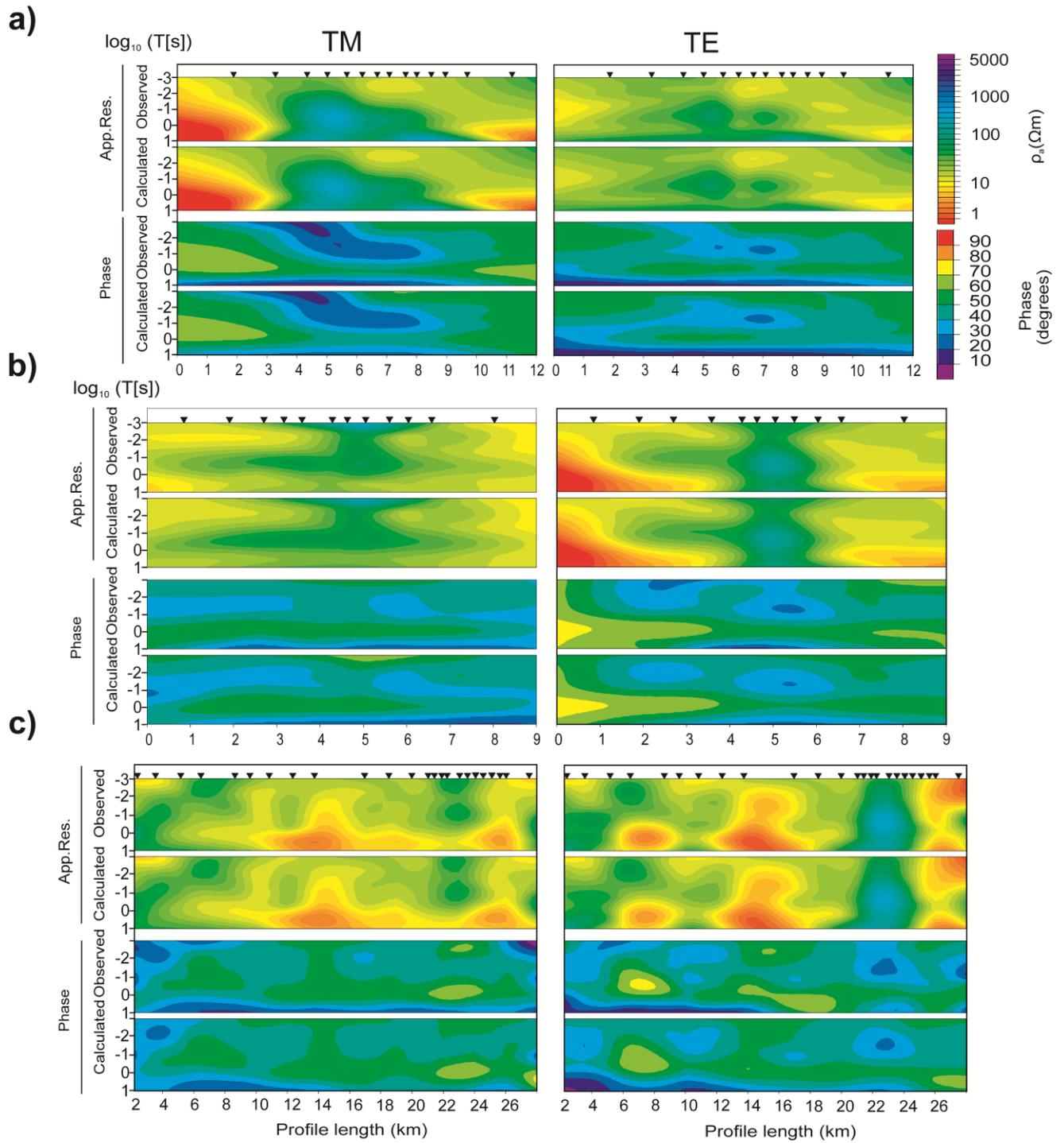


Figura 4.20. Ajuste de los modelos finales. Comparación de las resistividades aparentes y fases de los datos observados y las respuestas de los modelos 2-D finales. **a)** Perfil A, **b)** Perfil B, **c)** Perfil D. (Piña-Varas et al., 2013).

4.4. INTERPRETACIÓN DE LOS MODELOS DE RESISTIVIDAD FINALES

4.4.1. Estructuras conductoras (C1 y C2)

La estructura más superficial, la denominada C1 en los modelos finales de resistividad, aflora en los tres perfiles. Para facilitar la interpretación de la parte más superficial de los modelos, se muestra en la parte superior de cada perfil (Figura 4.19) un resumen de la geología cartografiada en la zona (Albert y Ferrero, 1990; Lagartos y Martín, 1991; Hernaiz y Cabra, 1992). Esto permite apreciar una clara correlación entre los sedimentos continentales cenozoicos (Neógeno y Paleógeno) y la estructura conductora C1. Estos sedimentos están afectados por varias fallas, que pueden ser igualmente interpretadas en los modelos de resistividad. Los materiales cenozoicos están constituidos en la Cuenca de Loranca principalmente por areniscas, arcillas, calizas y yeso (Vera, 2004), lo que podría explicar los valores de resistividad tan bajos.

Por otra parte, la estructura denominada C2 (Figura 4.19) podría englobar a diferentes unidades geológicas. Dado que la parte superior del basamento está constituida por materiales típicamente conductores (Pizarras del Carbonífero), cabe esperar que esta unidad geoelectrica corresponda tanto a las unidades conductoras del Triásico, como al basamento carbonífero. Esta hipótesis se ve respaldada por los datos del pozo El Hito-1, que están resumidos en el modelo de resistividades del perfil B (Figura 4.19b). Así, esta unidad conductora profunda (C2) podría ser interpretada como el conjunto de las unidades del Triásico, representadas en su mayoría por las arcillas y evaporitas del Keuper y en menor medida por las areniscas y los conglomerados del Buntsandstein, y de las pizarras del Carbonífero (basamento conductor). A pesar de las notables diferencias litológicas, las unidades del Keuper y las areniscas del Buntsandstein presentan un comportamiento geoelectrico similar debido a la presencia de agua salada en las areniscas del Buntsandstein (García-Lobón et al., 2011).

El techo de esta unidad conductora está muy bien definido en los modelos de resistividad pudiéndose intuir varias fallas. La mayoría de estas fallas coinciden con las representadas en los cortes geológicos, sin embargo algunas de ellas solo están presentes en los modelos de resistividad.

Según lo anteriormente expuesto, el límite Mesozoico-Paleozoico estaría situado dentro de la unidad conductora profunda (C2). Dada la importancia de este límite, ya que supone el contacto entre la cobertera y el basamento, se ha realizado una estimación de su

localización en base a la información geológica regional y a los datos del pozo El Hito-1. En consecuencia, se ha asignado a las pizarras del Carbonífero un espesor constante de 200 m. Estas están localizadas sobre el límite basamento conductor-basamento resistivo, previamente determinado a partir de la prueba de sensibilidad llevado a cabo para la zona del basamento (sección 4.3.3. Obtención de los modelos geoelectricos finales).

4.4.2. Estructuras resistivas (R1 y R2)

La unidad R1 tiene una representación considerable en todos los modelos, mostrando un espesor aproximado de unos 1000 m. Está totalmente enterrada bajo los sedimentos cenozoicos en el perfil A, aflorando en la parte central del perfil B y en el sector este del perfil D (Figura 4.19). Esta unidad resistiva se corresponde bien con la posición y el espesor de la parte más profunda de la cobertera, es decir, con los niveles carbonatados del Mesozoico, que afloran en la parte central del anticlinal (Figura 4.4).

A diferencia de las unidades conductoras C1 y C2, esta presenta unas variaciones laterales de resistividad muy marcadas que podrían corresponderse, en parte, con las variaciones laterales de las unidades del Jurásico Inferior. Las sucesiones Jurasicas más antiguas de la zona de estudio (formaciones Cuevas Labradas y Cortes de Tajuña, figura 4.3) están compuestas principalmente por yeso-anhidrita con intercalaciones dolomíticas, brechas de clastos evaporíticos y dolomíticos, y dolomías masivas que muestran importantes variaciones laterales y verticales (Bordonaba y Aurell, 2002).

Las mismas fallas que afectan a las unidades triásicas pueden distinguirse en esta unidad resistiva, lo que da a entender que toda la cobertera mesozoica esta deformada por estas estructuras. Las fallas se localizan principalmente en las zonas donde se da una considerable disminución de la resistividad de la unidad R1, lo que indicaría una posible circulación de fluidos a favor de estas estructuras, disminuyendo así la resistividad en las zonas fracturadas. Asimismo, tal y como ya se ha comentado, los niveles carbonatados del Mesozoico (calizas y dolomías cretácicas y jurásicas) que componen este nivel resistivo, constituyen buenas formaciones acuíferas por fracturación y karstificación. La existencia de cabalgamientos importantes en estos acuíferos puede generar discontinuidades laterales, y la tectónica en general puede poner en contacto diferentes niveles permeables, o por el contrario dar lugar a zonas completamente asiladas (Lagartos y Martín, 1991), hecho que contribuiría a la aparición de variaciones laterales de resistividad.

Por último, la unidad resistiva R2 corresponde a la parte más profunda del basamento paleozoico, es decir, a las cuarcitas del Silúrico. Así, el techo de esta unidad resistiva representaría el límite Silúrico-Carbonífero, límite establecido a partir de la prueba de sensibilidad llevado a cabo para la zona del basamento (sección 4.3.3. Obtención de los modelos geoelectricos finales), gracias al cual se pudieron observar además ciertas estructuras. Estas estructuras de basamento son apreciables en los tres perfiles. Asimismo, el modelo resultante para el perfil A (Figura 4.19a), muestra un basamento más profundo en la parte este; el modelo de perfil B (Figura 4.19b), presenta un alto estructural bajo el sondeo magnetotelúrico B6 y el perfil D (Figura 4.19c), presenta un basamento más profundo en la parte central.

Las estructuras observadas en el basamento podrían estar relacionadas con la presencia de fallas, estructuras que no son visibles en los modelos a partir de cambios en los valores de resistividad, pero que pueden deducirse de los saltos detectados en el basamento. Más concretamente, y en caso de ser así, debería tratarse de fallas inversas, ya que el desarrollo de la estructura de EHA estuvo controlado por la inversión parcial o total de fallas antiguas del basamento (sección 4.1. Información previa).

Por lo tanto, de los modelos de resistividad finales podemos deducir que la profundidad del basamento resistivo aumenta hacia el sur. El bloque inferior del basamento se situaría a profundidades aproximadas de 2000 m b.n.m en los perfiles A y B, mientras que aparece a unos 2300 m b.n.m en el perfil situado más al sur (perfil D). Por su parte, el bloque superior presenta un comportamiento similar, situándose aproximadamente a 1500 m b.n.m en los perfiles A y B, y a profundidades mayores, de aproximadamente 1800 m b.n.m en el perfil sur.

4.5. CONCLUSIONES

Como resultado de la inversión de los datos magnetotelúricos adquiridos en el EHA, se han obtenido tres perfiles 2-D de resistividad que aportan nueva información sobre la estructura de este anticlinal. Las primeras inversiones realizadas dieron lugar a modelos de resistividad carentes de sentido geológico. De manera que, para entender la respuesta magnetotelúrica de una estructura de características similares al EHA, se construyeron una serie de modelos conceptuales basados en información geofísica y geológica previa. Con los datos sintéticos procedentes de estos modelos conceptuales se realizaron diferentes pruebas de inversión, cuyo objetivo era determinar qué modelo inicial sería el

más adecuado para recuperar la estructura sin necesidad de aplicar fuertes restricciones (fijar partes del modelo durante la inversión). De los resultados de estas pruebas se deduce que, para poder recuperar la estructura con precisión mediante la inversión de los datos de MT, el modelo inicial debe contener cierta información previa. Aún así, y a pesar de que los modelos iniciales contienen explícitamente estructuras geoelectricas deducidas de la información previa, el proceso de inversión puede modificar dichas estructuras e introducir otras nuevas para recuperar el modelo que mejor ajuste los datos, al no haberse impuesto restricciones severas.

El EHA es una estructura pequeña caracterizada por la presencia, en profundidad, de una unidad muy conductora y de espesor considerable (Triásico y pizarras del Carbonífero) sobre un basamento resistivo. Este hecho dificulta la correcta resolución de la base del conductor en los modelos de inversión. Por lo tanto, se realizó una prueba de sensibilidad en la zona profunda de los modelos para determinar la posición del techo del basamento resistivo, cuyos resultados indican que los datos de MT ajustan mejor con una estura de basamento diferente a la introducida en los modelos iniciales.

Así pues, el estudio aquí realizado muestra la importancia del modelo inicial seleccionado para la inversión de los datos magnetotéluricos. En este caso, la obtención de modelos de resistividades satisfactorios y coherentes con la geología de la zona, está fuertemente controlado por la selección del modelo de partida utilizado para la inversión de los datos. El uso de modelos iniciales basados en la información geológica y geofísica previa parece ser la mejor opción para obtener modelos de resistividad que se ajusten a la realidad geológica.

En cuanto a las conclusiones que se desprenden de los modelos 2-D de resistividad, perdíamos destacar:

- [1] Los modelos de resistividad finales son coherentes con la información geológica de la zona del anticlinal de El Hito.
- [2] Los principales niveles estratigráficos pueden correlacionarse con un determinado rango de resistividades. En concreto, las resistividades altas se corresponderían con el basamento silúrico (cuarcitas) y con los carbonatos del Jurásico-Cretácico, las zonas con resistividades medias-altas se corresponderían con la cobertura mesozoica (principalmente carbonatos del Jurásico-Cretácico), y las zonas con resistividades bajas se corresponderían con los niveles del Triásico (arcillas,

evaporitas y areniscas), con el basamento carbonífero (pizarras) y con la parte más superficial de la cobertera (areniscas y gravas del Cenozoico).

- [3] Los carbonatos jurasicos-cretácicos están fuertemente fracturados, actuando estas fallas como zonas preferentes de circulación de fluidos. Este comportamiento, unido a las variaciones litológicas, tanto laterales como verticales, del Jurásico Inferior, explicaría los grandes cambios de resistividad registrados en estas unidades.
- [4] La litología es el principal factor controlador de los valores de resistividad, excepto en el caso de las areniscas y conglomerados del Buntsandstein y en los niveles carbonatados del Jurásico-Cretácico, donde la presencia de fluidos determinará los valores de resistividad eléctrica.
- [5] En base a esta relación litología-resistividad se ha caracterizado la estructura del anticlinal, obteniéndose además información sobre la geometría del conjunto sello/reservorio.
- [6] El basamento paleozoico puede subdividirse, en base a los datos del pozo El Hito-1, en dos basamentos distintos según su comportamiento eléctrico: Un basamento conductor, en la parte superior, formado por las pizarras del Carbonífero y un basamento resistivo formado por las cuarcitas del Silúrico.
- [7] El basamento paleozoico podría estar afectado por fallas que generarían altos estructurales. En base a los modelos de resistividad podría decirse que dichas fallas presentan un salto aproximado de unos 300 m.
- [8] Los modelos de resistividad indican que la profundidad del basamento aumenta hacia el sur.
- [9] En general, los modelos de resistividad resuelven ciertas incertidumbres relativas a la geometría de las estructuras tanto superficiales como profundas, de manera que la información derivada de ellos podría ser utilizada para modificar los modelos geológicos existentes.

CARACTERIZACIÓN GEOELÉCTRICA 3-D DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DE LA ISLA DE TENERIFE

En este capítulo se presenta la caracterización del sistema geotérmico de la isla de Tenerife a partir de datos magnetoteléuricos procedentes de campañas realizadas por diferentes organismos. Para la realización de este trabajo, se ha contado con datos de MT adquiridos por el IGME durante los años 1987 y 1991, por Petratherm s.l. en 2009 y por la Univesitat de Barcelona (UB) en el año 2012, sumando un total de 233 sondeos de BBMT.

5.1. MARCO GEOLÓGICO

Haremos a continuación un repaso de la situación, formación y marco geológico de las Islas Canarias. Una vez situados, nos centraremos en la isla de Tenerife para resumir su geología, así como los trabajos geofísicos más relevantes realizados en esta isla.

5.1.1. Las Islas Canarias

El archipiélago de las Islas Canarias, situado en el océano Atlántico frente a la costa africana, está constituido por siete islas: Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria, formando el denominado grupo de islas orientales, y El Hierro, La Gomera, La Palma y Tenerife, en el grupo de islas occidentales (Figura 5.1).

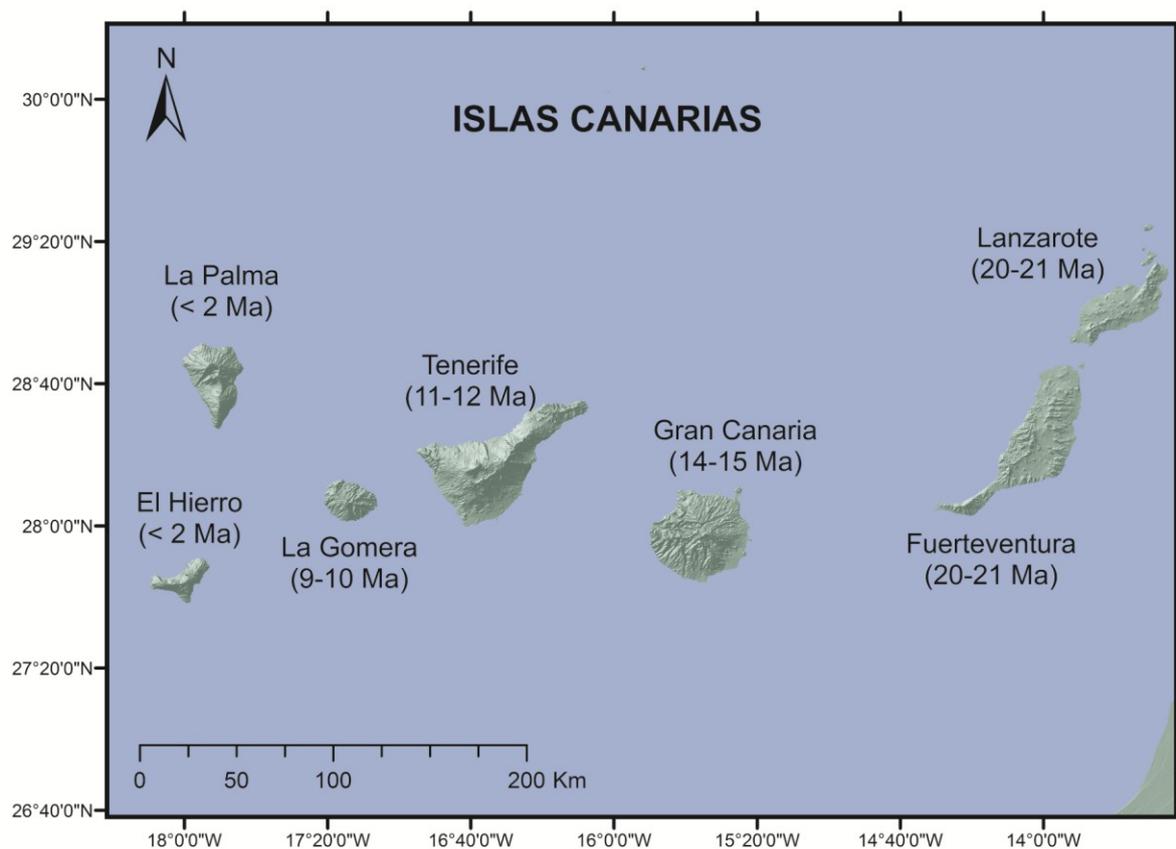


Figura 5.1. Mapa de las Islas Canarias. Entre paréntesis se indica la edad de las rocas más antiguas que se han datado para el vulcanismo subaéreo (Guillou et al., 2004).

El vulcanismo en las Islas Canarias comenzó hace aproximadamente 70 Ma (Anguita et al., 2002), concentrándose la actividad magmática en tres etapas principales que dieron lugar a: Complejos Basales (Pre-Mioceno), Series Basálticas Antiguas (Mioceno) y Series recientes (Post-Mioceno; Araña, 1996):

1. Primera etapa: Fase submarina que da lugar a la formación de los **Complejos Basales** (montes submarinos) hace 70 Ma en las islas más orientales y hace sólo 3 Ma en las más occidentales (Anguita et al., 2002). Los Complejos Basales sólo afloran en Fuerteventura, La Palma y La Gomera, aunque se supone su existencia bajo todas las islas (Carracedo et al., 1999). Estos complejos están constituidos por intrusiones de rocas plutónicas (sienitas, gabros y carbonatitas) que se enfriaron lentamente en el interior de montes submarinos, además de por lavas submarinas y sedimentos marinos intercalados entre éstas (Ancochea et al., 1996).

2. Segunda etapa: Fase subaérea que da lugar a la formación de las **Series Basálticas Antiguas**. Ésta comprende la primera fase subaérea de los Complejos Basales, un periodo erosivo más o menos intenso, y la reactivación del vulcanismo. Sobre los Complejos Basales se empiezan a formar volcanes en escudo de composición predominantemente basáltica. Estos volcanes pueden alcanzar grandes dimensiones, lo que provocaría la inestabilidad de sus flancos con los consiguientes deslizamientos gravitacionales asociados.
3. Tercera etapa: Formación de los volcanes en escudo seguido de una larga etapa de reposo y erosión tras la cual se produce un vulcanismo central que dará lugar a parte de las **Series Recientes**. Este vulcanismo cubre los escudos erosionados pudiendo generar, como en el caso de Tenerife, enormes edificios estratovolcánicos (Araña et al., 1989; Anguita et al., 1991; Ablay y Martí, 2000; Huertas et al., 2002).

Tanto los Complejos Basales como las rocas subaéreas presentan edades que van disminuyendo desde las islas más orientales hacia las más occidentales (Figura 5.1), siendo considerablemente más antiguos en Fuerteventura que en La Palma (Anguita et al., 2002; Guillou et al., 2004). Teniendo en cuenta este hecho y las tres fases de formación anteriormente descritas, se podría describir el estadio en el que se encuentra cada isla. Así, Lanzarote y Fuerteventura estarían en una fase erosiva post-vulcanismo central, Tenerife se encontraría en la fase de construcción-destrucción de grandes edificios estratovolcánicos centrales, mientras que Gran Canaria ya habría finalizado dicha fase de construcción. La Gomera podría estar en la etapa de reposo y de erosión, mientras que las islas más jóvenes, La Palma y El Hierro, aún no habrían finalizado la etapa de vulcanismo en escudo (Marrero, 2010).

En cuanto al vulcanismo histórico destacar que solo cubre los últimos 500 años, dejando referencias de algunas erupciones basálticas en La Palma (1949,1971), Tenerife (1704-1706, 1798 y 1909) y Lanzarote (1730,1824). En esta última isla se produjo la erupción más importante, la del Timanfaya, que cubrió un total de unos 200 km² con 1 km³ de lava a lo largo de sus seis años de duración (1730-1736). En cuanto a las erupciones explosivas, la última tuvo lugar en Montaña Blanca, a los pies del Teide (Tenerife) hace 2020 años.

En último lugar, estaría la erupción submarina que tuvo lugar en El Hierro en el año 2011. Ésta, representa la erupción más reciente producida en las Islas Canarias, dando lugar a la aparición de un nuevo volcán en el sur de la isla, en el Mar de Las Calmas.

5.1.2. Tenerife

La isla de Tenerife forma parte del grupo de las islas occidentales del archipiélago canario, situándose a algo más de 300 km del continente africano y a unos 1300 km de la Península Ibérica. Se trata de la isla más grande del archipiélago (2058 km²) y es una de las más complejas desde el punto de vista vulcanológico. Su geología es muy heterogénea, existiendo coladas de lavas basálticas y félsicas, domos, conos monogénicos, estratovolcanes, calderas (p. ej. Las Cañadas) y depósitos piroclásticos.

La isla, en cuya parte central aparece el Pico del Teide (3718 m s.n.m^{vii}), se formó sobre un basamento oceánico profundo de casi 3000 m de profundidad (Watts y Masson, 1995). Por lo tanto, Tenerife tiene casi 7000 m de altura desde el fondo oceánico, convirtiéndose en el tercer edificio volcánico más grande del mundo.

La evolución geológica de Tenerife es una alternancia de episodios constructivos y destructivos. Los episodios constructivos corresponden al vulcanismo, mientras que los procesos destructivos están representados principalmente por deslizamientos gravitacionales (p. ej. valles de Icod, La Orotava y Güimar, Figura 5.2) y colapsos verticales (Carracedo, 1999).

Las rocas aflorantes más antiguas de la isla son las correspondientes a las **Series Basálticas Antiguas**, formadas por rocas basálticas de espesores superiores a los 1000 m y piroclastos. Están localizadas en tres macizos visiblemente no conectados entre sí, situados en los extremos de la isla: el macizo de Anaga en el extremo NE, el macizo de Teno en el NO y el macizo de Rocas del Conde en el S. Estos tres macizos se corresponden con volcanes en escudo formados por erupciones efusivas fisurales de basaltos alcalinos, ankaramitas y basanitas (Fúster et al., 1968; Ancochea et al., 1990). El crecimiento de estas formaciones volcánicas antiguas tuvo lugar en el Mioceno Superior-Pleistoceno Inferior, siendo irregular en el tiempo y diferente en cada macizo. Por su parte, las secuencias volcánicas más jóvenes forman el complejo más importante de la isla, conocido como el Complejo Cañadas-Teide-Pico Viejo (CTPV; Figura 5.2).

^{vii} m s.n.m: Metros sobre el nivel del mar; m b.n.m: Metros bajo el nivel del mar.

La formación de la isla tuvo lugar según las tres etapas expuestas anteriormente, desarrollándose durante las dos últimas etapas dos estilos de vulcanismo muy bien diferenciados: efusivo y explosivo. El vulcanismo efusivo, al igual que las Series Basálticas Antiguas, estaría incluido en la fase de escudo basáltico, mientras que el vulcanismo explosivo correspondería a la fase de vulcanismo central. Estos dos tipos de vulcanismo dieron lugar a las **Series Recientes**.

En el **vulcanismo efusivo** las erupciones son máficas (principalmente basálticas) y el magma procede del manto sin madurar en cámaras magmáticas. El magma viaja hasta el exterior a través de fracturas, manifestándose en superficie como una erupción fisural. Cuando la producción de magma es pequeña, estas erupciones dan lugar a conos monogénicos (Páez, 2009). En Tenerife, este tipo de vulcanismo está concentrado preferentemente a lo largo de dos zonas extensionales (rifts) alineadas según las direcciones NE-SO (Dorsal Noreste) y NO-SE (Dorsal Noroeste o Dorsal de Santiago del Teide, Figura 5.2), caracterizado por una actividad de tipo estromboliano.

Estos rifts unen los macizos de Anaga y Teno con la parte central de la isla cuyas crestas están formadas por conos volcánicos jóvenes, de edades inferiores a los 0.17 Ma, aunque la máxima actividad eruptiva en estas zonas tuvo lugar hace unos 0.8 Ma (Ancochea et al., 1995). Algunos autores (p.ej. Carracedo, 1994; Galindo et al., 2005) han considerado la existencia de una tercera zona de rift según la dirección N-S (Dorsal del Sur), no siendo considerada en la mayoría de los estudios debido a la ausencia de una alineación preferente de los conos volcánicos.

La estructura de la dorsal Noroeste es relativamente sencilla, con diques y fisuras eruptivas orientadas ONO-ESE, mientras que la dorsal Noreste es bastante más compleja debido a la existencia del edificio estratovolcánico de Pedro Gil (Figura 5.2) en su eje estructural. La presencia del volcán de Pedro Gil rompe las estructuras típicas de la dorsal orientadas según la dirección NE-SO (Galindo, 2005). Este edificio dio lugar a una caldera de 1.5 km de diámetro y 700 m de profundidad por colapso vertical, que se relaciona con el deslizamiento gravitacional de Güimar (Galindo, 2005; Figura 5.2).

Por su parte el **vulcanismo explosivo** implica la presencia de cámaras magmáticas someras que permiten que el magma evolucione químicamente desde magmas basálticos hacia magmas fonolíticos y que generan erupciones con un alto índice de explosividad (Mitjavila y Villa, 1993; Martí et al., 1994; Bryan et al., 1998; Martí y Gudmundsson, 2000; Wolff et al., 2000; Edgar, 2003). Estas cámaras se desarrollaron en la zona central

de la isla dando lugar a sucesivos estratovolcanes, distinguiéndose el Edificio Cañadas y el Complejo Teide-Pico Viejo (TPV). Este complejo volcánico central, conocido como Complejo Cañadas-Teide-Pico Viejo (CTPV), está formado en la actualidad por una gran caldera (Caldera de Las Cañadas) y por el complejo estratovolcánico de TPV (Figura 5.2).

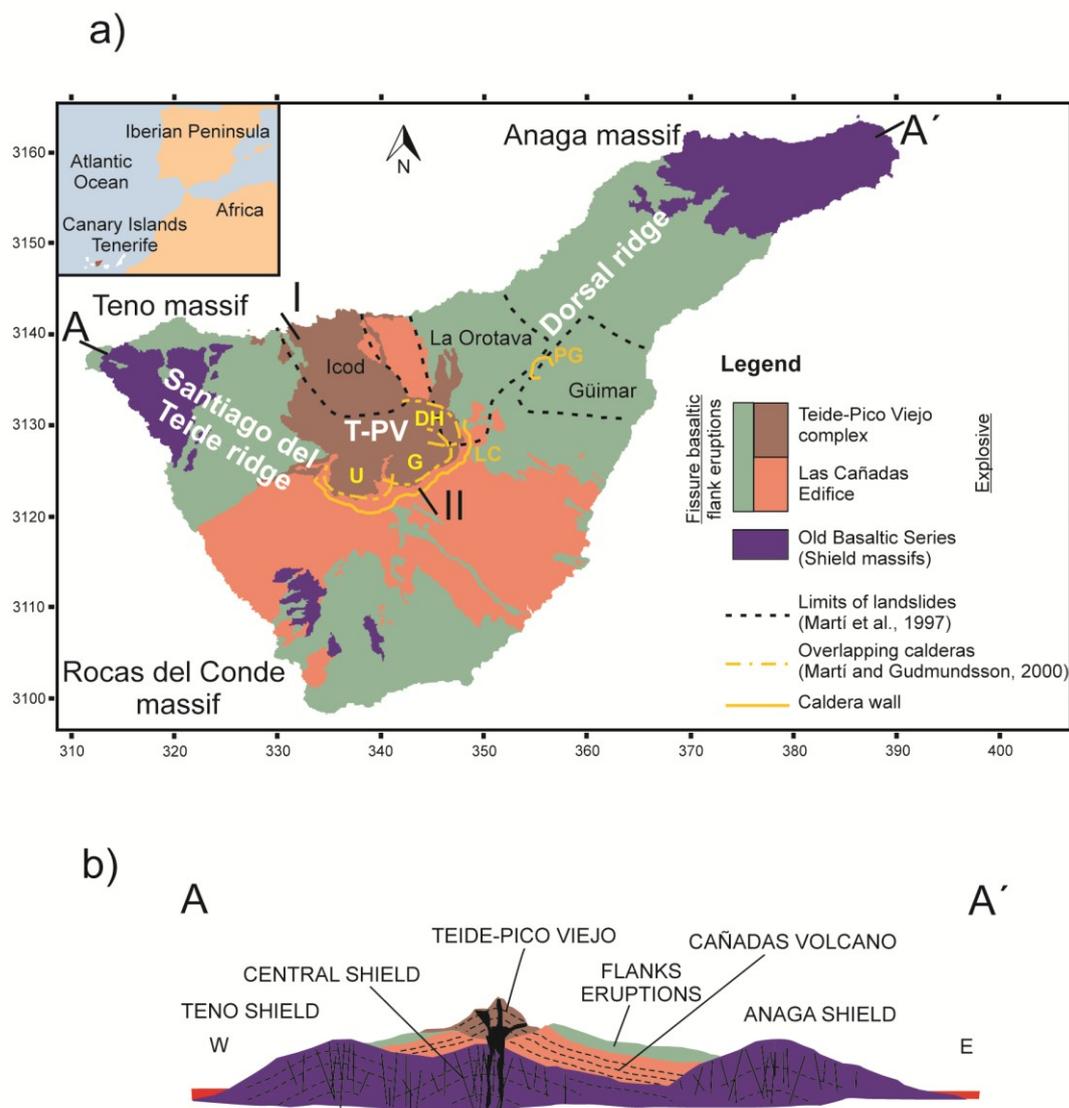


Figura 5.2. a) Mapa geológico simplificado de la isla de Tenerife (WGS84, 28N). T-PV: complejo Teide Pico Viejo; U: Ucanca; G: Guajara; DH: Diego Hernández; LC: Las Cañadas; PG: Pedro Gil. **b)** Corte geológico de la isla (Modificado de Carracedo et al., 2007).

Con una composición entre basáltica y fonolítica, el Edificio Cañadas se generó y modificó en diferentes ciclos volcánicos constructivo-destrutivo (Araña, 1971; Ancochea et al., 1990; Martí et al., 1994; Ancochea et al., 1998; Ancochea et al., 1999), durante los cuales hubo un desplazamiento de los centros de emisión desde el SO hacia el NE. Cada uno de estos ciclos constructivo-destrutivo de edificios estratovolcánicos

fonolíticos consta de la misma secuencia de eventos: (i) Ascenso continuo del magma basáltico procedente del manto, (ii) formación de cámaras magmática fonolíticas someras, (iii) formación de calderas por la destrucción parcial o total de la cámara magmática, (iv) erupción de magmas basálticos en la parte central de la isla, (v) construcción de una cámara fonolítica en un lugar diferente (Martí et al., 1995). Este proceso de colapsos superpuestos estaría atribuido a la migración de las cámaras magmáticas someras hacia el este (Martí y Gudmundsson, 2000).

Siguiendo el estudio de Martí et al. (1994), el Edificio Cañadas puede ser dividido en dos grupos estratigráficos principales: Grupo Inferior (3.5-2 Ma), complejo y poco estudiado, y Grupo Superior (1.6-0.17 Ma).

El Grupo Inferior está compuesto por lavas de basaltos plagioclásicos y en su fase final por fonolitas, incluyendo depósitos de tobas soldadas. Aflora a lo largo de gran parte de la base de la pared de la caldera y en los Roques de García, pero principalmente en el sector más occidental de la pared. Los depósitos más antiguos del edificio son las secuencias de los Roques de García-Los Azulejos (Figura 5.4).

El Grupo Superior forma casi toda la pared de la Caldera de Las Cañadas y está compuesto por depósitos piroclastos fonolíticos, principalmente ignimbritas, con algunas intercalaciones de materiales basálticos y traquibasálticos (Martí et al., 1995). Este grupo está subdividido en tres formaciones principales: Ucanca (1.54-1.07 Ma), Guajara (0.85-0.57 Ma) y Diego Hernández (0.38-0.18 Ma; Ancochea et al., 1990; Martí et al., 1994; Edgar et al., 2005), cada una de las cuales ha sido relacionada con los ciclos volcánicos constructivo-destructivo anteriormente mencionados (Martí et al., 1994b; Martí et al., 1997; Martí y Gudmundsson, 2000).

Los materiales de ambos grupos, Inferior y Superior, presentan conjuntos de intrusiones inclinadas hacia el centro de la depresión de la caldera, diques sub-verticales e intrusiones de composición fonolítica (Martí et al., 1995).

La parte superior del estratovolcán Cañadas se destruyó dando lugar a una gran depresión conocida como La Caldera de Las Cañadas, que acabó por rellenarse con los productos de las emisiones del Complejo Teide-Pico Viejo. La caldera, limitada por el Sur, Este y Oeste por una pared de más de 500 m de altitud, está situada a unos 2000 m s.n.m, y su origen es aún motivo de debate. Está dividida en dos partes separadas por Los Roques de García, estando el suelo de la depresión occidental 150 m más profundo que el de la parte

oriental. De su morfología destacan su forma semi-elíptica, de dimensiones 16x9 km con una profundidad máxima de 600 m bajo la parte más alta de las paredes (Martí et al., 1995), y la presencia de una enorme hendidura (Valle de Icod) en su margen septentrional (Figura 5.2). La ausencia de una pared visible en la parte septentrional de la caldera ha llevado a muchos autores a considerar el deslizamiento lateral como la causa del origen de la caldera. Otros autores, en cambio, ven claras evidencias de un origen asociado a un colapso vertical basándose en la abundancia de depósitos de naturaleza piroclástica, consistentes con este origen explosivo de la caldera.

Así, existen dos teorías principales en cuanto al origen de la caldera: el deslizamiento lateral y el colapso vertical (Figura 5.3). Según la hipótesis del deslizamiento lateral (Bravo, 1962; Coello, 1973; Navarro y Coello, 1989; Ancochea et al., 1990, 1999; Carracedo, 1994; Navarro, 1995; Watts y Mason, 1995, 2001; Cantagrel et al., 1999; Arnaud et al., 2001; Masson et al., 2002; Márquez et al., 2008) el crecimiento del Edificio Cañadas y la alteración hidrotermal de su base, darían lugar a flancos inestables, produciéndose uno o varios deslizamientos laterales hacia el norte de la isla. En la base de este deslizamiento se formó una capa de clastos angulosos de tamaño y composición diversos (bloques métricos de fonolitas, basaltos y diques del Edificio Cañadas), englobados en una matriz limo-arcillosa, que descarta su origen eruptivo. Esta brecha caótica, de comportamiento plástico y popularmente conocida como “mortalón”, ha sido observada en la galería El Almagre y en varios pozos del Valle de Icod, y presenta espesores de 200 a 300 metros según la zona (Bravo, 1962; Coello, 1973; Navarro y Coello, 1989; Navarro y Farrujia, 1989; Ibarrola et al., 1993; Carracedo et al., 2007a; Márquez et al., 2008). Por otro lado, la teoría del colapso vertical (Fuster et al., 1968; Araña, 1971; Martí et al., 1994, 1997; Aubert y Kieffer, 1996, 1998; Bryan et al., 1998; Ablay y Hürlimann, 2000; Ablay y Kearey, 2000; Martí y Gudmundsson, 2000; Hürlimann et al., 2001; Pous et al., 2002; Coppo et al., 2008a, 2008b; Blanco-Montenegro et al., 2011) propone que la actual caldera se habría formado por la superposición de los colapsos verticales de los edificios volcánicos de Ucanca, Guajara y Diego Hernández, estando relacionada a su vez, con la migración de la cámara magmática. El colapso de cada edificio tiene lugar al final de sucesivos ciclos de vulcanismo fonolítico, cuando la cámara magmática es lo suficientemente madura y ha generado volúmenes significativos de estos magmas (Martí y Gudmunsson, 2000). El vaciado de la cámara modificará las condiciones mecánicas del edificio, que acabará por colapsar. Así, habría al menos tres calderas concéntricas ocultas por los materiales de relleno del complejo TPV. Esta

hipótesis es compatible con la formación por deslizamiento lateral del Valle de Icod y con la presencia del “mortalón” fuera de la Caldera de Las Cañadas (Ablay y Martí, 2000; Martí y Gudmunsson, 2000; Figuras 5.3).

En la parte norte de la caldera aparece el Complejo Teide-Pico Viejo (TPV), representando la fase más reciente del vulcanismo central en la isla (Ablay, 1997). Teide y Pico Viejo son dos estratovolcanes superpuestos que dan lugar a un edificio alargado cuya actividad comenzó tras el deslizamiento del Valle de Icod, continuando hasta la actualidad (Ablay y Martí, 2000; Carracedo et al., 2007a). Los depósitos del TPV afloran en toda la superficie del Valle de Icod y en el interior de la caldera. Estos materiales son de naturaleza predominantemente máfica, estando los productos más diferenciados (fonolitas, traquitas, etc.) presentes tan solo en a las capas más superficiales.

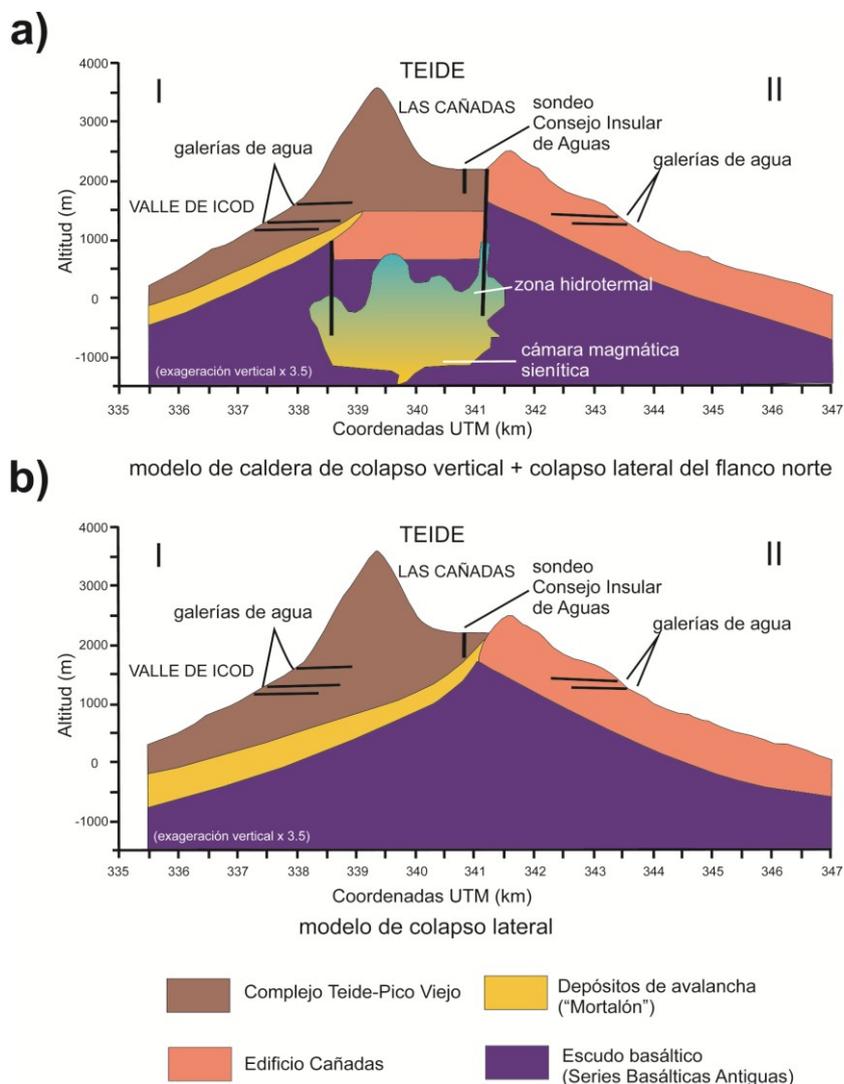


Figura 5.3 a) Corte geológico simplificado de la Caldera de Las Cañadas del Teide y del Valle de Icod según el modelo de colapso vertical. **b)** Corte geológico simplificado de la Caldera de Las Cañadas del Teide y del Valle de Icod según el modelo de deslizamiento lateral. Ver figura 5.2a para localización del corte (Modificado de Martí, 2004).

El edificio más joven, el del Teide, ocupa la cota más alta de la isla con 3718 m s.n.m. La cámara magmática de los eventos fonolíticos más recientes se supone situada a 1000 m b.n.m, aunque otras cámaras asociadas al sistema TPV podrían estar localizadas a profundidades mayores (Araña et al., 1989; Ablay y Martí, 1995).

5.1.2.1. Manifestaciones hidrotermales y prospección geotérmica

La información referente a la hidrogeología de la isla está recogida y detallada en uno de los últimos trabajos realizados en este campo, el elaborado por Marrero (2010). Expondremos a continuación, tan solo los aspectos más relevantes para nuestro estudio.

Existen claros ejemplos de actividad hidrotermal en la Caldera de Las Cañadas. La presencia de importantes emisiones de gas, principalmente dióxido de carbono y helio, y de fumarolas en el Teide sugieren la existencia de un sistema hidrotermal activo en la parte central de la isla (Albert-Beltran et al., 1989, 1990; Pérez et al., 1992a, 1992b, 1994, 1996, 1999; Hernández et al., 2000, 2004a, 2004; Pous et al., 2002; Coppo et al., 2008). Estas emisiones de gas y la reciente erupción fonolítica (hace 2020 años) de Montaña Blanca respaldan la idea de la presencia de circulación de fluidos en esta zona, muy posiblemente relacionada con una cámara magmática somera (Aubert y Kieffer, 1998; Carracedo et al., 2007a). Aún así, los indicadores geoquímicos de actividad hidrotermal en la isla de Tenerife son débiles en comparación con otros sistemas geotérmicos.

Por otro lado, existe también una intensa alteración hidrotermal en la zona sur de Las Cañadas (Figura 5.4), en el sector de Los Roques de García, donde pueden distinguirse dos tipos de alteración hidrotermal (Galindo et al., 2005). La alteración más intensa se da en el afloramiento de “Los Azulejos”, donde las fonolitas pertenecientes al Edificio Cañadas presentan óxidos de Fe, ceolitas, illitas y esmectitas (Bustillo, 1989). Estos depósitos están alineados según el borde sur de la caldera, indicando una zona de circulación preferente de fluidos calientes que alteraron hidrotermalmente la roca encajante (Bustillo, 1989; Galindo et al., 2005; Figura 5.4). Esta alteración hidrotermal presenta colores azulados, verdosos y amarillentos correspondientes a las arcillas del grupo de la illita y la esmectita.

En cuanto a la investigación geotérmica en la isla de Tenerife, podría decirse que ésta se ha desarrollado en dos etapas. La primera de ellas se inició en 1974, cuando el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) comienza a realizar un inventario de

manifestaciones geotermicas a nivel nacional. Como resultado se llevaron a cabo diversos trabajos de exploración e investigación específicos para las Islas Canarias, siendo uno de los proyectos más completos el realizado en la Caldera de Las Cañadas del Teide. En este proyecto se realizaron estudios muy diversos, geovolcanológicos, termométricos, geoquímicos/hidrogeoquímicos (Figura 5.5) y geofísicos, incluyendo un estudio magnetotelúrico de la zona central de la isla (IGME, 1983-1993 a, b, c, d, e y f). Esta primera etapa de prospección geotermica finalizó entre los años 1992 y 1993, con la perforación del sondeo geotermico de gradiente Tenerife-1 (zona Noreste de la Figura 5.5). En este sondeo se registró un gradiente geotermico mucho más bajo de lo esperado, con valores medios de $4,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ y máximos de tan solo $9,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (IGME, 1993).

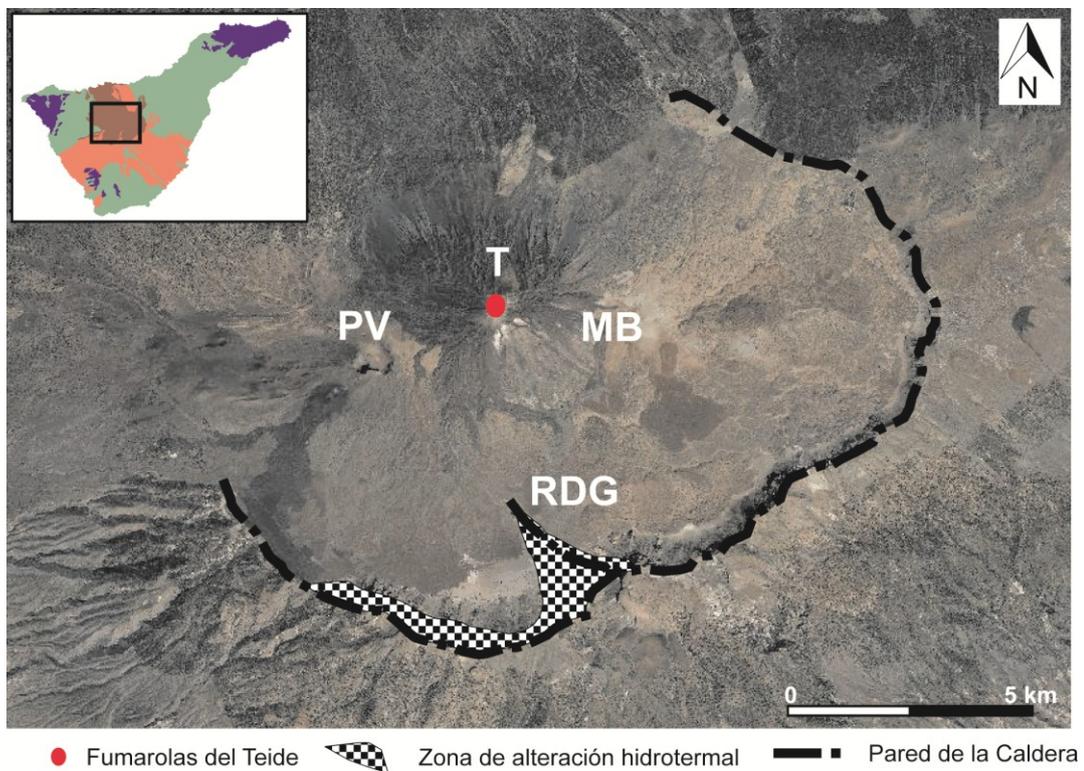


Figura 5.4. Principales manifestaciones hidrotermales en la Caldera de Las Cañadas del Teide. PV: Pico Viejo, T: Teide, MB: Montaña Blanca, RDG: Los Roques de García.

A partir de 1993 se produce un estancamiento de la exploración geotermica que se prolongó hasta 2007, año en el que Petratherm s.l retoma los estudios en Canarias guiándose por el potencial geotermico puesto de manifiesto en las investigaciones realizadas en el siglo pasado. Hasta la fecha, Petratherm s.l ha realizado en Tenerife campañas de geoquímica, de MT, de teledetección y de interpretación geoestructural (estas últimas también en Gran Canaria). Estos estudios confirman la existencia de un considerable potencial geotermico en Tenerife y dan explicación al hecho de que el sondeo Tenerife-1, de 1060 m de profundidad, no finalizase con éxito (Hidalgo, 2010).

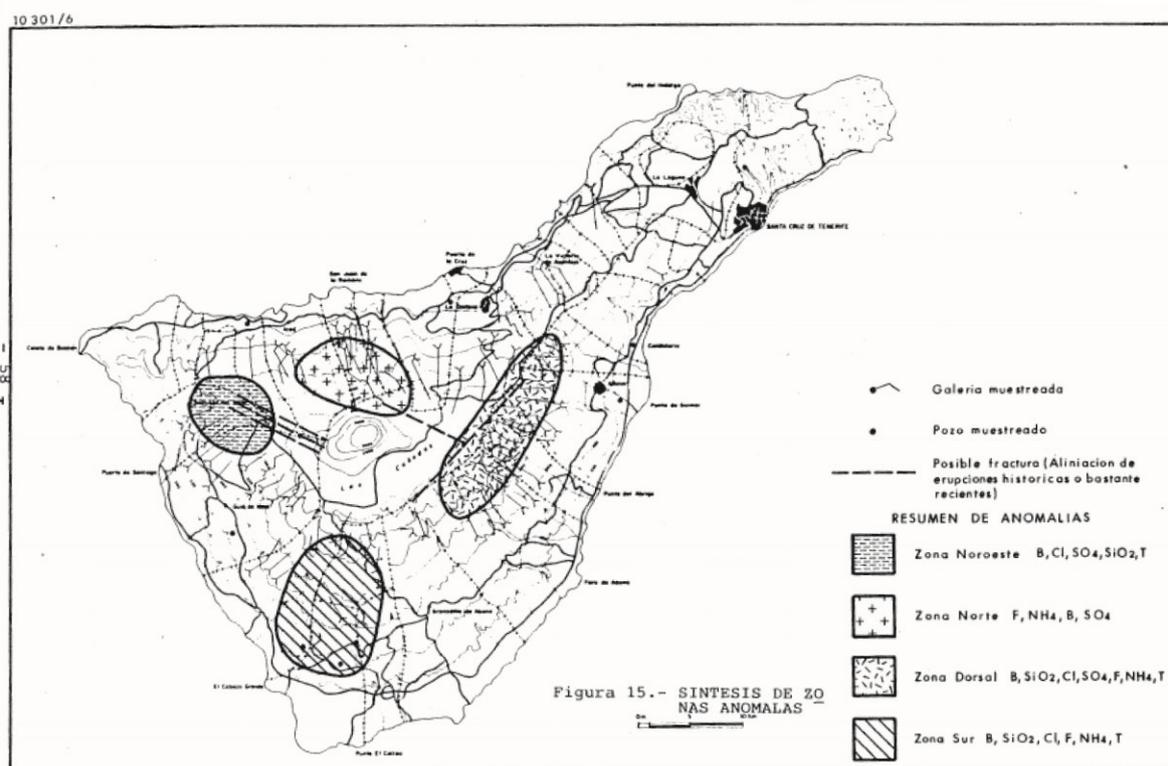


Figura 5.5. Síntesis de zonas anómalas en las aguas subterráneas según el estudio de exploración geotérmica llevado a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España. Extraído de IGME (1983-1993e; en Marrero, 2010)

5.1.2.2. Estudios geofísicos previos

En la isla de Tenerife se han llevado a cabo diversos estudios geofísicos, la mayoría de los cuales tenían por objetivo el estudio de la Caldera de Las Cañadas. Entre ellos encontramos estudios de magnetismo (Blanco, 1997; García et al., 2007; Blanco-Montenegro et al., 2011), gravimetría (Camacho et al., 1991; Camacho et al., 1996; Ablay y Kearey, 2000; Araña et al., 2000; Gottsmann et al., 2008; Camacho et al., 2011), sismología (Pezzo et al., 1997; Canales et al., 2000; Almendros et al., 2000, 2007; Ibáñez et al., 2008; García-Yeguas et al., 2012) y electromagnetismo (Ortiz et al., 1986; Aubert y Kieffer, 1996, 1998; Pous et al., 2002; Coppo et al., 2008a, 2008b, 2010).

Los estudios geofísicos más recientes proporcionan modelos 3-D de Tenerife a partir de datos aeromagnéticos de alta resolución (Blanco-Montenegro et al., 2011) y a partir de la velocidad de las ondas P (García-Yeguas et al., 2012). El primero de ellos muestra una zona altamente magnetizada bajo el flanco norte del complejo Teide-Pico Viejo, sugiriendo la presencia de un denso complejo de diques, mientras que el segundo pone de manifiesto la existencia de un cuerpo con una alta velocidad de ondas P en el centro de la

isla, interpretado por los autores como una evidencia de la presencia de una única fuente volcánica central para la formación del Teide.

En cuanto a los estudios de MT, tan solo cuatro se han llevado a cabo en la isla hasta la fecha, y en ninguno de ellos se invirtieron los datos mediante la utilización de códigos 3-D. El primero de estos estudios confirma la existencia de dos depresiones volcanotectónicas en el interior de la Caldera de Las Cañadas, parcialmente ocupadas por materiales del complejo TPV. En este trabajo se plantea, además, la posibilidad de la existencia de una circulación de fluidos hidrotermales bajo la parte central del sector este de la caldera a profundidades relativamente someras (Ortiz et al., 1986). Adicionalmente, los autores interpretan un nivel conductor detectado a 13 km de profundidad bajo la caldera como la discontinuidad del Moho. En este estudio los modelos de resistividad se obtuvieron mediante la utilización de herramientas 1-D.

El segundo estudio de AMT y MT realizado en la isla identifica dos depresiones en los sectores central y oeste de la caldera, así como una pronunciada inclinación hacia el noreste (Valle de la Orotava) del techo de la principal estructura conductora observada en el sector este de la caldera (Pous et al., 2002). Los autores resaltan la presencia de una marcada anomalía conductora paralela a la actual pared de la caldera, sugiriendo la existencia de un límite estructural de la misma. Por otro lado proponen, basándose en los valores de resistividad, la existencia de límites hidrogeológicos, uno de los cuales separaría las partes este y central de la caldera, coincidiendo con el origen de colapsos superpuestos propuesto por Martí y Gudmundsson (2000). En este estudio los datos se invirtieron utilizando códigos 2-D sin incorporar la topografía en los modelos, mientras que para estudiar el efecto del mar en los datos se utilizó un modelo 3-D simplificado, también sin topografía.

El tercer estudio de MT fue llevado a cabo por Coppo et al. (2008a) y proporcionó una imagen de alta resolución de la distribución de resistividades bajo la caldera hasta una profundidad aproximada de 1500 m. En él, los autores identifican tres depresiones adyacentes que concuerdan con la teoría que postula una sucesión de colapsos verticales como origen de la Caldera de Las Cañadas. En este caso se utilizaron códigos 1-D. La distribución de resistividades obtenida se interpoló para obtener finalmente una imagen 3-D.

El último estudio de MT llevado a cabo en la isla (Coppo et al., 2010) muestra la morfología de una estructura conductora somera localizada en el sector este de la caldera. Dicha estructura es interpretada como una brecha plástica cuando aparece en los flancos, y como de resultado de la alteración hidrotermal cuando se da en el interior de la caldera. De manera similar al estudio anterior, se utilizaron códigos 1-D cuyos resultados se interpolaron para formar perfiles.

Finalmente, cabe destacar que los estudios magnetotelúricos aquí resumidos coinciden en señalar la existencia de una zona de alteración hidrotermal en el ámbito de la Caldera de Las Cañadas. Asimismo, la mayoría de ellos son coherentes con la teoría del origen de la caldera a causa de sucesivos colapsos verticales.

5.2. DATOS MAGNETOTELÚRICOS

Para la realización de este estudio, se ha contado con un total de 233 sondeos de BBMT (10^{-3} - 10^2 s) procedentes de campañas realizadas por diferentes organismos e instituciones entre los años 1987 y 2012 (Figura 5.6):

- Durante los años 1987 y 1991, el IGME realizó dos campañas de adquisición de datos de MT en la isla de Tenerife, registrándose en total 129 sondeos. Estos datos están recogidos en los informes derivados de aquellas campañas y disponibles tan solo en formato papel, por lo que han sido digitalizados para este estudio. Para ello, se copiaron los valores de las curvas de resistividad aparente y fase y se transformaron a formato EDI^{viii}. En este caso, solo disponemos de los valores de resistividad aparente y fase para las anti-diagonales del tensor de impedancias (Z_{xy} , Z_{yx}).
- En octubre de 2009, la empresa australiana Petratherm s.l. llevó a cabo una nueva campaña de MT en la isla, se registraron 81 sondeos.
- En marzo de 2012, la Universitat de Barcelona (UB) adquiere 23 sondeos más.

Algunos de los sondeos adquiridos por el IGME y Petratherm s.l. coinciden espacialmente. Esta coincidencia nos permite validar la fiabilidad de los datos más antiguos, dada la similitud existente entre las curvas de resistividad aparente y fase obtenidas en ambos casos.

^{viii} EDI: Electrical Data Interchange. Formato de datos estándar utilizado en MT.

En este apartado analizaremos tanto los datos adquiridos, como el efecto del mar y la topografía en las respuestas magnetotelúricas.

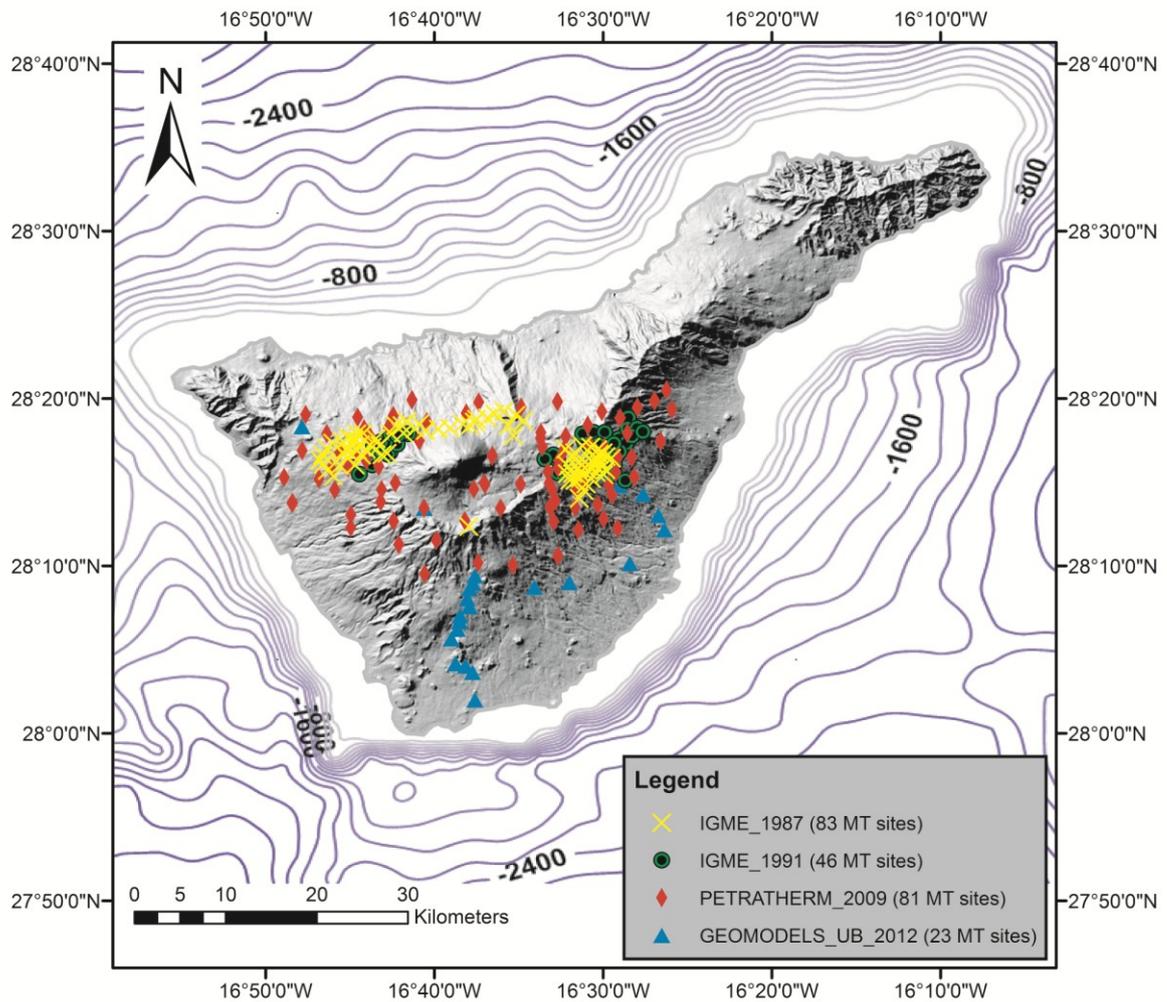


Figura 5.6. Sondeos de MT utilizados en este estudio. La figura muestra tanto la abrupta topografía de la isla, que pasa de 0 m s.n.m en la línea de costa a 3718 m s.n.m en el centro de la isla (Pico del Teide), como la batimetría (líneas continuas, espaciado: 200 m; Piña-Varas et al., 2014).

5.2.1. Análisis de los datos de MT

De los 233 sondeos disponibles se han descartado 12, debido a la mala calidad de los datos, de manera que los análisis se basarán en los 221 restantes. Dado que los datos contienen información diferente (\underline{Z} o sólo sus anti-diagonales) según la época de adquisición, consideraremos dos conjuntos distintos. El primer conjunto, que denominaremos *IGME*, contiene los datos adquiridos entre los años 1987 y 1991, aportando tan solo información de las anti-diagonales del tensor de impedancias.

En el segundo conjunto, denominado *Petra-UB*, situamos los datos adquiridos recientemente, que contienen información de todo el tensor.

Los elementos del tensor de impedancias se determinan, para cada frecuencia, a partir del procesado de los datos. Así, obtenemos entre otros, el determinante del tensor de impedancias ($\det(\underline{Z})$), definido en el apartado 2.3.3), parámetro especialmente interesante a la hora de obtener una primera imagen de las estructuras presentes en el medio.

La figura 5.7 muestra la pseudosección del determinante de las fases en función de la frecuencia para el grupo de datos *Petra-UB*. En el caso de los datos adquiridos por el IGME no será posible calcular el $\det(\underline{Z})$, ya que tan solo disponemos de las componentes anti-diagonales del tensor de impedancias (Z_{xy} , Z_{yx}). La pseudosección ha sido calculada teniendo en cuenta todos los sondeos recientes, proyectados en un perfil de dirección N80E que cruza transversalmente la isla (ver figura 5.11b para su localización). El determinante del tensor de impedancias es uno de los denominados “invariantes rotacionales” (apartado 2.3.3), por lo que la dirección del perfil no influirá en el resultado representado.

Las fases altas, valores superiores a los 45° , están representadas con colores cálidos (verde claro-rojo) e indicarían la presencia de materiales conductores, mientras que las fases bajas, valores inferiores a los 45° , aparecen en tonos fríos (morado-verde oscuro) mostrando la presencia de materiales resistentes. Es importante tener en cuenta que las imágenes de la figura 5.7 no hacen referencia a la profundidad, sino que representan distancia horizontal frente a frecuencia, hecho que puede distorsionar ligeramente la distribución de las estructuras geoelectricas. Aun así, el $\det(\underline{Z})$ proporciona una buena imagen inicial de las estructuras presentes en el medio. Adicionalmente, al representar el determinante de las fases evitamos los efectos de distorsión galvánica, en caso de que los datos analizados estén distorsionados.

Destacan en esta pseudosección la presencia de una zona conductora ocupando la mayor parte de la imagen, seguida de una zona resistiva más profunda. Estas estructuras geoelectricas son comunes a todos los sondeos, a diferencia de la zona conductora profunda que parece ser detectada solo por algunos sondeos.

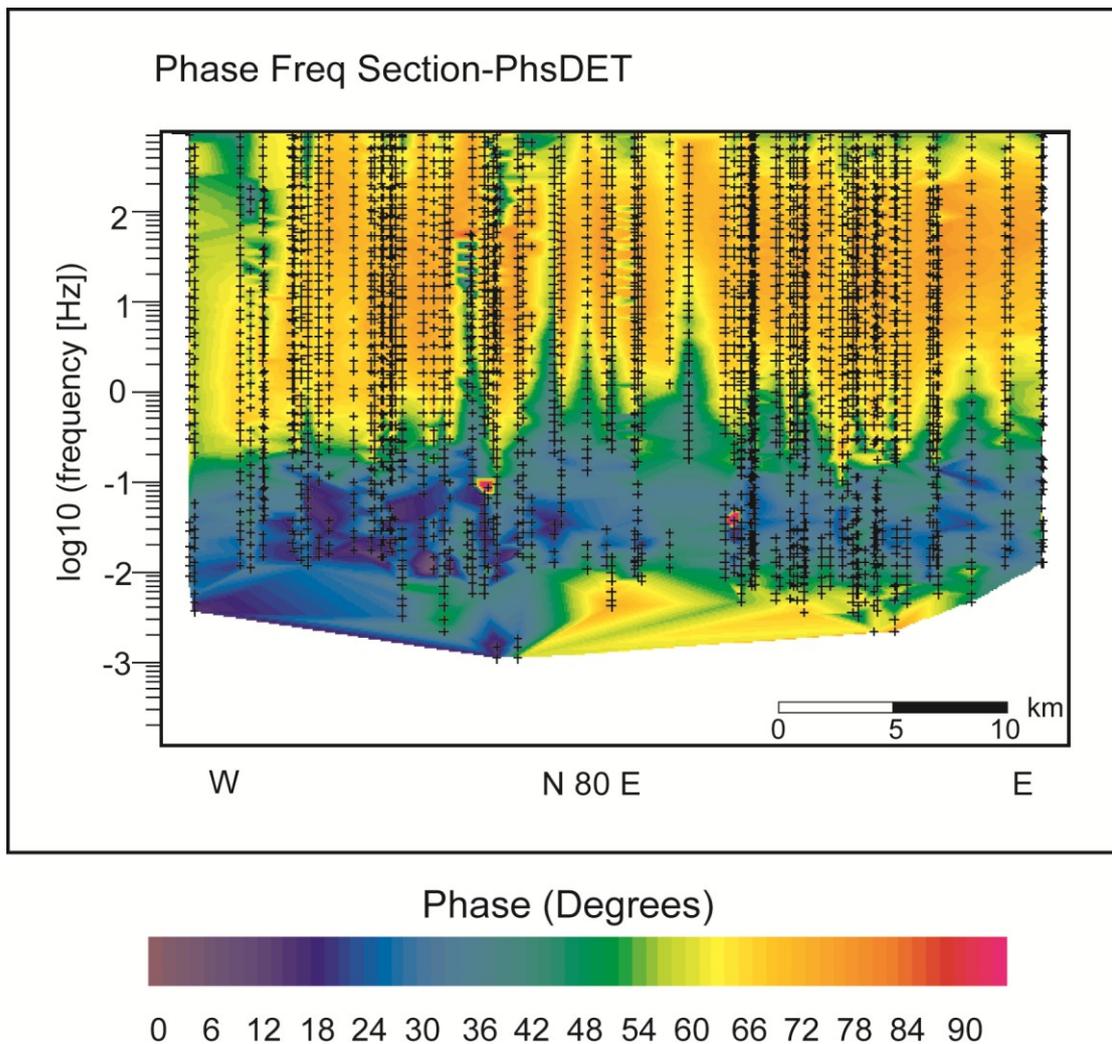


Figura 5.7. Pseudosección del determinante de las fases para el grupo de datos *Petra-UB*. Las cruces negras indican las frecuencias en las que hay datos para cada sondeo (Ver figura 5.11b para la localización del perfil).

Para entender mejor la distribución espacial de estas unidades geoelectricas, representamos este mismo parámetro, el determinante de las fases, en secciones horizontales correspondientes a diferentes frecuencias. Adicionalmente, se han añadido los vectores de inducción en aquellos sondeos en los que se dispone de este dato, los 81 sondeos adquiridos por Petratherm s.l en la campaña de 2009. Los vectores están representados en la figura 5.8 según el criterio de Parkinson, de manera que las flechas apuntarían hacia materiales más conductores.

Al igual que en el caso de la pseudosección, llama la atención la unidad conductora (fases altas, mayores de 45°) que ocupa gran parte de los mapas para frecuencias entre 100 y 1 Hz. De su morfología, destaca la disposición en forma de anillo, ya que el centro de este conductor está ocupado por una zona más resistiva de tamaño variable según la frecuencia. A frecuencias inferiores a 1 Hz esta unidad conductora parece disiparse,

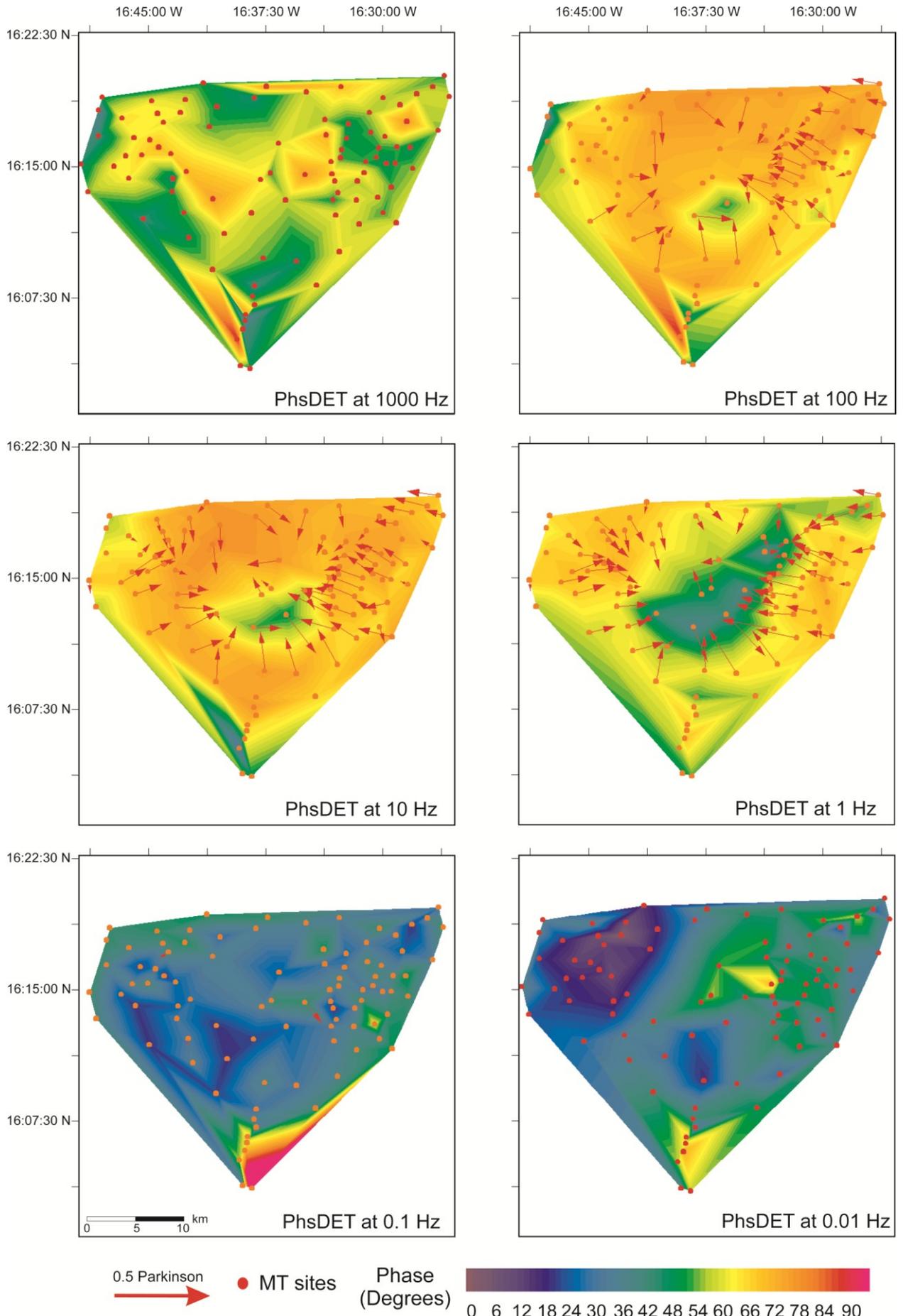
apareciendo cuerpos resistivos en la zona NO y SO del área de estudio. Además, los vectores de inducción representados muestran un comportamiento coherente con el observado para el determinante de las fases, pudiéndose deducir la forma de anillo del material conductor.

Por lo tanto, según la información aportada por el determinante de las fases, la tendencia general que cabrá esperar en los modelos de resistividades será una alternancia de unidades resistivas y conductoras, donde es presumible que destaque una unidad conductora caracterizada por presentar una disposición en planta en forma de anillo. Adicionalmente, estos mapas nos dan una primera idea de la dimensionalidad de las estructuras, que analizaremos en detalle más adelante, indicando en este caso un comportamiento predominantemente tridimensional.

Tal y como comentábamos, las representaciones del $\det(\underline{Z})$ (pseudosecciones y mapas) vienen dadas en función de la frecuencia, no haciendo referencia alguna a la profundidad. Para obtener una idea aproximada de la profundidad de investigación de cada sondeo utilizaremos la estimación de Bostick, ya definida en la sección 2.1. Dado que la profundidad de investigación depende directamente del periodo pero también de la resistividad del medio, y teniendo en cuenta que el $\det(\underline{Z})$ muestra una estructura conductora de gran espesor en todos los sondeos, la profundidad máxima de investigación se verá reducida, tanto más cuanto mayor sea el espesor de este conductor. La figura 5.9 muestra la profundidad de investigación para las componentes anti-diagonales del tensor de impedancias y para los dos grupos de datos considerados (*IGME* y *Petra-UB*).

Las profundidades máximas de investigación son similares para las dos componentes analizadas (Z_{xy} , Z_{yx}), del orden de decenas de km para frecuencias superiores a los 0.01 Hz. Comparando los datos más recientes (*Petra-UB*) con los más antiguos (*IGME*) tampoco se observan grandes diferencias, más allá de las propias relacionadas con la reducción del número de frecuencias disponibles para los sondeos más antiguos (*IGME*).

Figura 5.8 (pag. siguiente). Mapas del determinante de las fases para diferentes frecuencias calculados a partir de los datos del grupo *Petra-UB*. Los círculos rojos indican la posición de los sondeos. Las flechas representan los vectores de inducción para los sondeos adquiridos por Petratherm s.l (2009) según el criterio de Parkinson, por lo que apuntan hacia las zonas más conductoras.



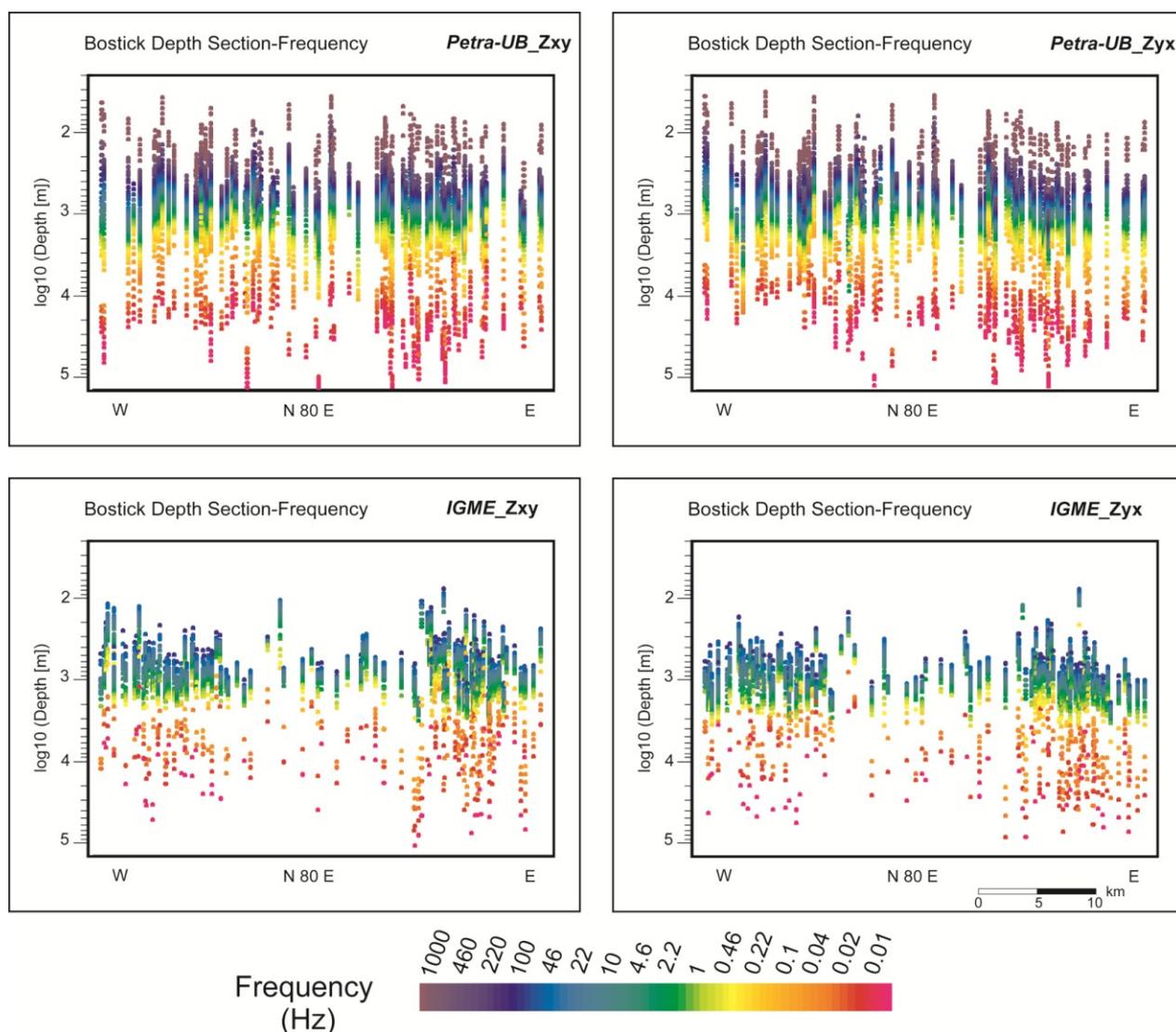


Figura 5.9. Profundidad de investigación según la aproximación de Bostick para todos los sondeos: parte superior grupo *Petra-UB*, parte inferior grupo *IGME*. Los círculos indican las profundidades para cada frecuencia concreta, que vienen dadas a su vez por los diferentes colores. En la columna de la izquierda están representadas las profundidades para la componente Z_{xy} , en la de la derecha las de Z_{yx} .

5.2.1.1. Análisis de la dimensionalidad

Con el fin de determinar la dimensionalidad geoelectrica de las estructuras presentes en el medio, llevamos a cabo un análisis del tensor de impedancias. Dicho análisis se ha realizado utilizando el mismo código y siguiendo los mismos criterios que en el caso del estudio del Anticlinal de El Hito (capítulo 4).

Al igual que en el caso del $\det(\underline{Z})$, utilizaremos para este análisis los datos pertenecientes al grupo *Petra-UB*, por ser los únicos que cuentan con las cuatro componentes del tensor de impedancias (Z_{xx} , Z_{yy} , Z_{xy} , Z_{yx}). La figura 5.10 muestra el resultado del análisis de

dimensionalidad para cinco bandas de periodo. Se han considerado cuatro casos generales de dimensionalidad: indeterminado, 1-D, 2-D y 3-D (Figura 4.8, sección 4.2.2).

Los resultados mostrados en la figura 5.10 indican un comportamiento claramente tridimensional. Para periodos pequeños muchos datos presentan una dimensionalidad 2-D, pero a medida que éste aumenta lo hace también la dimensionalidad de las estructuras, siendo predominantemente 3-D a partir de los 0.1 s.

Por lo tanto, el análisis de dimensionalidad muestra la necesidad de utilizar códigos de inversión 3-D, aunque los trabajos realizados con anterioridad en la isla se basasen en la utilización de códigos 1-D y 2-D (Pous et al., 2002; Coppo et al., 2008; 2010).

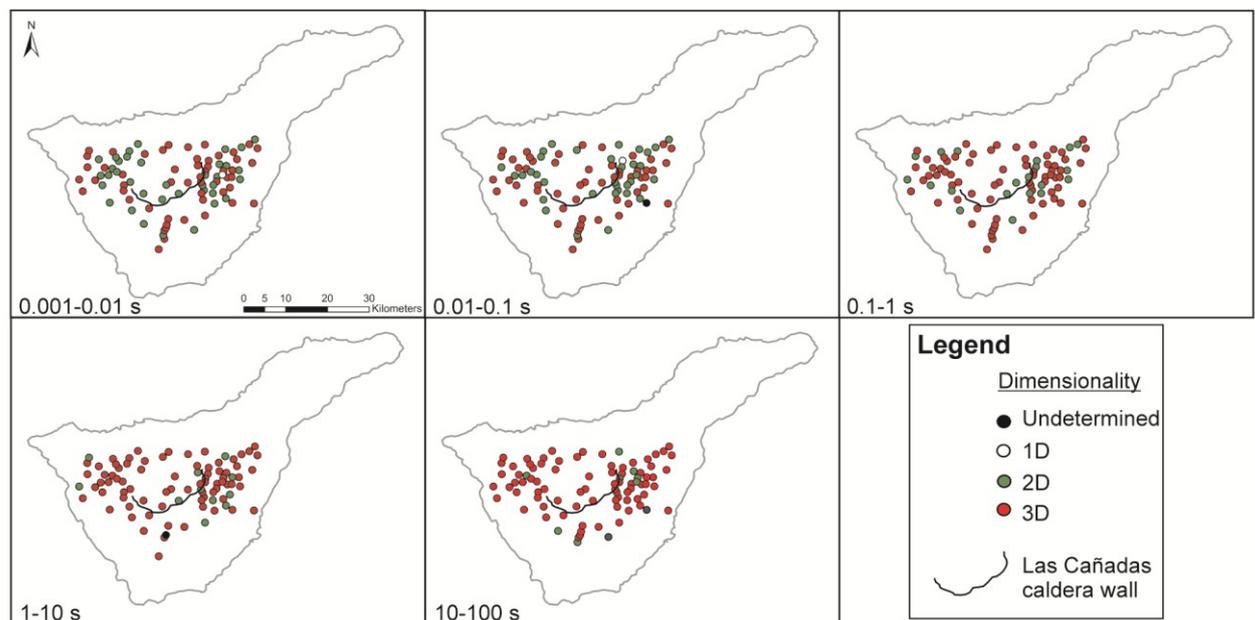


Figura 5.10. Mapas de dimensionalidad para cinco bandas de periodo diferentes. El análisis fue realizado utilizando el código WALDIM (Martí et al., 2009; extraído de Piña-Varas et al., 2014).

5.2.1.2. Distorsiones: efecto del mar y de la topografía sobre las respuestas magnetotelúricas

La isla de Tenerife se caracteriza por su escarpada topografía, que va desde los 3718 m s.n.m en el centro de la isla (pico de El Teide) hasta los -3600 m s.n.m en un radio de 40 km desde la línea de costa. Estos dos factores, la escarpada topografía y el mar circundante, pueden afectar a las respuestas magnetotelúricas.

Para determinar el alcance de estas distorsiones, se ha creado un modelo conceptual tridimensional de la isla (Figura 5.11a) en base a información geológica y geofísica previa. En la obtención de este modelo, han jugado un papel especialmente importante el modelo conceptual genérico de un sistema geotérmico de alta temperatura (Cumming 2009; Pellerin 1996; Figuras 3.7 y 5.24a) y los modelo 1-D obtenidos de los datos de MT.

En general, podría simplificarse la estructura eléctrica de la isla en un modelo de cuatro capas, cuya morfología discurre paralela a la topografía (Figura 5.11a). La capa más superficial, con un espesor de 1000 m y una resistividad de 1000 Ωm , correspondería a los materiales basálticos del CTPV y de las erupciones fisurales efusivas. La segunda capa, de 1000 m de espesor y con un comportamiento muy conductor (5 Ωm), representaría el *clay cap* resultante de la alteración hidrotermal. La tercera capa, formada por los materiales del Edificio Cañadas, estaría relacionada con la zona de circulación de los fluidos hidrotermales, presentando una resistividad de 200 Ωm y unos 3000 m de espesor. Finalmente, la cuarta y última capa que presenta un valor de resistividad de 3000 Ωm y se extiende hasta el final del modelo, correspondería a las Series Basálticas Antiguas.

Este modelo conceptual 3-D cubre un área total de 193 x 175 km, abarcando toda la isla de Tenerife y parte del mar circundante. El área está discretizada en una malla de 77 x 53 celdas horizontales y 133 verticales (x13 capas de aire), donde el tamaño de las celdas aumenta a medida que nos alejamos del centro del modelo. De manera similar, el espaciado vertical aumenta con la profundidad. La topografía introducida en el modelo ha sido tomada del modelo digital de elevación extraído del SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), mientras que la batimetría procede de los mapas batimétricos estándar (ETOPO1). El mar se ha introducido en el modelo como un elemento fijo de resistividad constante (0.33 Ωm).

La figura 5.11c muestra, a modo de ejemplo, las curvas de resistividad aparente registradas en los sondeos TEN030a, TEN060a y TEN074a (Figura 5.11b) y las curvas sintéticas obtenidas a partir del modelo conceptual en esos mismos puntos (líneas continuas). Esta comparación permite apreciar el ajuste entre ambos tipos de datos, probando por lo tanto, la validez del modelo conceptual.

Para determinar el efecto de la topografía y del mar sobre los datos de MT se realizaron una serie de modificaciones sobre el modelo conceptual, obteniéndose dos nuevos modelos, así como las respuestas magnetotelélicas sintéticas correspondientes.

Así, contamos finalmente con tres modelos diferentes denominados *sea*, *land* y *1-D* (Figura 5.12).

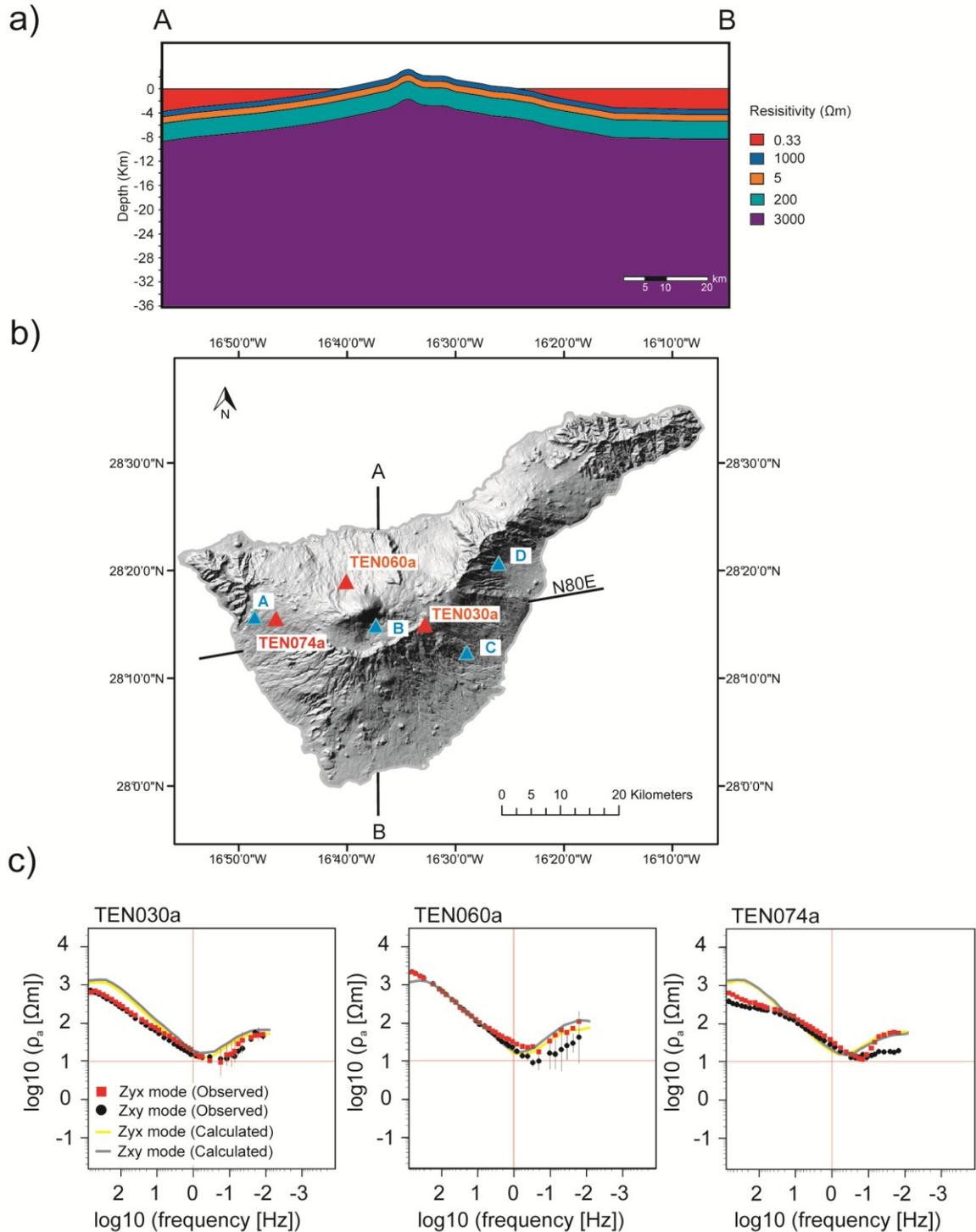


Figura 5.11. a) Sección vertical del modelo conceptual 3-D de la isla de Tenerife. El modelo incluye la topografía y el mar. **b)** Sondeos de MT utilizados para determinar el efecto de la topografía (sondeos D y B) y del mar (sondeos A, B y C). **c)** Comparación de las curvas de resistividad aparente de los datos observados en campo y los calculados a partir del modelo conceptual para los sondeos TEN030a, TEN060a y TEN074a (Piña-Varas et al., 2014).

El modelo *sea* es exactamente igual al modelo conceptual anteriormente descrito, incluyendo el mar y la topografía, mientras que en el modelo *land* se ha sustituido el mar ($0.33 \Omega\text{m}$) por un medio de resistividad igual a la primera capa del modelo conceptual, $1000 \Omega\text{m}$. Finalmente, el modelo *I-D* está formado por las mismas capas, mismo espesor y resistividad, que el modelo conceptual pero sin el mar ni la topografía.

De entre los sondeos de MT disponibles, seleccionamos dos para el estudio de efecto de la topografía, sondeos D y B, y tres para el caso del efecto del mar, sondeos A, B y C (Figura 5.11b). Los sondeos D y B están localizados en área de topografía muy diferente, muy escarpada para en el caso del sondeo D y prácticamente llana para el sondeo B. Por su parte los sondeos A, B, C se sitúan a diferentes distancias de la línea de costa.

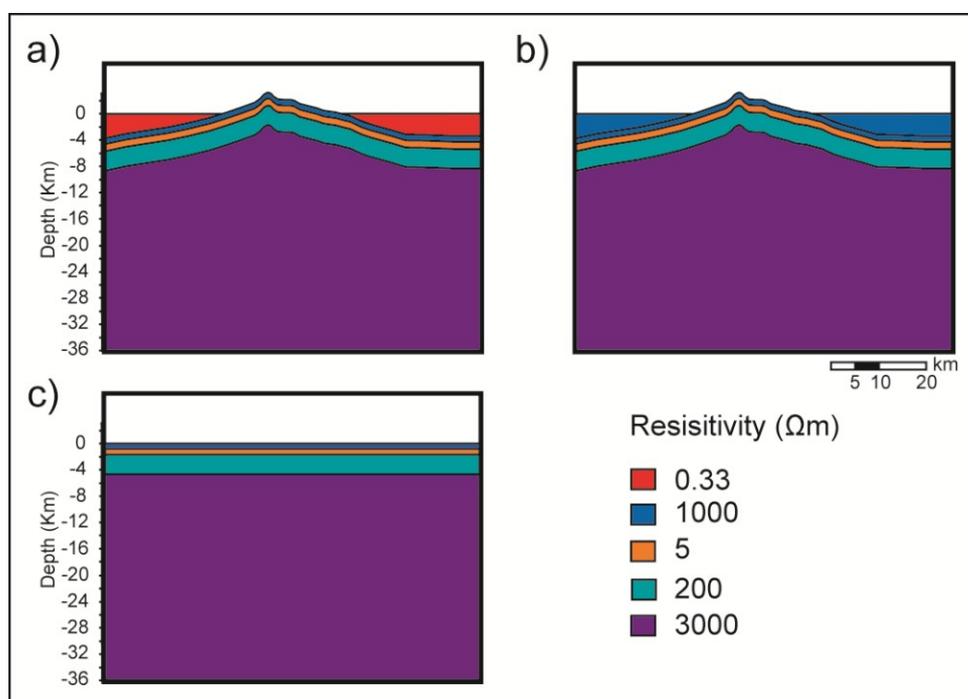


Figura 5.12. Secciones verticales de los modelos utilizados para determinar el efecto del mar y la topografía en los datos de MT. **a)** Modelo *sea*, modelo conceptual con mar y topografía. **b)** Modelo *land*, modelo conceptual en el que el mar ha sido sustituido por una capa de $1000 \Omega\text{m}$. **c)** Modelo *I-D*, medio estratificado con las mismas capas (espesor y resistividad) que el modelo conceptual pero sin mar ni topografía.

La figura 5.13 compara las respuestas de los modelos *land* y *I-D*, aportando información sobre el efecto de la topografía. En la parte superior de la figura (figura 5.13a), se comparan las curvas de resistividad aparente calculadas en los sondeos B y D para ambos modelos, mientras que en la parte inferior (figura 5.13b) se muestran la diferencia de las pseudosecciones de las fases, obtenidas según un perfil N80E que incluye todo los sondeos.

Los resultados indican que la respuesta del modelo *land* presenta resistividades mayores que las proporcionadas por el modelo *1-D* para frecuencias inferiores a 0.6 Hz, así como una mayor diferencia entre las componentes XY e YX en el sondeo situado en la zona de topografía escarpada (sondeo D). En el caso del sondeo B, situado en la Caldera de Las Cañadas, la diferencia entre los modelos *land* y *1-D* es menor, y la diferencia entre las componentes XY e YX es casi inexistente.

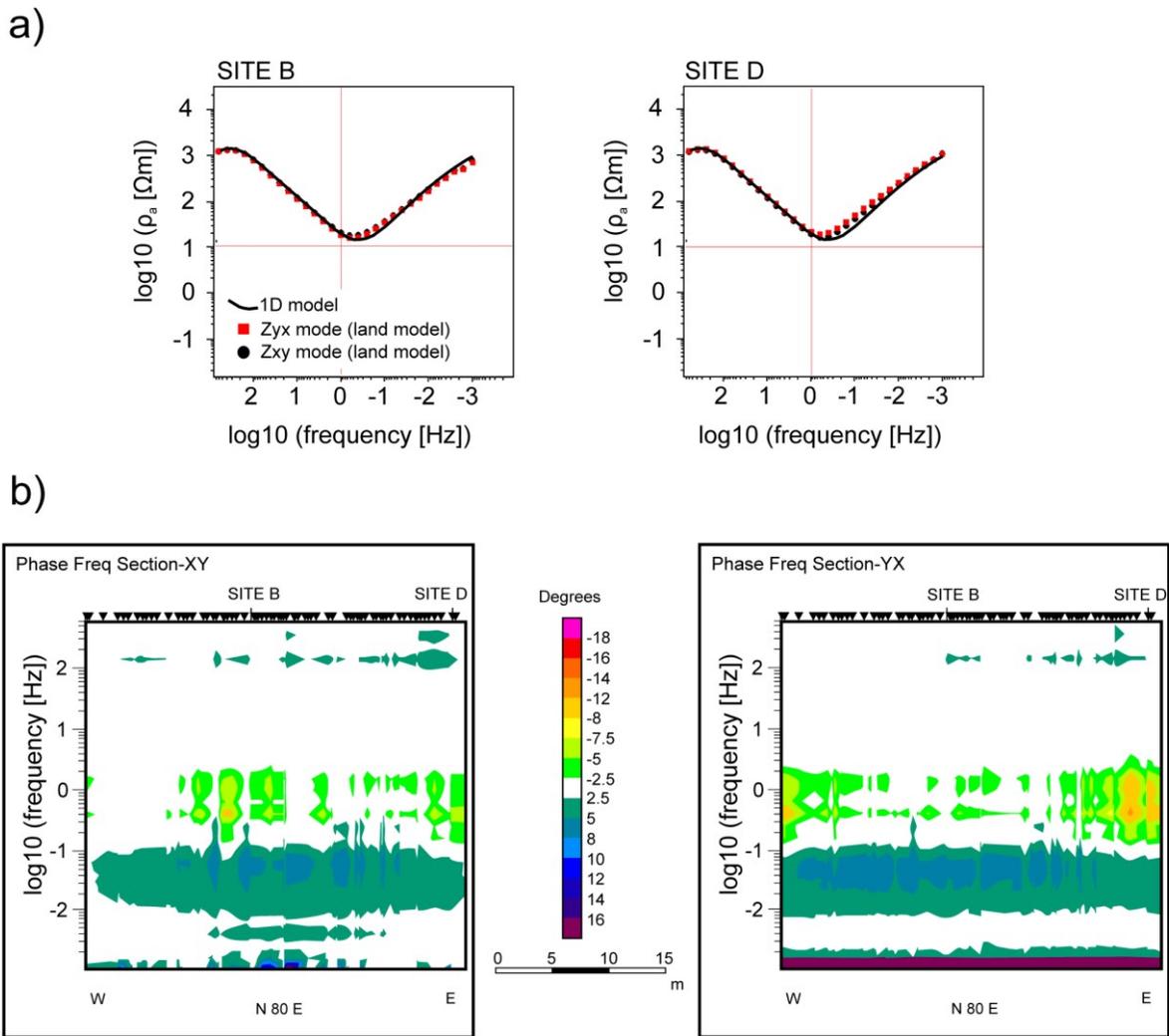


Figura 5.13. a) Resistividad aparente obtenida en los sondeos D y B para los modelos *land* y *1-D*. b) Diferencia de las pseudosecciones de las fases de los modelos *land* y *1-D* (situación del perfil en figura 5.11b; Piña-Varas et al., 2014).

Por otro lado, la comparación de las respuestas de los modelos *sea* y *land* proporciona información sobre el efecto conjunto de la topografía y del mar (Figura 5.14). En el caso de las resistividades aparentes (Figura 5.14a), los resultados muestran importantes diferencias entre las respuestas de estos dos modelos para frecuencias inferiores a 1 Hz.

Esta diferencia es debida a la presencia de un mar conductor ($0.33 \Omega\text{m}$) en el modelo *sea* y es mucho más acusada en el sondeo A, localizado tan solo a 3 km de la costa (ver figura 5.11b para su localización). Para los sondeos más alejados de la costa, sondeos B y C, el efecto del mar es apreciable a frecuencias inferiores a 0.1 Hz.

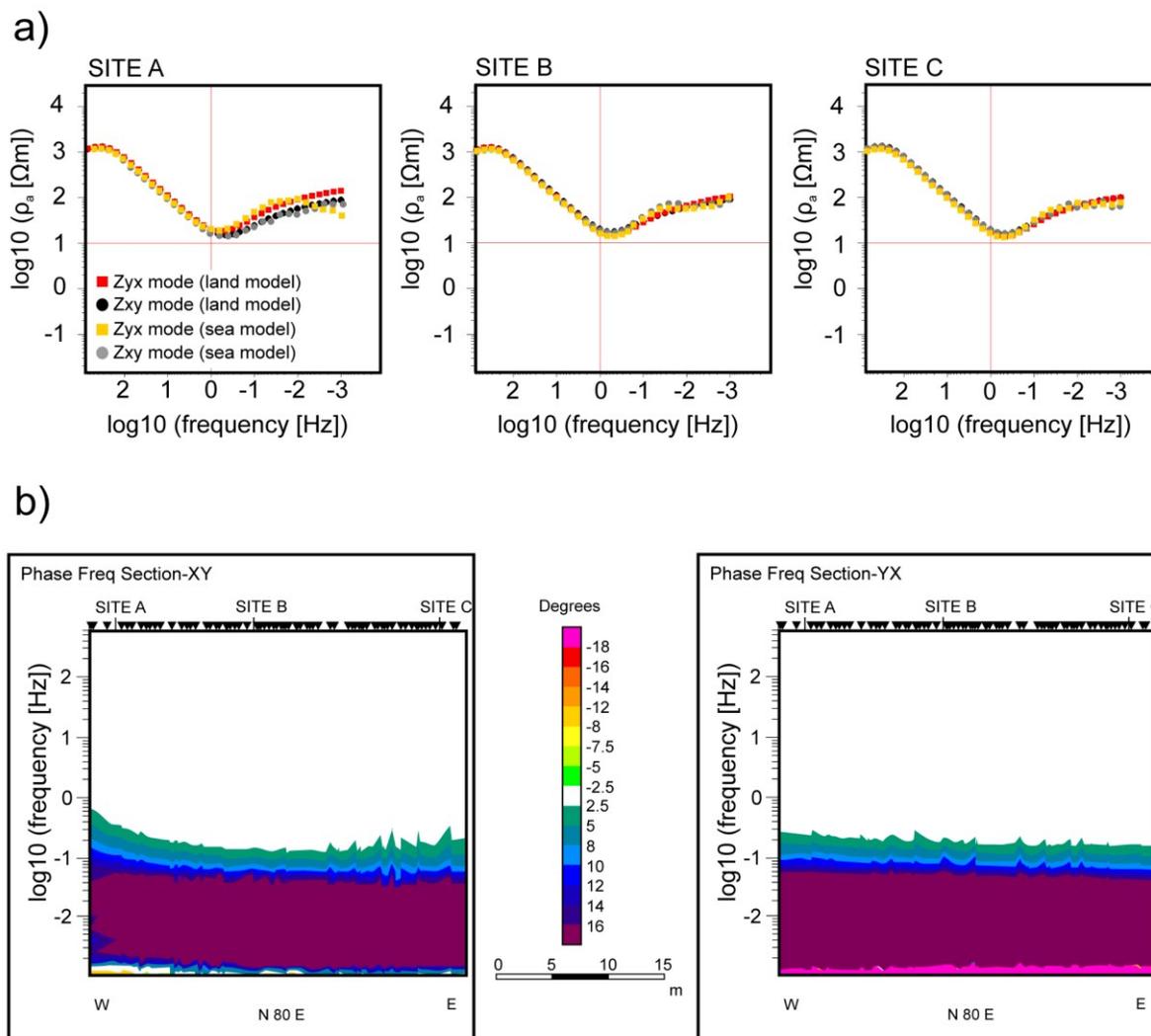


Figura 5.14 a) Resistividad aparente obtenida en los sondeos A, B y C para los modelos *land* y *Sea*. **b)** Diferencia de las pseudosecciones de las fases de los modelos *land* y *Sea* (situación del perfil en figura 5.11b; Piña-Varas et al., 2014).

Para el caso de las fases, representamos la diferencia de la respuesta de los modelos *land* y *sea* en forma de pseudosección según un perfil N80E incluyendo todas las estaciones. Considerando una diferencia de fases entre las respuestas de ambos modelos superior a 2.5 grados, se observa como el efecto del mar es apreciable en aquellos sondeos localizados cerca de la costa a partir de 0.6 Hz, en el modo XY, y de 0.2 Hz en el modo YX.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos de estas pruebas sintéticas, podemos asumir que las respuestas magnetotéluricas en Tenerife estarán fuertemente distorsionadas por el efecto del mar y de la topografía a frecuencias inferiores a 0.1 Hz. Esta distorsión no supondrá mayor problema siempre y cuando la inversión de los datos se realice con códigos 3-D y el modelo incluya tanto el mar como la topografía. Este es el caso del modelo realizado en esta tesis, no obstante, la calidad de los datos decrece a frecuencias inferiores a 0.1 Hz, por lo que estos datos no serán tenidos en cuenta durante el proceso de inversión 3-D.

Para finalizar el análisis de los datos, volvemos brevemente a la profundidad máxima de investigación examinada al inicio de esta sección (Figura 5.9), teniendo ahora en cuenta que solo se invertirán las frecuencias superiores a 0.1 Hz. La figura 5.15 muestra los resultados, indicando profundidades máximas de entre 5 y 3 km según el grupo de datos.

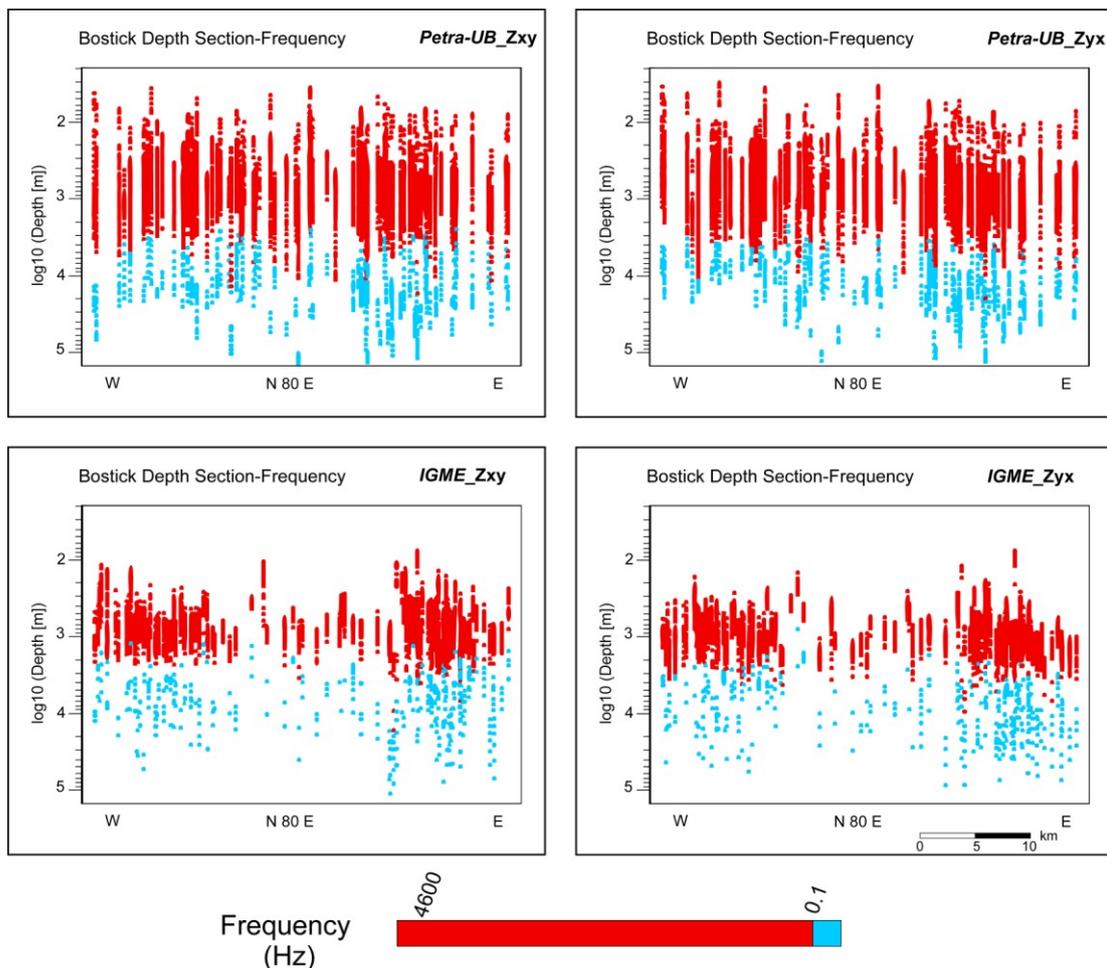


Figura 5.15. Profundidad de investigación según la aproximación de Bostick para todos los sondeos: parte superior grupo *Petra-UB*, parte inferior grupo *IGME*. Los círculos indican las profundidades para cada frecuencia, que vienen dadas a su vez por los diferentes colores: rojo para frecuencias superiores a 0.1 Hz y azul para las inferiores. En la columna de la izquierda están representadas las profundidades para la componente Z_{xy} , en la de la derecha las de Z_{yx} .

5.3. INVERSIÓN 3-D

A la vista de los resultados obtenidos en el análisis de los datos, se utilizara un código de inversión 3-D (ModEM, Egbert y Kelbert, 2012) para la obtención del modelo de resistividades. Se han invertido en total 148 de los 233 sondeos disponibles, descartándose 83. Esta reducción en el número de sondeos utilizados responde a una doble causa, agilizar el proceso de inversión y prescindir de aquellos sondeos próximos entre sí, que pudieran presentar por lo tanto, el mismo comportamiento regional. El modelo ha sido discretizado en una malla de 94 x 65 celdas horizontales y 133 verticales, invirtiéndose las componentes anti-diagonales (Z_{xy} , Z_{yx}) del tensor de impedancias para 25 periodos equiespaciados comprendidos en el rango de frecuencias que va de 1000 a 0.1 Hz. Como en el caso del modelo conceptual, la topografía procede del modelo digital del terreno y el mar ha sido modelado con una resistividad constante de 0.33 Ωm .

En cuanto a las componentes del tensor de impedancias utilizadas para la inversión, cabe señalar que nos encontramos ante un caso particular. Por un lado, tal y como se deduce del análisis de dimensionalidad realizado, los datos presentan una dimensionalidad predominante 3-D, lo que implica que todas las componentes del tensor de impedancias tiene un valor propio. Mientras que por otro lado, parte de los datos tratados, todos aquellos procedentes de las campañas realizadas por el IGME, carecen de las componentes diagonales del tensor. Así, nos vemos obligados a invertir solo las componentes anti-diagonales (Z_{xy} , Z_{yx}) del tensor de impedancias, pudiéndose entender esto como una pérdida de información al tratarse de un medio 3-D. Para aclarar este hecho, se han realizado dos inversiones con datos procedentes de un modelo sintético: 1) inversión de las cuatro componentes del tensor de impedancias (diagonales y anti-diagonales), y 2) inversión de las componentes anti-diagonales del tensor. Los resultados están recogidos en la figura 5.16, de donde se deduce que la pérdida de información es mínima ya que los resultados son prácticamente idénticos.

El modelo inicial se obtuvo a partir de la inversión comercial 3-D de 81 sondeos (campaña de 2009) realizada con el código descrito por Mackie y Madden (1993), que posteriormente fue desarrollado e implementado por Geosystem®. Paralelamente se realizó una inversión partiendo de un modelo homogéneo de 100 Ωm , obteniéndose resultados coherentes entre sí. Aún así y de manera similar a lo ocurrido con la inversión de datos 2-D (caracterización del anticlinal de El Hito, capítulo 4), el resultado obtenido

utilizando un modelo inicial que incluye información previa se ajusta más a la realidad geológica (Figura 5.17).

Durante el proceso de inversión se impuso un *error floor* del 5% al tensor de impedancias, el RMS final es de 2.3. La figura 5.18 muestra el ajuste del modelo mediante la comparación, en forma de pseudosecciones, de las resistividades aparentes y las fases de los datos observados y la respuesta del modelo. Los ajustes, en forma de curvas de resistividad aparente y fases, de cada uno de los 148 sondeos invertidos están recogidos en el CD adjunto a esta memoria.

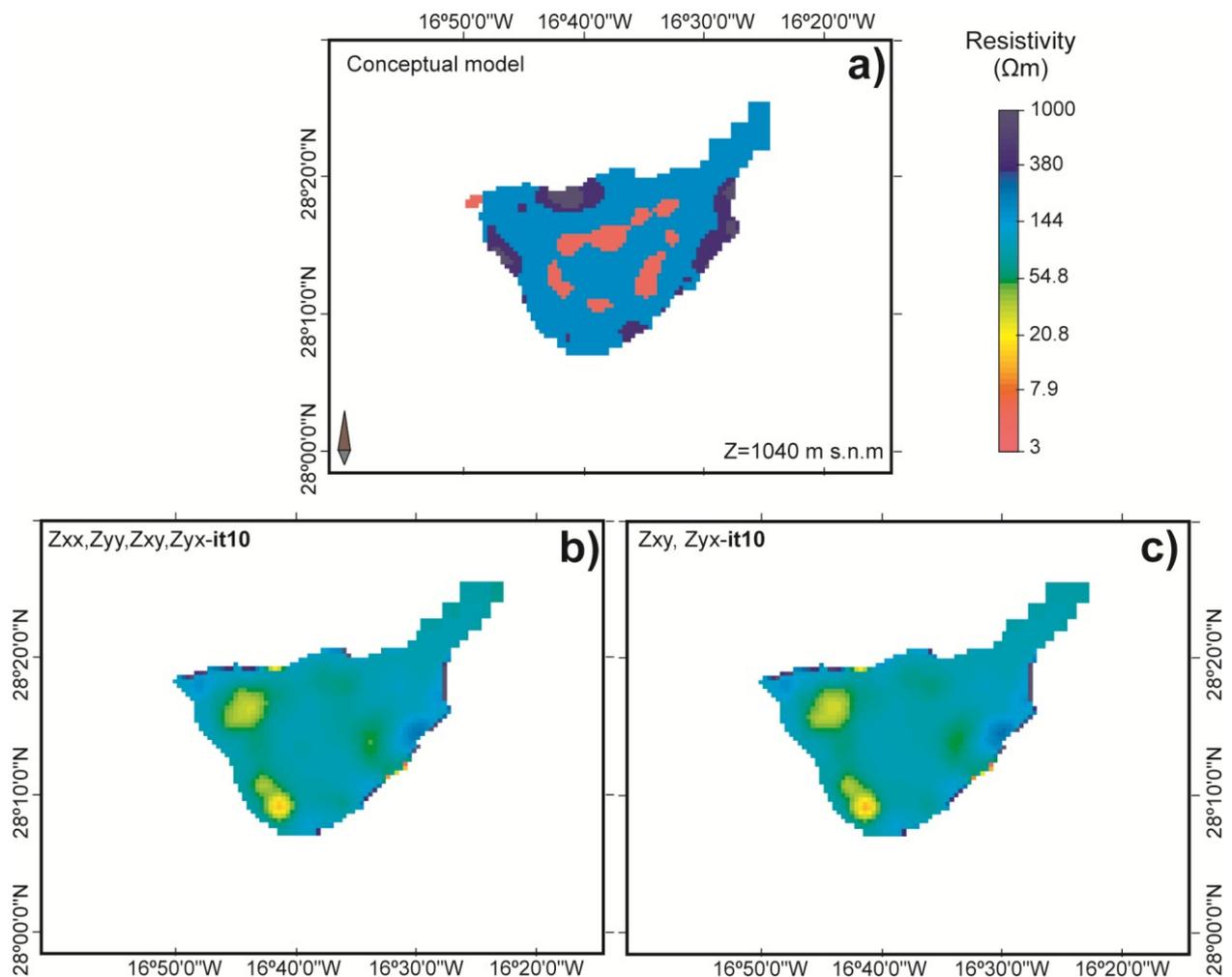


Figura 5.16. a) Modelo conceptual del que proceden los datos sintéticos invertidos. b) Resultado de la inversión (iteración nº 10) de las componentes diagonales y anti-diagonales de Z (Z_{xx} , Z_{yy} , Z_{xy} , Z_{yx}). c) Resultado de la inversión (iteración nº 10) de las componentes anti-diagonales de Z (Z_{xy} , Z_{yx}).

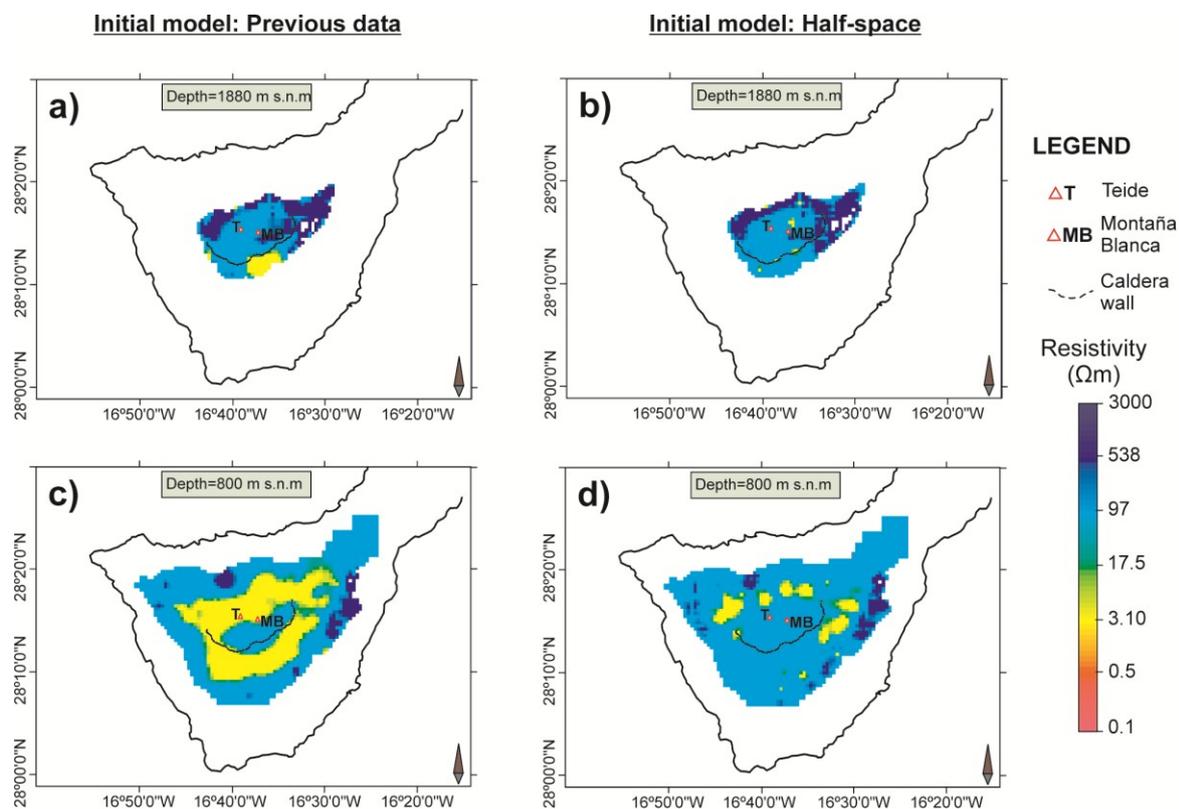


Figura 5.17. Comparación de los resultados obtenidos utilizando diferentes modelos iniciales para la inversión: modelo que incluye información previa (columna de la izquierda), modelo homogéneo (columna de la derecha). Los resultados del modelo obtenido desde un medio homogéneo corresponden a la iteración nº 38.

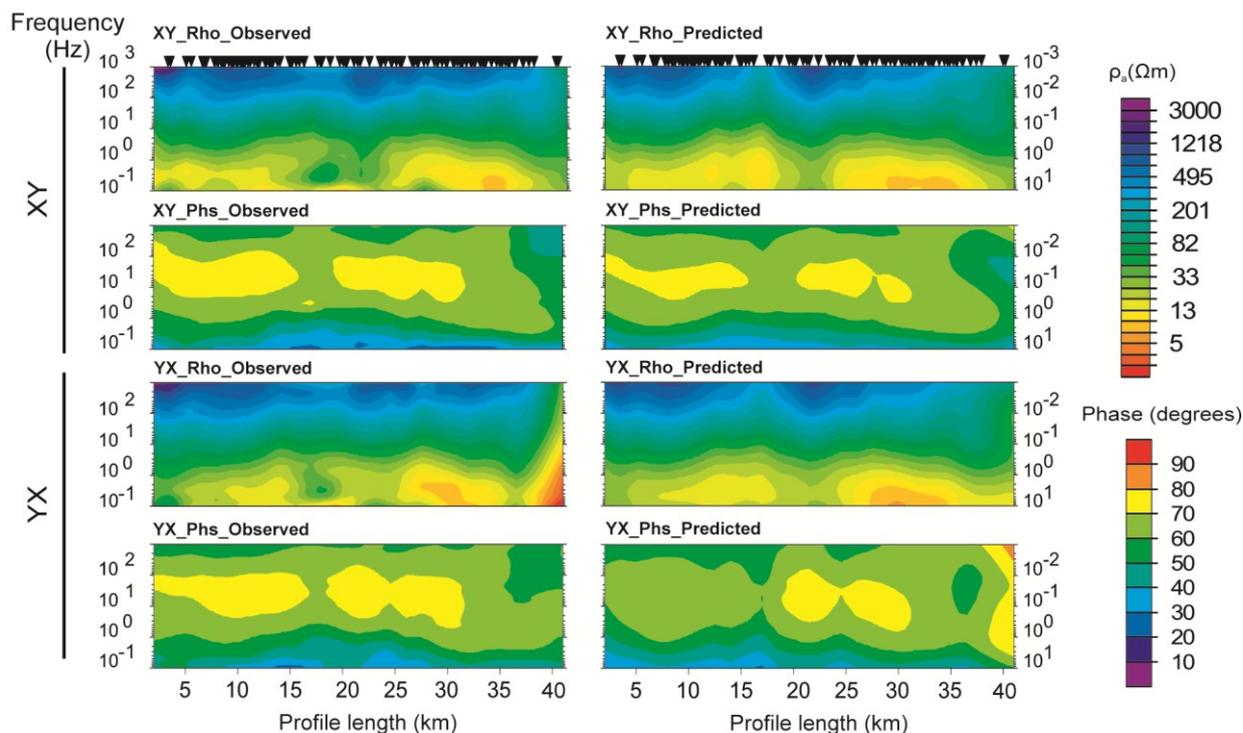


Figura 5.18. Ajuste del modelo. Comparación de las resistividades aparentes y fases de los datos observados y la respuesta del modelo final. Las pseudosecciones han sido calculadas según el perfil N80E (ver figura 5.11b para su ubicación; Piña-Varas et al., 2014).

5.3.1. Modelo final

El modelo 3-D final está representado en las figuras 5.19, 5.20 y 5.21. La figura 5.19 muestra ocho cortes horizontales correspondientes a diferentes profundidades. La característica más resaltable de esta figura es la zona de baja resistividad, menos de 10 Ωm , situada en la zona central de la isla. El trazado actual de la pared de la Caldera de Las Cañadas es paralelo a este cuerpo conductor hasta una profundidad de unos 300 m s.n.m, lo que sugeriría la presencia de un límite estructural asociado a la caldera.

Otro aspecto llamativo de este conductor central es su forma de anillo, ya que presenta una discontinuidad en la parte central ocupada por un material de resistividad moderada, con valores similares a los del área que rodea al conductor, 20-100 Ωm . Este comportamiento ya fue observado en el análisis de los datos, más concretamente en la representación en planta del determinante de las fases (apartado 5.2.1). Más allá de los 300 m s.n.m, el cuerpo conductor aún conserva su forma de anillo pero presenta una abertura en la zona NE, coincidiendo con la trayectoria de la Dorsal Noroeste (Figura 5.2). Finalmente, este cuerpo conductor empieza a desaparecer por debajo de los 2400 m b.n.m.

La figura 5.20 muestra dos secciones verticales extraídas del modelo 3-D, una en dirección NS, figura 5.20b, y otra en dirección EO, figura 5.20c. De manera similar a lo observado en los cortes horizontales, se observa un cuerpo conductor muy bien delimitado y semi-continuo (denominado L en las figuras 5.20 y 5.21), ya que presenta interrupciones en su trazado que coincidirían con la discontinuidad central anteriormente mencionada. Llama la atención la morfología de este conductor, pues discurre paralelo a la topografía, así como el hecho de que su espesor aumenta a medida que nos alejamos del centro de la isla. En esta figura se distinguen además otras tres estructuras en base a su resistividad: 1) una zona de resistividad baja-media (20-100 Ωm , denominada LM en las figuras 5.20 y 5.21) que rodea al cuerpo conductor; 2) una zona de resistividades altas en la parte más superficial del modelo (>500 Ωm , denominada H en las figuras 5.20 y 5.21) y 3) en la parte más profunda de la sección EO, aparece una estructura caracterizada por una resistividad media-alta (100-500 Ωm , denominada MH en las figuras 5.20 y 5.21).

En último lugar, la figura 5.21 muestra una imagen tridimensional del modelo, pudiéndose apreciar tanto la escarpada topografía de la isla, como las mismas estructuras geoelectricas descritas a partir de los cortes horizontales y de las secciones verticales.

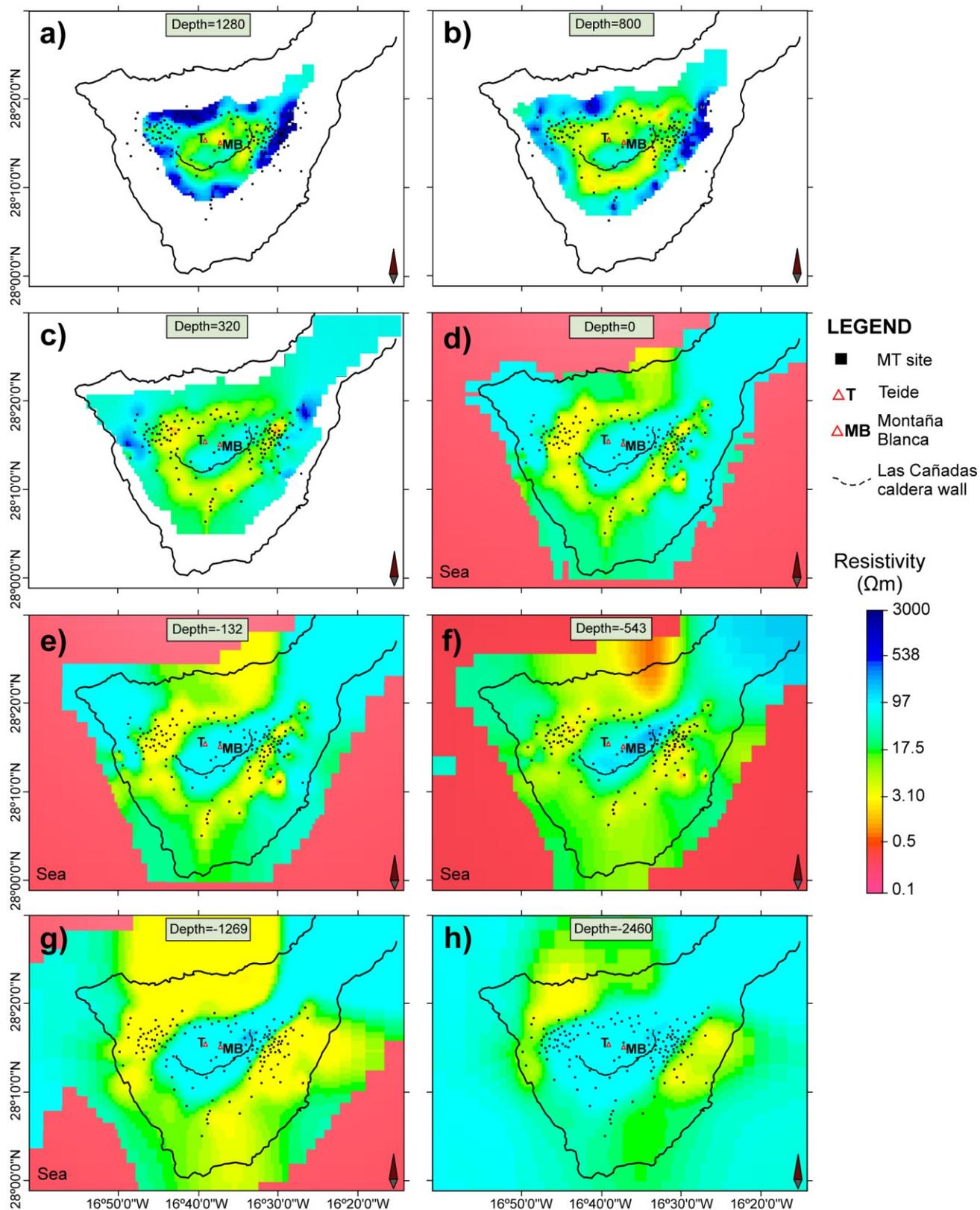


Figura 5.19. Cortes horizontales del modelo final 3-D. T: Teide, MB: Montaña Blanca. Las profundidades están dadas en m s.n.m. (Piña-Varas et al., 2014).

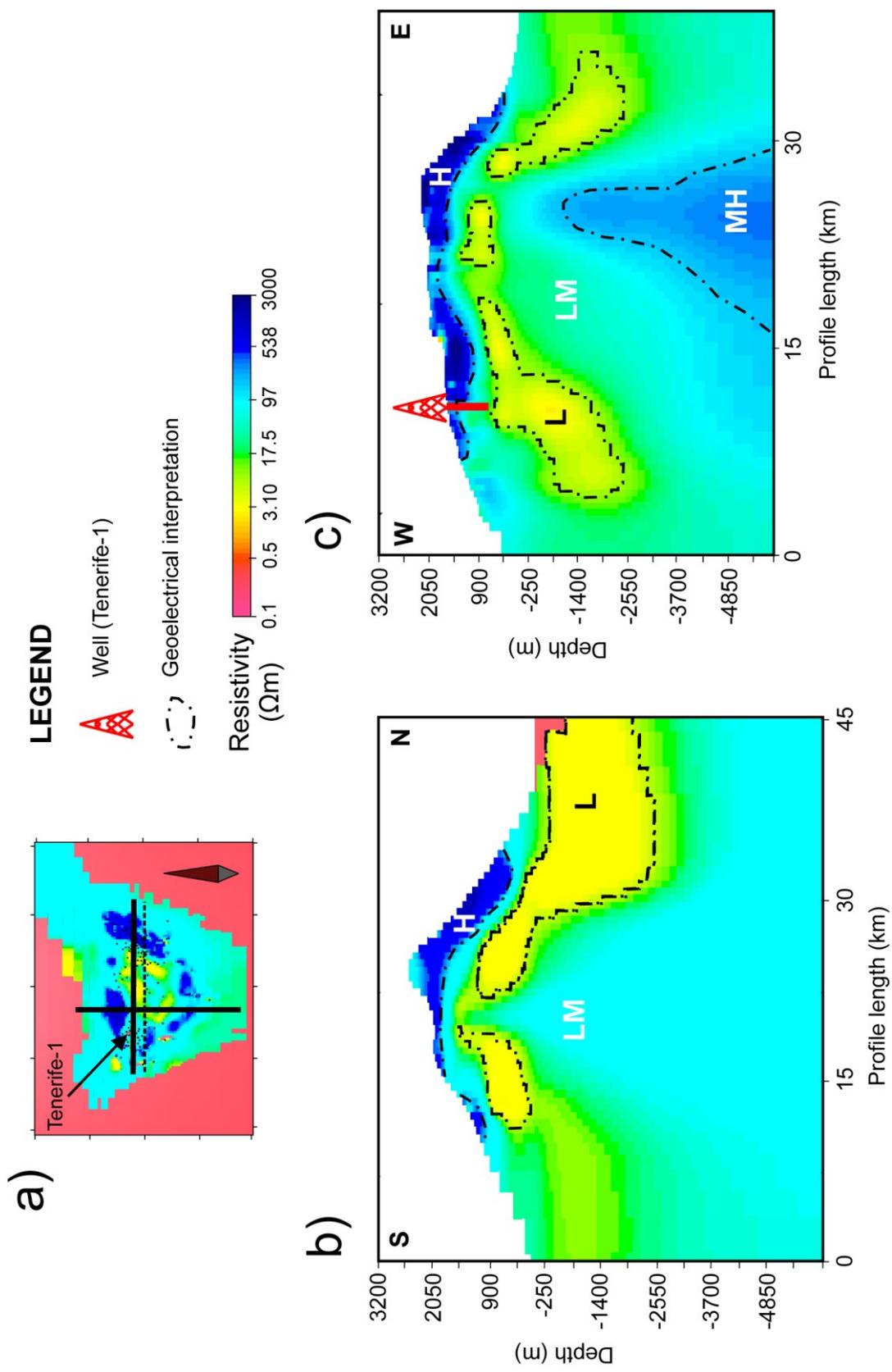


Figura 5.20. a) Esquema con la localización de las secciones verticales mostradas, líneas continuas. La línea discontinua corresponde a la sección mostrada en la figura 5.24b. El mapa representa la distribución de resistividades obtenida a 1200 m s.n.m. **b)** Sección vertical NS. **c)** Sección vertical EO (Piña-Varas et al., 2014).

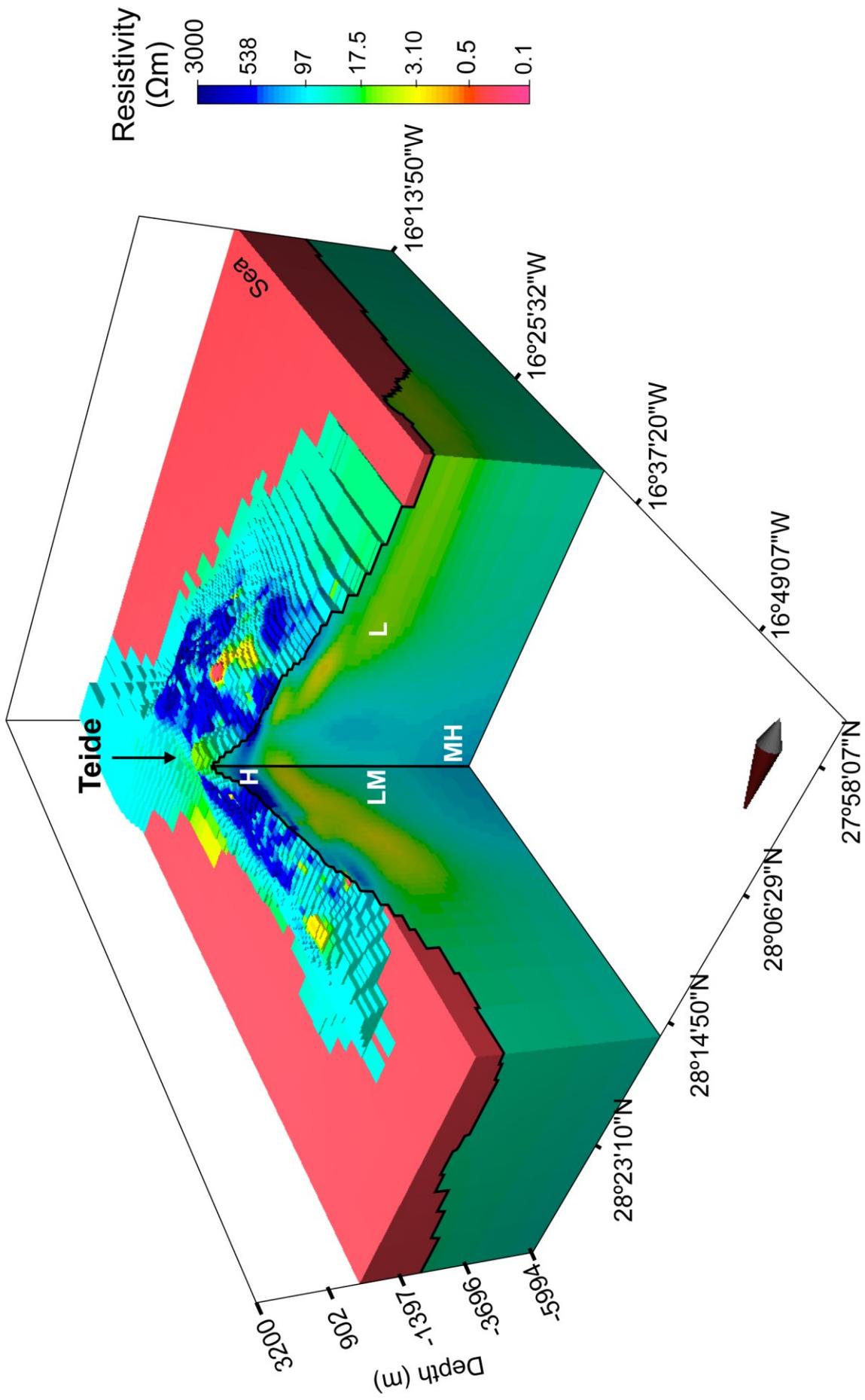


Figura 5.21. Imagen tridimensional del modelo final (Piña-Varas et al., 2014).

5.3.1.1. Pruebas de sensibilidad

Los objetivos de las pruebas de sensibilidad (*non linear sensitivity test*, Ledo y Jones, 2005) son: 1) evaluar la resolución de los datos magnetoteléuricos para detectar una determinada estructura geoelectrica y 2) determinar la influencia de esa estructura en el ajuste de los datos.

Para su realización se modifican las características de la estructura a evaluar (morfología, resistividad...) y se compara su respuesta magnetoteléurica con la del modelo final. Esta comparación, se realiza mediante la resta de pseudosecciones y se consideran detectables aquellas diferencias en resistividad aparente superiores al 10%, es decir, superiores al *error floor* impuesto durante la inversión (5% en el tensor de impedancias). Las diferencias reveladas por las pruebas de sensibilidad implicarán, además, un aumento en el desajuste de los datos.

Las primeras pruebas realizadas se centraron en la capa conductora (L) mostrada en las figuras 5.19, 5.20 y 5.21. Esta estructura presenta tres características especialmente llamativas: 1) Una disposición en planta en forma de anillo; 2) La presencia de una abertura en la zona NE a profundidades superiores a los 300 m s.n.m; y 3) una morfología semi-paralela a la topografía con un aumento de espesor hacia la costa. Así, realizaremos una prueba de sensibilidad para cada una de estas características. En todos los caso se han proyectado los datos en el mismo perfil utilizado para el estudio del efecto del mar y la topografía (perfil dirección N80E; ver figura 5.11b para localización del perfil).

I. ST-1: Forma de anillo. Discontinuidad central

En primer lugar, estudiamos la presencia de la zona resistiva situada en el centro del conductor. Para ello, se eliminó esta zona resistiva sustituyéndola por un cuerpo de resistividad similar a la que presenta la capa conductora ($6 \Omega\text{m}$). El resultado final es que eliminamos la forma de anillo del conductor. La figura 5.22a muestra la diferencia entre el modelo final y el modificado, claramente se observa como la mayoría de los sondeos son sensibles a esta estructura. La ausencia de la zona resistiva central empieza a notarse a partir de 1 Hz.

II. ST-2: Abertura NE

En segundo lugar, comprobamos la resolución de los datos para detectar la discontinuidad NE de la capa conductora. De manera análoga al caso anterior, se sustituyó esta discontinuidad por resistividades similares a las de la capa conductora (6 Ωm ; figura 5.22b). En este caso, tan solo son sensibles al cambio introducido los sondeos próximos a la estructura analizada.

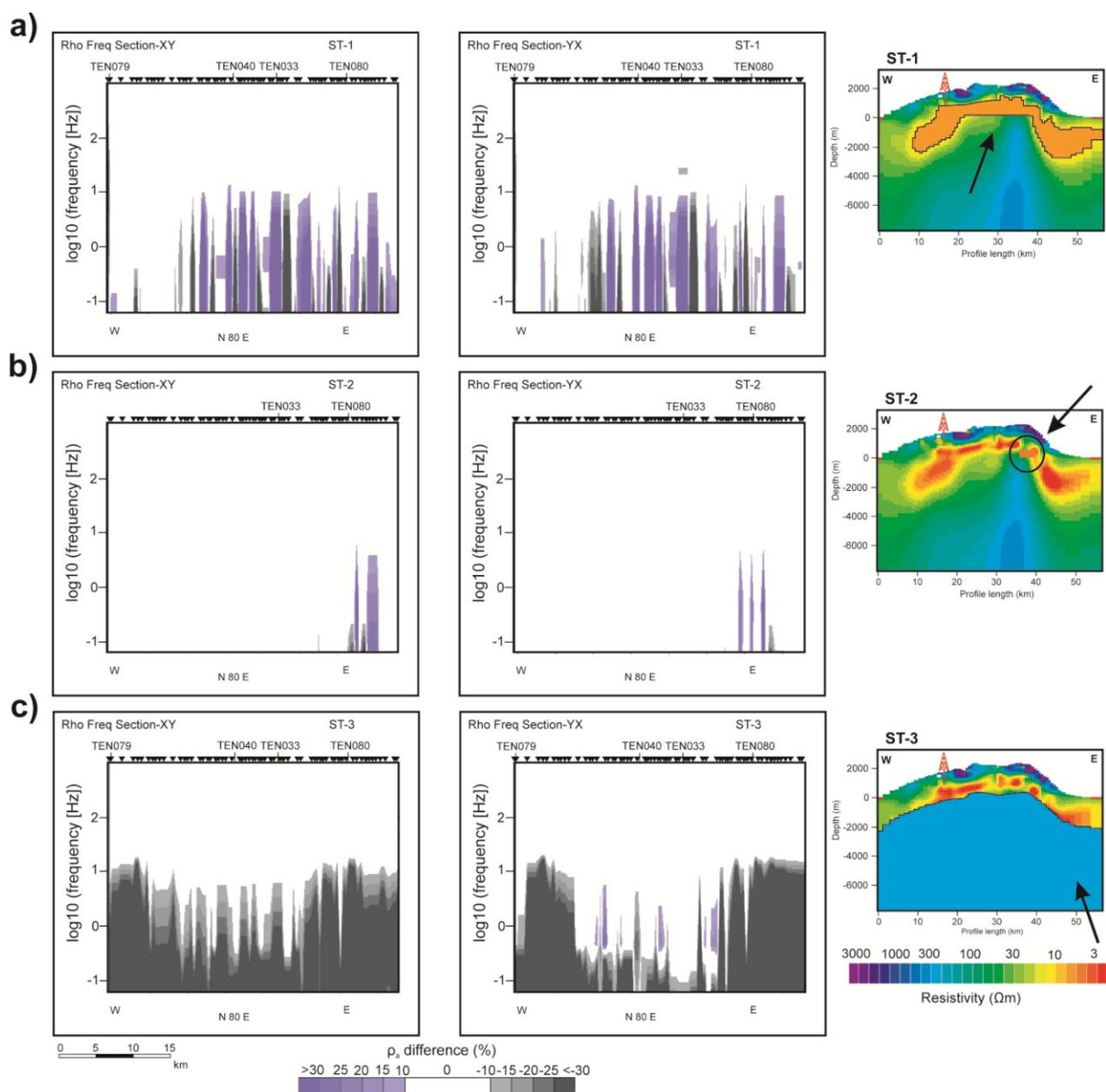


Figura 5.22. Pruebas de sensibilidad. Diferencia entre la respuesta del modelo final y el modelo modificado asumiendo: **a)** una resistividad de 6 Ωm para la discontinuidad central del conductor; **b)** una resistividad de 6 Ωm para la abertura NE del conductor central; **c)** una resistividad de 300 Ωm para una capa paralela a la topografía situada a 2000 m de profundidad. La columna de la derecha muestra la misma sección vertical de cada modelo modificado que la representada en la figura 5.20c.

III. ST-3: Morfología semi-paralela a la topografía

Finalmente, se analizó la morfología de la capa conductora. En este caso se introdujo una capa de $300 \Omega\text{m}$ paralela a la topografía que se extiende desde los 2000 m de profundidad hasta el final del modelo. La diferencia entre este nuevo modelo y el modelo final está recogida en la figura 5.22c, apreciándose como todos los sondeos se ven afectados por la presencia de la capa resistiva. Este resultado indica que la base de la capa conductora se sitúa a profundidades superiores a los 2000 m.

Por otro lado, el desajuste generado por la presencia de esta capa empieza a notarse a frecuencias más altas a medida que nos alejamos del centro de la isla. Esto, podría estar relacionado con el aumento de espesor de la capa conductora en las zonas más próximas a la costa. Para verificar esta diferencia de espesor analizamos las curvas de resistividad aparente de dos sondeos concretos, uno de ellos situado en la zona central de la isla (TEN072a) y otro localizado en uno de los extremos, donde la capa conductora presenta mayor espesor (TEN027a; Figura 5.23).

En el caso del sondeo próximo a la costa, TEN027a, la diferencia entre el modelo final y el modificado es mucho mayor, hecho que corrobora el aumento del espesor del conductor a medida que nos alejamos del centro de la isla. Un comportamiento similar ha sido observado en el resto de los sondeos situados en las zonas donde el conductor presenta un mayor espesor.

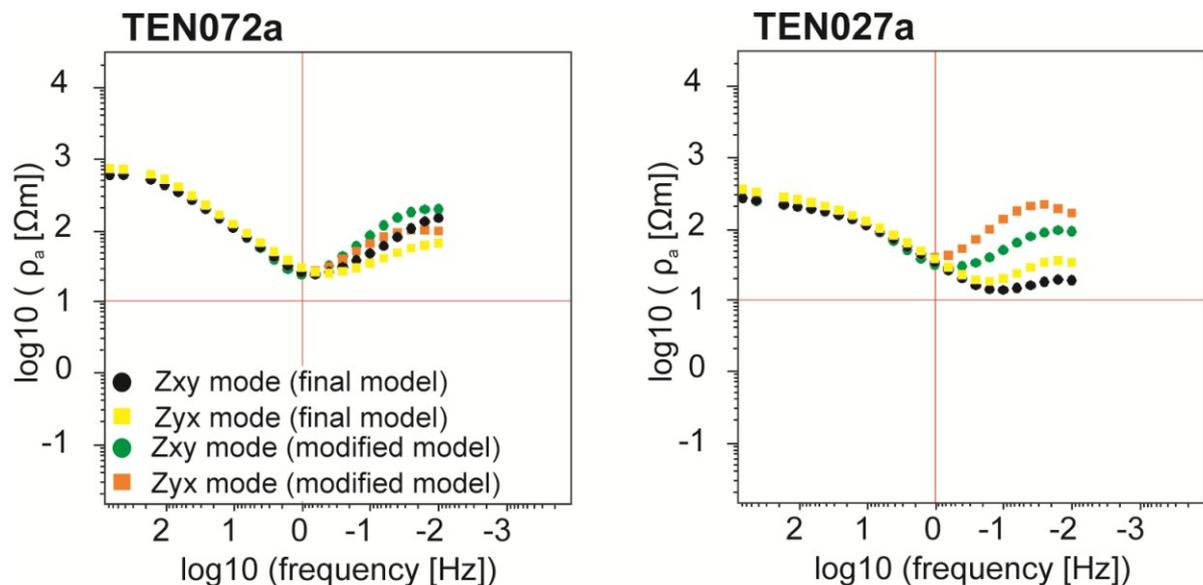


Figura 5.23. Diferencia entre la respuesta del modelo final y el modelo modificado asumiendo una resistividad de $300 \Omega\text{m}$ para una capa paralela a la topografía situada a 2000 m de profundidad. Sondeo TEN072a situado en la zona central de la isla; sondeo TEN027a alejado del centro de la isla.

5.4. INTERPRETACIÓN DEL MODELO 3-D FINAL

5.4.1. Sistema geotérmico

En el capítulo 2 apuntábamos que en los sistemas geotérmicos convencionales la resistividad eléctrica estará controlada principalmente por la presencia de productos de alteración hidrotermal. Como consecuencia de esta alteración se formará una capa de arcillas (denominada *clay cap*) sobre la zona de ascenso de los fluidos, capa que comúnmente constituye el sello del reservorio (Anderson et al., 2000; Cumming et al., 2000; Figura 5.24a). Las arcillas predominantes a temperaturas comprendidas entre los 50 y los 200 °C son la esmectita y la esmectita/illita (Browne, 1978). Como resultado de la combinación de la presencia de fluidos salinos, arcillas resultantes de la alteración y altas temperaturas asociadas a la actividad geotérmica, el comportamiento eléctrico general del sistema estará condicionado por la presencia de valores de resistividad bajos. Generalmente se asocian resistividades de 1-10 Ωm al *clay cap*, mientras que el reservorio geotérmico propiamente dicho suele presentar valores de 5-100 Ωm (Wright et al., 1985; Pellerin et al., 1996). Por otro lado, las zonas del sistema sometidas a mayores temperaturas se caracterizarán por presentar resistividades mayores que las registradas en las zonas suprayacentes (Ussher et al., 2000).

A la vista de esta información y teniendo en cuenta las evidencias de actividad hidrotermal observadas en la Caldera de Las Cañadas (ver sección 5.1.2.1), la distribución de resistividades observada en Tenerife podría interpretarse en el contexto de un sistema geotérmico convencional (Figura 5.24a). Así, las diferentes estructuras geoelectricas observadas en las figuras 5.19, 5.20 y 5.21 podrían interpretarse como: 1) Las características de la capa conductora (L) son coherentes con las de la capa de alteración hidrotermal (*clay cap*) que suele sellar el reservorio geotérmico; 2) La estructura de resistividad baja-media (LM) podría asociarse al reservorio propiamente dicho; 3) El cuerpo más profundo con resistividades medias-altas (MH) podría asociarse a la parte más caliente del sistema geotérmico (Ussher et al., 2000).

La sección vertical EO mostrada en la figura 5.20c, coincide con el pozo geotérmico perforado en el año 1992 por el IGME. En este pozo se registró una temperatura de 56 °C a 1060 m de profundidad, coincidiendo con el techo del *clay cap* en nuestro modelo. Este valor es consistente con los valores registrados en el techo de los *clay caps* de sistemas geotérmicos activos (Browne, 1978).

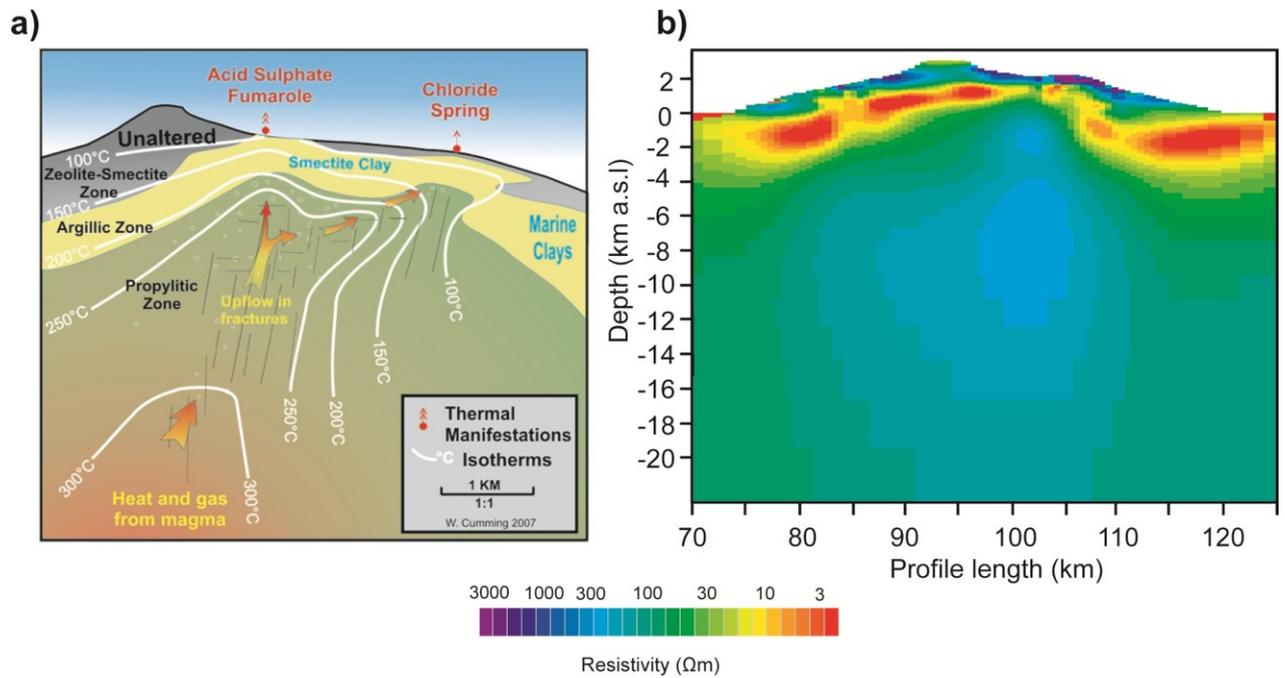


Figura 5.24. a) Sección vertical del modelo conceptual de un sistema geotérmico de 250-300 °C (Cumming, 2009). **b)** Sección vertical EO extraída del modelo 3-D final. (Ver figura 5.20a para localización de la sección)

Estas dos estructuras, *clay cap* (L) y MH, son especialmente interesantes en el contexto de un sistema geotérmico. Ambas estructuras presentan forma de domo, cuyo vértice suele relacionarse con la zona de máxima permeabilidad (Cumming y Mackie, 2010).

El *clay cap* está muy bien definido en el modelo de resistividades, mientras que la resolución respecto al cuerpo MH puede estar más comprometida al situarse éste bajo un cuerpo conductor y a profundidades superiores a los 2000 m (Figura 5.20). Consecuentemente, realizamos dos pruebas de sensibilidad para verificar la presencia del cuerpo MH. En el primer caso, eliminamos esta estructura sustituyéndola por una unidad aún mas resistiva, de 1000 Ωm (modelo MH_3), mientras que en el segundo caso, es remplazada por un cuerpo ligeramente más conductor, de resistividad similar a la del medio adyacente, 50 Ωm (modelo MH_4; Figura 5.25a).

La figura 5.25b y c muestra la diferencia entre las respuestas del modelo final y los modelos MH_3 y MH_4, respectivamente. Los datos han sido proyectados a lo largo del mismo perfil N80E considerado anteriormente.

Los resultados indican que los datos de algunos de los sondeos tienen resolución suficiente para detectar ambas estructuras. Esto muestra que la estructura MH recuperada en el modelo de inversión ajusta los datos mejor que las dos variantes consideradas.

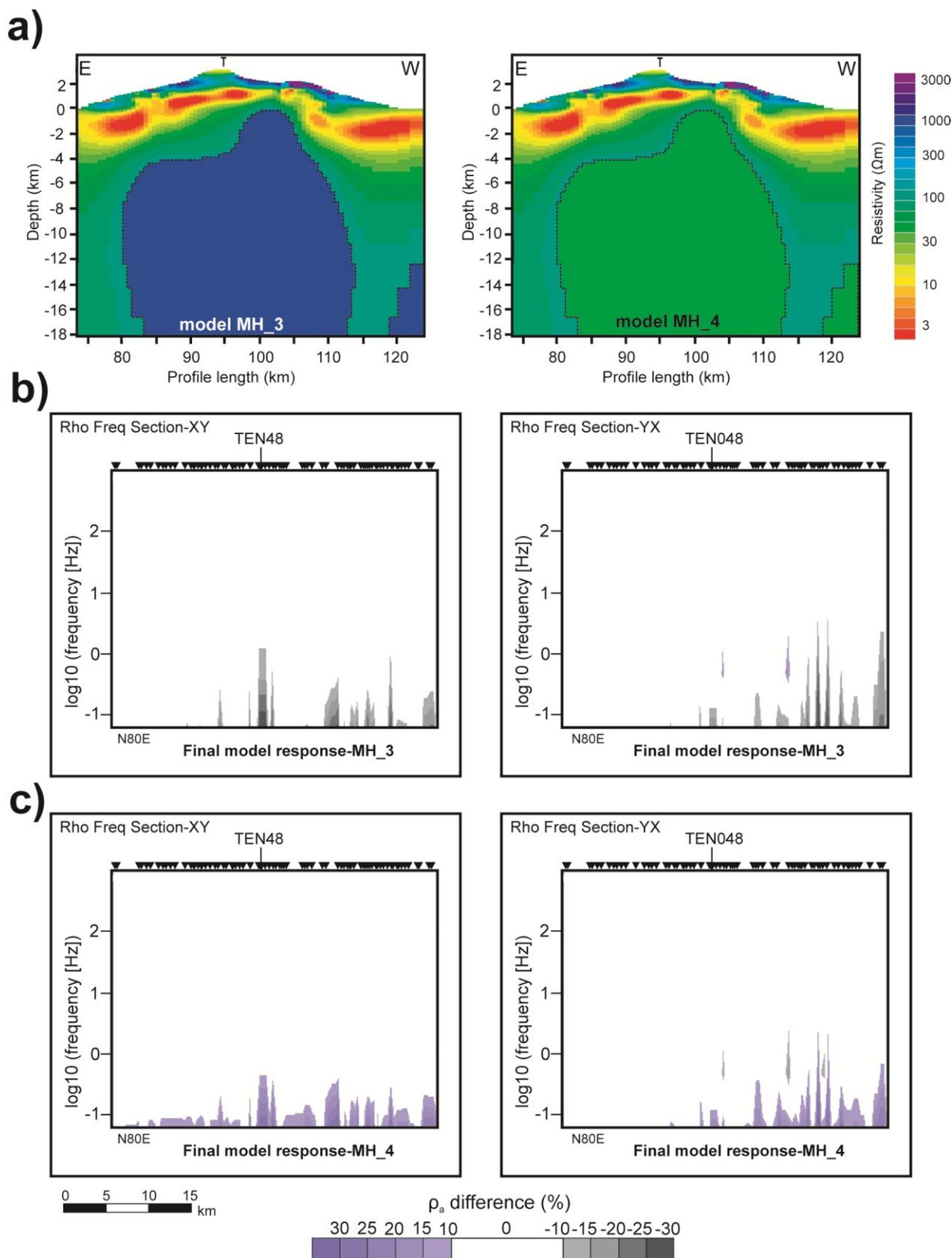


Figura 5.25. Pruebas de sensibilidad para validar la presencia del cuerpo MH. T: Teide. **a)** Modelos MH_3 y MH_4 obtenidos tras sustituir el cuerpo MH por resistividades constantes de 1000 y 50 Ωm , respectivamente. **b)** Diferencia entre las respuestas del modelo final y el modelo MH_3. **c)** Diferencia entre las respuestas del modelo final y el modelo MH_4. (Ver figura 5.20a para localización de la sección).

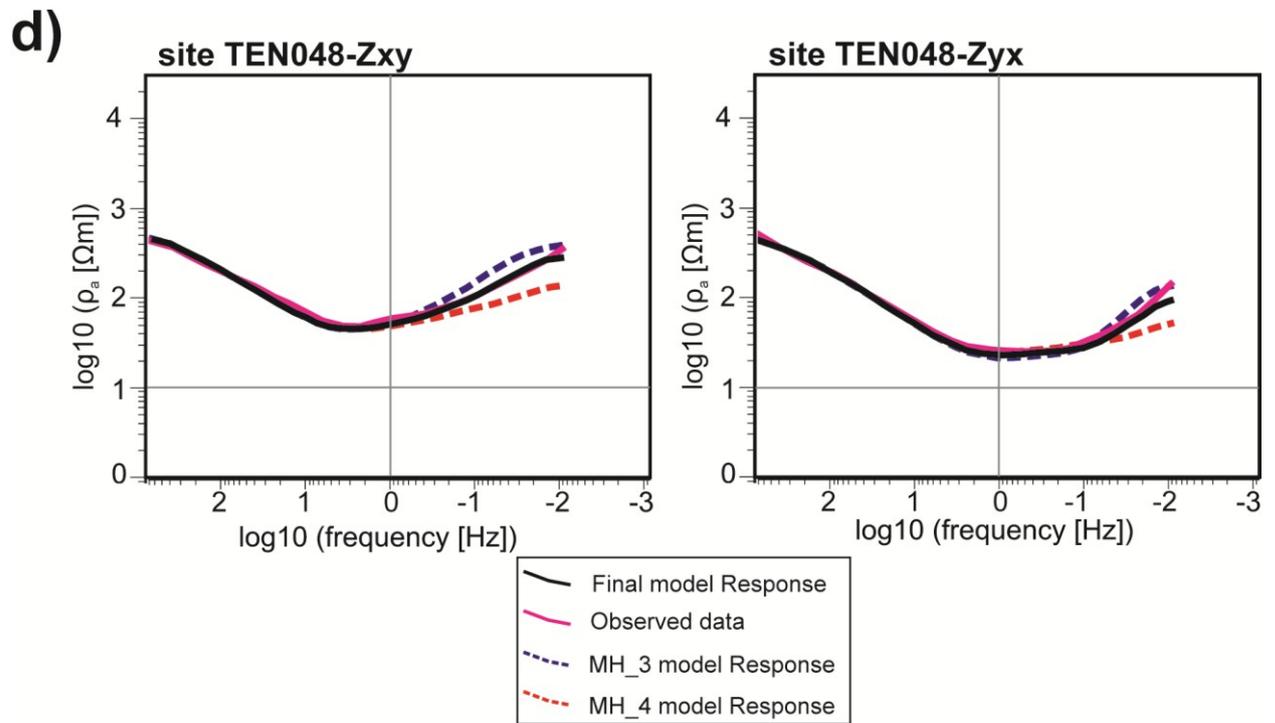


Figura 5.25.Cont. d) Comparación de las curvas de resistividad aparente de los datos observados y las respuestas de los modelos final, MH_3 y MH_4 para el sondeo TEN048.

Esta implicación en el ajuste de los datos queda mejor reflejada en la figura 5.25d, donde se muestra la comparación de los datos observados y las respuestas de los modelo final, MH_3 y MH_4 para el sondeo TEN048. A frecuencias bajas las respuestas de los modelo MH_3 y MH_4 tienden a resistividades mayores y menores, respectivamente, que los datos observados. Esta diferencia es más evidente en la componente XY. En consecuencia, tanto la ausencia del cuerpo MH, como la presencia de un cuerpo más resistivo, darían lugar a un aumento en el desajuste de los datos.

5.4.2. Aportaciones a la estructura interna de la isla

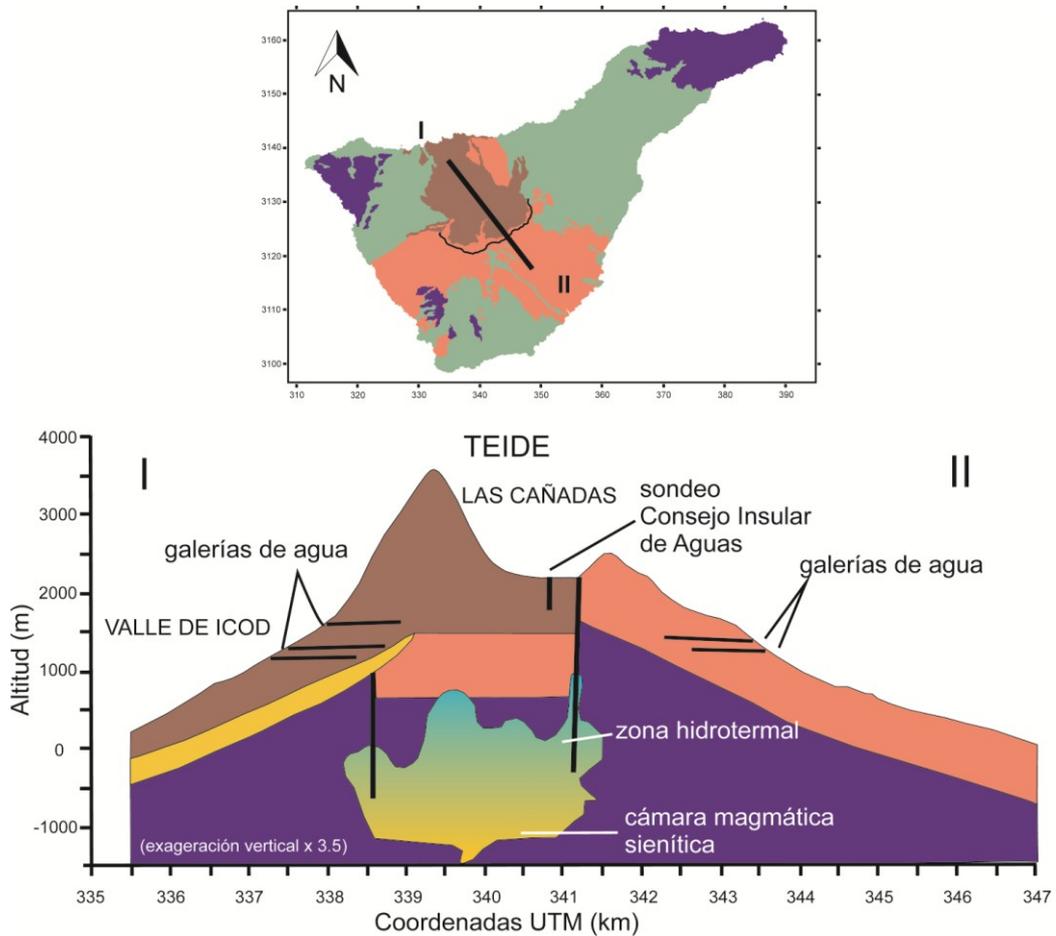
A continuación, analizaremos el modelo final más allá de la interpretación realizada en el contexto de un sistema geotérmico.

5.4.2.1. Origen de la Caldera de Las Cañadas

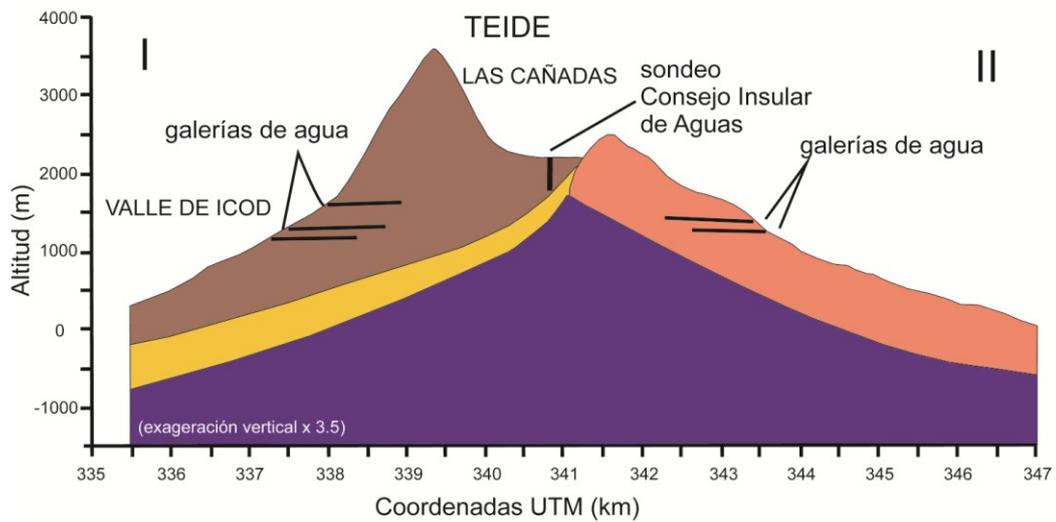
El origen de la Caldera de Las Cañadas es aún tema de debate, existiendo dos hipótesis principales al respecto: colapso vertical y deslizamiento lateral (Figura 5.26; Ver apartado 5.1.2. Tenerife). La hipótesis del deslizamiento lateral se basa en la inestabilidad de los flancos del Edificio Cañadas a causa de su crecimiento y de la alteración hidrotermal de su base. Esto generaría una serie de deslizamientos hacia el norte de la isla, situándose la cabecera, aproximadamente, en la pared actual de la Caldera de Las Cañadas. De ser así, la formación de la caldera estaría vinculada únicamente a la formación del valle de Icod e implicaría la desaparición total de la pared norte de la caldera (Figura 5.26 inferior). Por otro lado, según la hipótesis del colapso vertical la caldera se habría formado por un proceso multicíclico que engloba sucesivos colapsos verticales y que no descarta además, la existencia de deslizamientos que pudieran haber afectado a los flancos del edificio (Martí, 2004). En este caso (Figura 5.26 superior) cabrían ambos procesos, afectando cada uno de ellos a partes distintas del Edificio Cañadas. Así, el deslizamiento lateral asociado daría explicación a la desaparición de parte de la pared norte de la caldera durante la formación del valle de Icod (Figura 5.26 superior).

De forma general podría considerarse que en ambos procesos la presencia de productos de alteración hidrotermal ricos en arcillas constituye uno de los factores causantes de la inestabilidad del edificio. Encontramos algunos estudios, realizados en otras áreas volcánicas, referentes al caso de colapso vertical en Siebert (1984) López y Williams (1993). Por lo tanto, la caracterización del *clay cap* aquí realizada podría aportar nueva información a este debate.

Anteriormente, destacábamos que el *clay cap* discurre paralelo a la actual pared de la Caldera de Las Cañadas hasta una profundidad aproximada de 300 m s.n.m (Figura 5.19a, b y c). El hecho de que el *clay cap* sea continuo también en la parte norte, donde actualmente no existe pared visible de la caldera, hace pensar que dicha pared ha de estar enterrada en esa zona, lo que nos llevaría a la hipótesis de colapso vertical como origen de la Caldera de Las Cañadas (Figura 5.26 superior).



modelo de caldera de colapso vertical + colapso lateral del flanco norte



modelo de colapso lateral



Figura 5.26. Representación esquemática de las dos hipótesis principales sobre el origen de la Caldera de Las Cañadas (modificado de Martí, 2004).

Para entender mejor la información aportada por el modelo de resistividades 3-D a esta discusión, superponemos la correspondiente sección vertical a los esquemas estructurales propuestos por Martí (2004) para explicar ambos procesos. La figura 5.27 muestra el resultado. Lo primero que llama la atención al observar esta figura es la presencia de una gran discontinuidad en el *clay cap* justo bajo la Caldera de Las Cañadas. Esto indicaría que, una vez formado el *clay cap* sobre el sistema hidrotermal, alguno de los procesos que intervinieron en la formación de la caldera produjo la ruptura de esta capa conductora. Esta discontinuidad central en la capa conductora se describió con anterioridad sin argumentar causa alguna para su formación, observándose ahora una posible relación con la formación de la caldera. Consecuentemente, tanto la edad como los procesos involucrados en la formación de la caldera jugarán un papel fundamental en la correcta comprensión del sistema hidrotermal estudiado.

Así pues, analizaremos en base al modelo de resistividades los principales puntos de conflicto entre las dos hipótesis propuestas para explicar el origen de la caldera: 1) Las características del plano de deslizamiento y 2) La existencia de la pared norte de caldera.

- Plano de deslizamiento

- a) Hipótesis de deslizamiento lateral: Según esta teoría la cabecera del deslizamiento se situaría próxima a la pared actual de la caldera, tal y como muestra la figura 5.27a. De ser así, la mayor parte del *clay cap* habría desaparecido en la zona norte de la isla. Los depósitos conocidos en la isla como “mortalón” representan la base del deslizamiento, esta capa aparece en la figura 5.27 con una traza diferente.

Así, en el caso de haberse producido un deslizamiento de tales características, éste habría eliminado el *clay cap* a cotas superiores a los 0 m s.n.m. Esta idea contrasta con el modelo de resistividades, donde se observa un *clay cap* situado por encima de esa cota. La figura 5.28 muestra la disposición del *clay cap* ($\rho_a \leq 10 \Omega\text{m}$) a 1040 y 320 m s.n.m.

- b) Hipótesis de colapso vertical más deslizamiento lateral: En este caso, la cabecera del deslizamiento se situaría más al norte, presentando además una mayor pendiente (Figura 5.27b). La geometría del *clay cap*

coincide con los depósitos de deslizamiento (“mortalón”), situándose justo bajo estos. Esta disposición permitiría la existencia del *clay cap* a cotas superiores a los 0 m s.n.m (Figura 5.27b).

- Pared norte de la caldera

- a) Hipótesis de deslizamiento lateral: según esta teoría no existe una pared asociada a la caldera en la zona norte de la isla. Entre la información que respalda a esta hipótesis está el hecho de que el “mortalón”, que es posterior a la formación de la caldera, ha sido detectado sólo en el interior de la galería El Almagre, que se adentran en el interior de Las Cañadas desde la cabecera del Valle de La Orotava. En cambio, no se han observado los materiales que deberían corresponder a la pared norte de la caldera (Bravo, 1962; Coello, 1973; Navarro y Coello, 1989; Navarro, 1995; Marrero, 2010).

La comparación entre la trayectoria de las galerías de agua y el modelo de resistividades indica que ninguna galería llega a perforar el *clay cap* en la zona norte de la isla (Figura 5.29). Por lo tanto, si las galerías de la zona norte alcanzan el “mortalón” pero no llegan al *clay cap*, la disposición de estas dos unidades tendría que ser tal y como se muestra en el esquema propuesto para el colapso vertical (Figura 5.27b), situándose el “mortalón” sobre el *clay cap*.

- b) Hipótesis de colapso vertical más deslizamiento lateral: en este caso existe una pared asociada a la caldera en la zona norte de la isla. Anteriormente apuntábamos que el *clay cap* discurre paralelo al trazado actual de la pared de la Caldera de Las Cañadas hasta una profundidad de unos 300 m s.n.m (Figura 5.19). Por lo tanto, esta relación pared/*clay cap* sería igualmente esperable en la zona norte, de existir aquí una pared enterrada. Dado que el *clay cap* presenta continuidad hacia el norte, podría suponerse la existencia de la pared norte de la caldera.

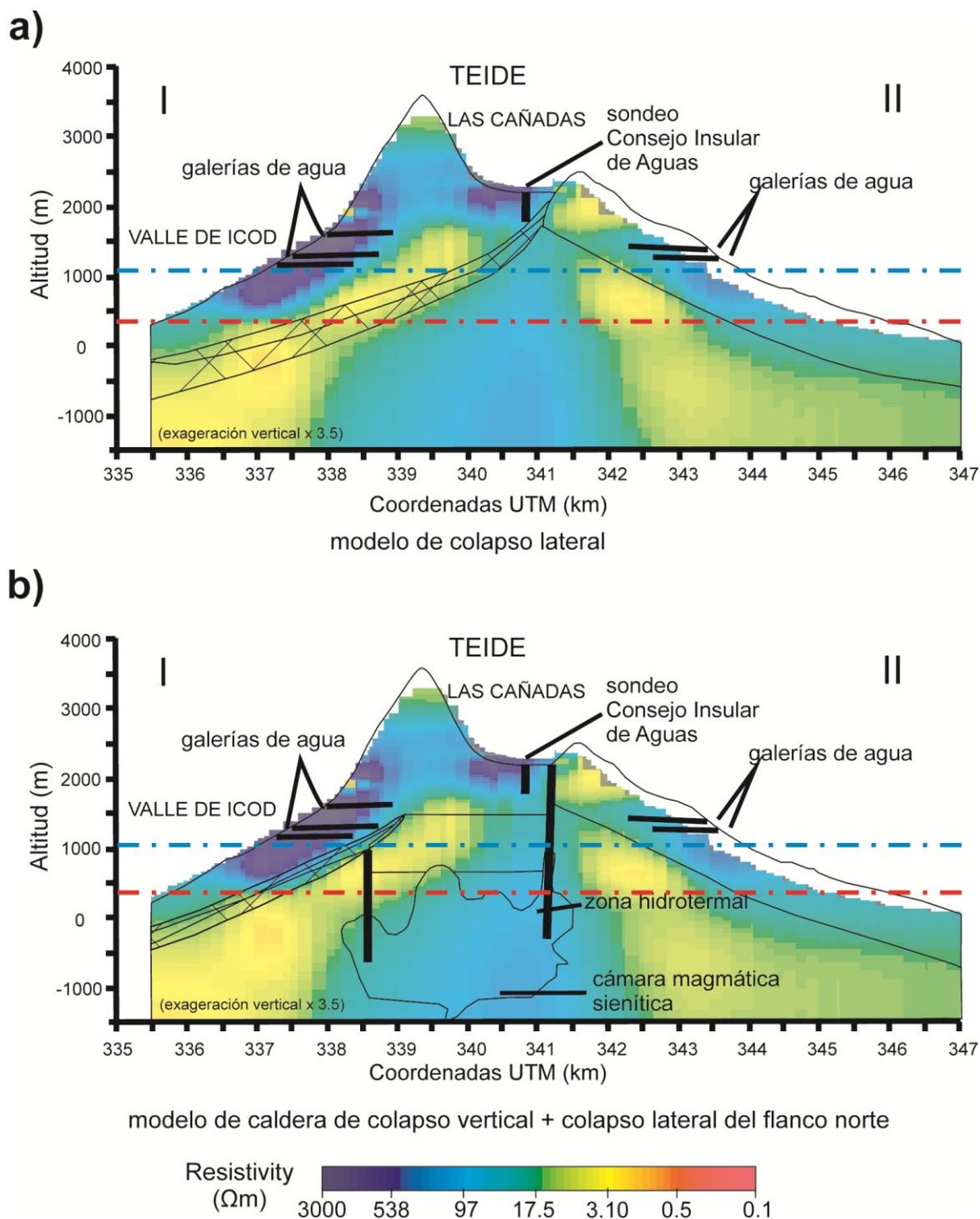


Figura 5.27. Superposición de los esquemas propuestos por Martí (2004) para explicar el origen de la Caldera de Las Cañadas y la correspondiente sección vertical del modelo final. **a)** Deslizamiento lateral; **b)** Colapso vertical. Las líneas discontinuas representan la profundidad de las secciones mostradas en la figura 5.28, azul: 1040 m s.n.m; rojo: 320 m s.n.m. El “mortalón”, que representa la base del deslizamiento, corresponde a la zona rayada.

La figura 5.27a y b muestra la superposición directa de los esquemas propuestos por Martí (2004) para explicar los dos posibles procesos de formación de la caldera y el modelo de resistividades. Una vez analizada la relación entre los modelos estructurales y el modelo geoelectrico, modificamos ligeramente el esquema que más se ajusta a la

distribución de resistividades, es decir, el del colapso vertical (Figura 2.27b). El resultado está recogido en la figura 5.27c. En este nuevo esquema se han situado las paredes asociadas a la caldera (líneas discontinuas) en base a la discontinuidad central del conductor, dada la relación pared/*clay cap* anteriormente descrita.

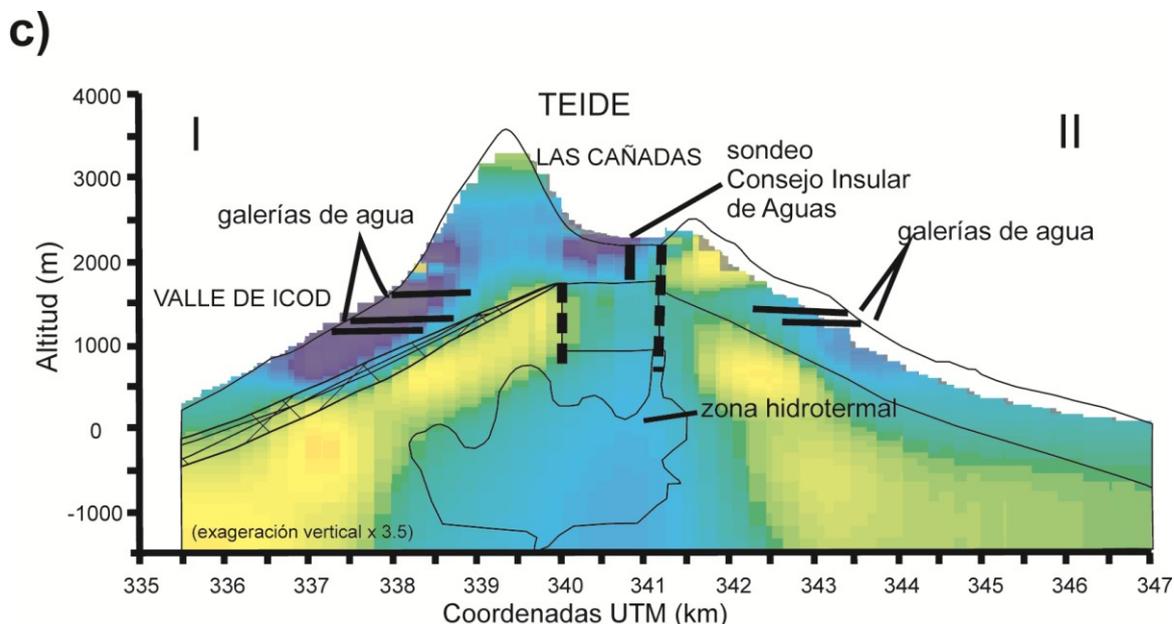


Figura 5.27. Cont. c) Modificación del esquema del colapso vertical en base al modelo de resistividades. Las líneas gruesas discontinuas corresponden a las paredes asociadas a la caldera. El “mortalón”, que representa la base del deslizamiento, corresponde a la zona rayada.

A la vista de toda esta información concluimos que el modelo de resistividades es coherente con el esquema correspondiente a la hipótesis del colapso vertical como origen de la Caldera de Las Cañadas.

Todo este planteamiento se basa en la premisa de que el *clay cap* es anterior al origen de la caldera, existiendo además una relación directa entre éste y la ruptura del *clay cap*. De esta manera tendría que haberse dado algún tipo de proceso capaz de eliminar un volumen de material suficiente como para generar la discontinuidad central detectada en profundidad en la capa conductora.

Hay múltiples evidencias de que en los últimos 3 Ma se han dado en la isla violentas erupciones asociadas a grandes volúmenes de ignimbritas relacionadas con el colapso vertical de diferentes edificios (Ancochea et al., 1999; Brown et al., 2003; Edgar et al., 2007).

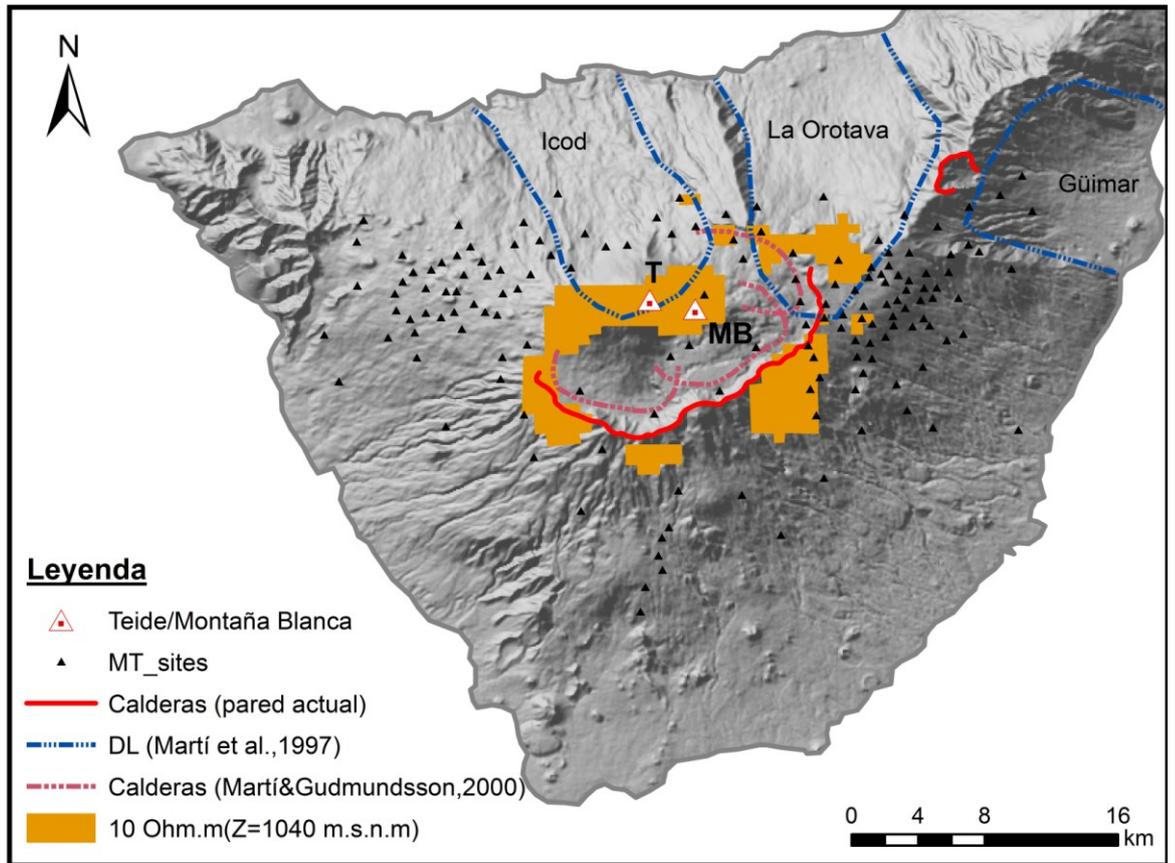
Estas erupciones explosivas pudieron dar lugar a repetidos colapsos del sector noroeste del Edificio Cañadas (Navarro y Coello, 1989; Ancochea et al., 1990, 1999) o a tres

grandes colapsos asociados a ciclos explosivos fonolíticos, relacionados a su vez con las formaciones de Ucanca, Guajara y Diego Hernández (Martí et al., 1994, 1997; Martí y Gudmundsson, 2000). Estos dos posibles modelos no tienen por qué ser exclusivos, pudiéndose dar la intercalación de sucesivas etapas constructivas con ambos estilos de colapso: colapso de un sector del edificio y colapso por vaciado de la cámara magmática (Brown et al., 2003). En estas erupciones se vio involucrado un gran volumen de material, estimado a partir de los depósitos piroclásticos de Bandas del Sur en más de 130 km^3 (Martí et al., 1994). Así pues, parece coherente suponer que los sucesivos colapsos pudieron eliminar un volumen de material suficiente como para romper el *clay cap* y generar la discontinuidad central.

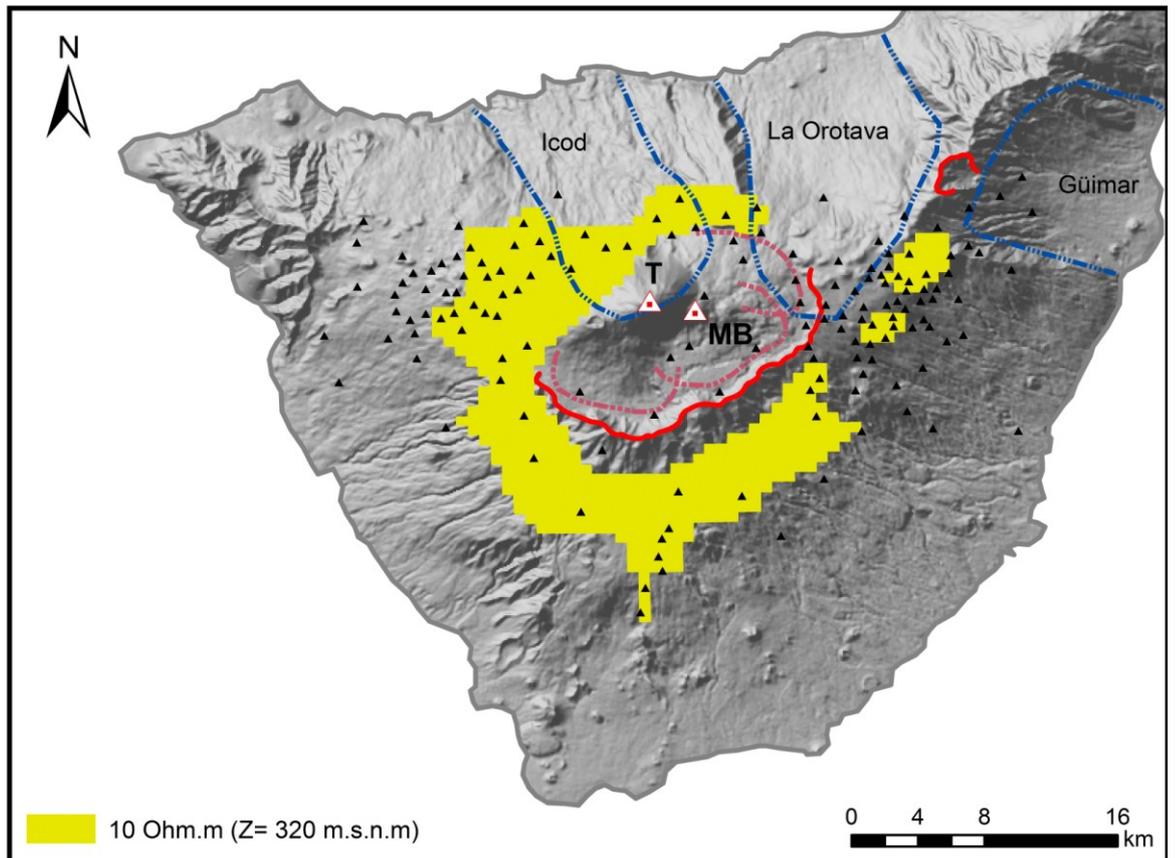
En consecuencia, el sistema hidrotermal precedería a las erupciones explosivas que generaron las calderas, siendo la más antigua la que desencadenó el colapso de Ucanca, hace aproximadamente 1 Ma (Figura 5.30). De ser así, podría establecerse de igual modo una relación entre la discontinuidad que el *clay cap* muestra a partir de los 300 m s.n.m en la zona de la Dorsal Noreste (figura 5.19) y alguno de los procesos destructivos ocurridos en esta área en el último millón de años. Por un lado, tal y como ya se ha comentado, la estructura de la Dorsal Noreste es bastante compleja debido en parte a la existencia del edificio estratovolcánico de Pedro Gil. Este edificio, que se estima tenía un diámetro de 9 km y alcanzaba los 2 km de altura, dio lugar a una caldera de 1.5 km de diámetro y 700 m de profundidad por colapso vertical (Galindo, 2005).

Figura 5.28 (pag. siguiente). Sección horizontal del *clay cap* ($\rho_a \leq 10 \Omega\text{m}$) a: **a)** 1040 m s.n.m; **b)** 320 m s.n.m. La figura también muestra los principales deslizamientos laterales (Martí et al., 1997), las calderas de colapso (Martí y Gudmundsson, 2000). De izquierda a derecha: Ucanca, Guajara, Diego Hernández) y las paredes actuales de las calderas de los edificios Cañadas (izquierda) y Pedro Gil (derecha). T: Teide, MB: Montaña Blanca. Ver figura 5.27 para localización.

a)



b)



Por otro lado, este sector de la isla se vio afectado por dos grandes deslizamientos, el deslizamiento de Güimar y el de La Orotava, hace unos 0.8 y 0.3 Ma respectivamente (Figura 5.30).

Teniendo en cuenta que el trazado del deslizamiento lateral de La Orotava propuesto por Martí et al. (1997) coincide muy bien con la abertura a 320 m s.n.m (Figura 5.28b), podría establecerse una relación entre la ausencia de la capa de alteración hidrotermal en esta zona y la formación de esta estructura.

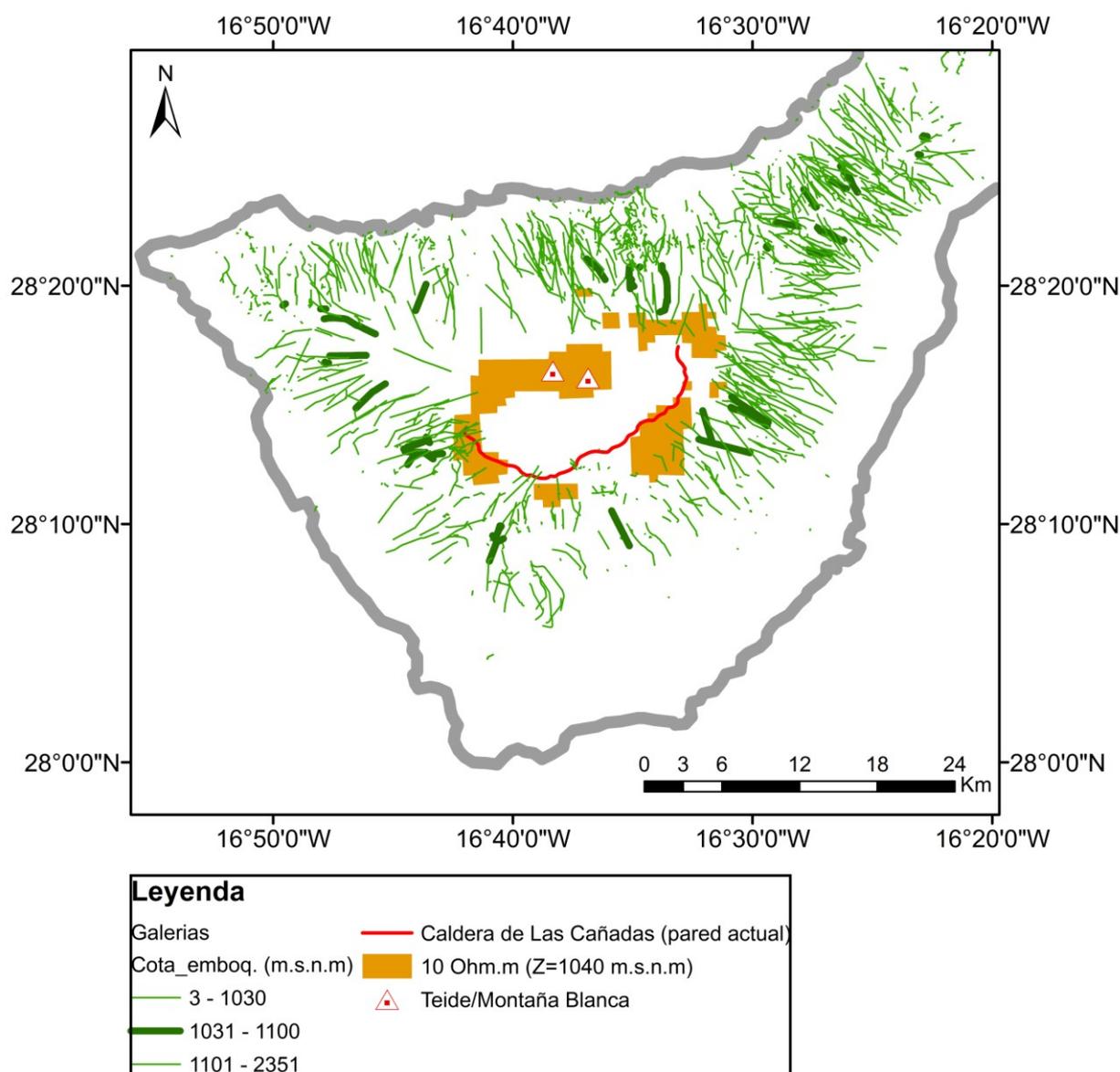


Figura 5.29. Relación entre el *clay cap* a 1040 m s.n.m y las galerías de agua existentes en la isla. En la figura están representadas todas las galerías de agua de la isla con líneas finas; las líneas más gruesas representan las galerías cuya boca está situada a cotas próximas a la del *clay cap* representado (1040 m s.n.m).

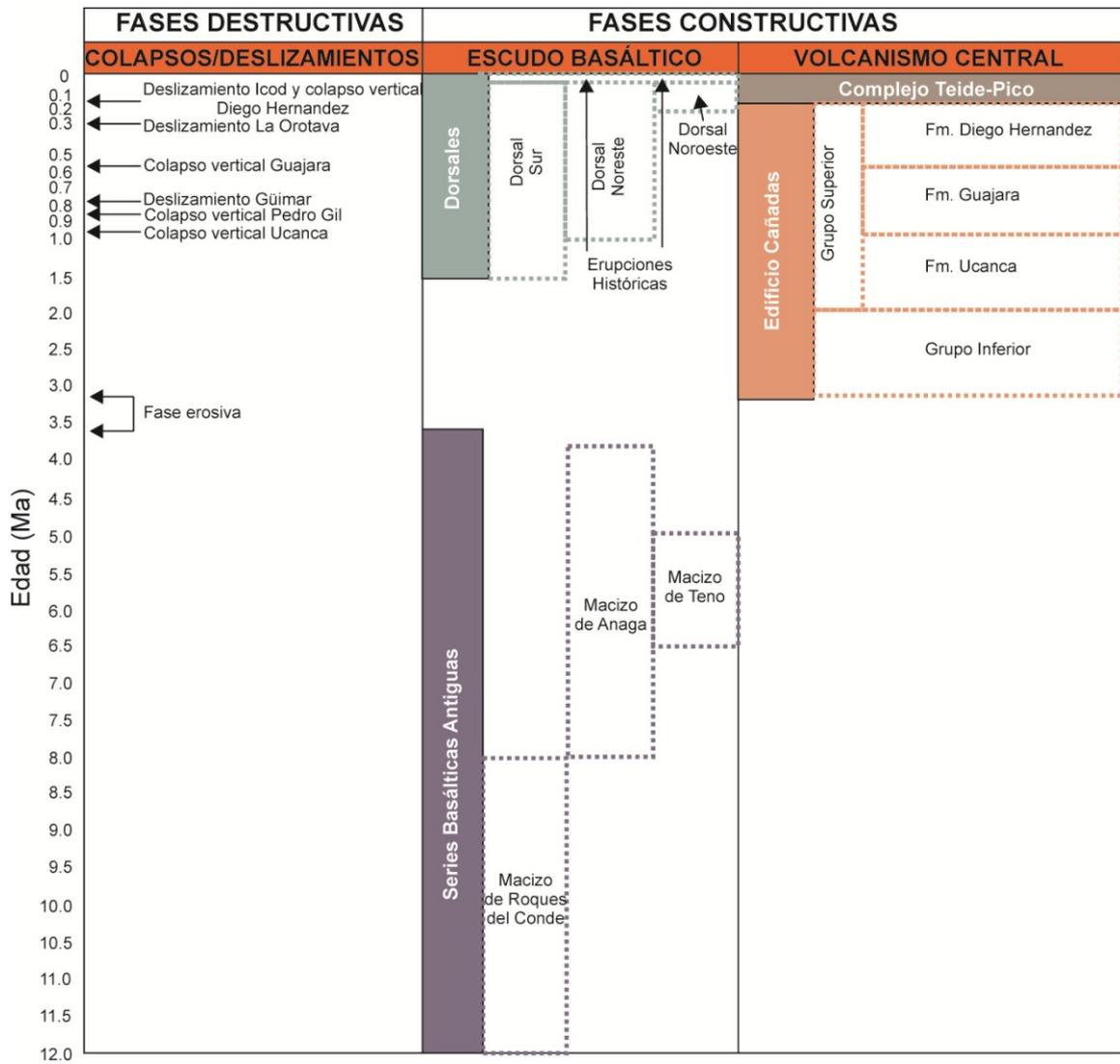


Figura 5.30. Cuadro cronoestratigráfico de Tenerife en el que se puede observar las principales fases constructivas y destructivas de la isla (modificado de Galindo, 2005. En Marrero, 2010).

5.4.2.2. Cámaras magmáticas

Unos de los aspectos más importantes a tener en cuenta a la hora de entender la estructura interna de un sistema volcánico será determinar la localización y tamaño de la cámara (o cámaras) magmática que lo alimenta. En general, podría considerarse una cámara magmática como aquel volumen de roca parcialmente fundida, rodeado por una determinada roca encajante. Esta distribución dará lugar a un marcado contraste entre sus propiedades físicas, haciendo de su estudio un buen marco para la aplicación de diferentes métodos geofísicos. Todos los magmas contienen agua disuelta en su composición, cuya cantidad afectará a su resistividad (Lebedev y Khitarov, 1964), por lo que se dará un contraste de resistividad eléctrica entre cámara y encajante tal que facilitará la aplicación de métodos electromagnéticos. Encontramos algunos ejemplo de la aplicación de MT en:

Newman et al. (1985); Moroz et al. (1988); Park y Torres-Verdin (1988); Spichak (2001, 2002, 2012).

Son numerosos los **estudios geológicos** que se han llevado a cabo en Tenerife para investigar su estructura interna (p. ej. Martí et al., 1994; Ablay y Martí, 2000; Araña et al., 2000), revelando la presencia de dos tipos de cámaras magmáticas: 1) cámaras fonolíticas someras asociadas a las erupciones del complejo central (CTPV) y 2) un reservorio de magma basáltico más profundo relacionada con el vulcanismo fisural producido principalmente en las dorsales NE y NO.

Evidencias petrológicas sugieren que la región donde se almacenan los magmas fonolíticos no estaría constituida por una única cámara, sino por varios reservorios aislados que pueden coexistir (Ablay et al., 1998; Martí y Geyer, 2009; Andújar y Scaillet, 2012a; Andújar et al., 2013). La localización de estas cámaras fonolíticas ha variado significativamente durante la evolución del complejo central (Andújar, 2007). Así, las fonolitas de Teide-Pico Viejo estuvieron almacenadas a una profundidad de unos 1-2 km b.n.m (Ablay y Martí, 2000; Andújar, 2007; Andújar et al., 2010), mientras que para el caso de Montaña Blanca y Roques Blancos la profundidad de almacenamiento sería menor, en torno a 1 km s.n.m (Figura 5.31; Andújar y Scaillet, 2012a; Andújar et al., 2013).

Sin embargo, la localización de estas cámaras magmáticas, tanto fonolíticas como máficas, en base a **estudios geofísicos** está aún sin resolver del todo. Estudios magnéticos, como los llevados a cabo por Araña et al. (2000) y Blanco-Montenegro et al. (2011), revelan la presencia de anomalías a profundidades superiores a los 5 km b.n.m. En el primer caso, los autores interpretan la anomalía detectada (5.7-12 km b.n.m y de dimensiones 10x40 km) como el techo de un cuerpo magmático. En el segundo caso, los autores detectan anomalías en el sector norte de la isla hasta profundidades de 9 km b.n.m, relacionadas con la presencia de estructuras intrusivas.

Por otra parte, el uso de métodos gravimétricos pone de manifiesto la presencia de cuerpos con densidades anómalas que pueden ser interpretados como complejos magmáticos. Ablay y Kearey (2000) detectaron un cuerpo denso, situado entre las coordenadas UTM 328 y 342 este, interpretado como la parte superior del complejo máfico que formaría el núcleo de alta densidad de la isla (Martí et al., 2008). Por otro lado, Gottsmann et al. (2008) interpretan el cuerpo cilíndrico, de 10 km de diámetro localizado desde el nivel del mar hasta 3 km b.n.m, como el actual sistema magmático del

complejo volcánico. De manera similar, Camacho et al. (2011) concluyen que el cuerpo de baja densidad detectado a unos 2 km b.n.m puede ser interpretado como un cuerpo magmático, o bien como un reservorio híbrido.

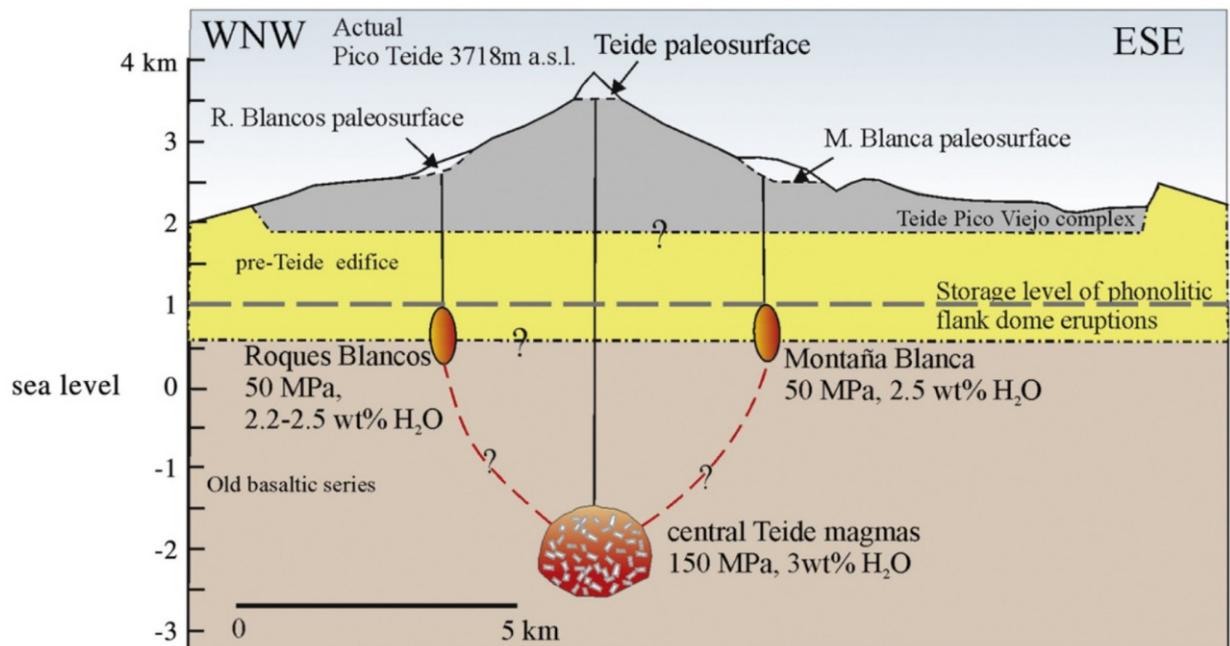


Figura 5.31. Sección vertical del estratovolcán Teide-Pico Viejo mostrando la localización de las cámaras magmáticas fonolíticas para el Teide, Montaña Blanca y Roques Blancos. Las cámaras magmáticas no están a escala (Andújar et al., 2013).

Entre las investigaciones sísmicas más recientes encontramos el estudio de tomografía sísmica llevado a cabo por García-Yeguas et al. (2012). En él, los autores ponen de manifiesto la existencia de un cuerpo con una alta velocidad de ondas P en el centro de la isla, interpretado como una evidencia de la presencia de una única fuente volcánica central para la formación del Teide. En este mismo artículo se concluye que, para la profundidad máxima de investigación alcanzada (8 km b.n.m), no se detecta ninguna anomalía que pueda ser interpretada como una cámara magmática activa. Usando como base este modelo de tomografía sísmica y utilizando los datos adquiridos durante el mismo experimento, De Barros et al. (2012) llevaron a cabo un análisis *beam-forming* (retardo y suma de señales) para dos perfiles 2-D ortogonales. Como resultado de este nuevo análisis se detectan dos estructuras principales, una situada bajo la Caldera de Las Cañadas a una profundidad de 2-4 km b.n.m interpretada como la cámara fonolítica que alimenta al complejo CTPV y una segunda estructura situada en la parte norte de la isla, a una profundidad de 6-10 km b.n.m, interpretada como el reservorio máfico asociado a las erupciones basálticas.

Finalmente, y en cuanto a los estudios electromagnéticos, decir que Pous et al. (2002) concluyen que para la profundidad máxima de investigación alcanzada, de más de 20 km, no se detecta ninguna anomalía que pueda ser interpretada como una cámara magmática activa.

La mayoría de estos estudios, tanto petrológicos como geofísicos, coinciden en situar los cuerpos magmáticos a profundidades entre 5 y 14 km b.n.m, para el reservorio máfico, y entre 1 y -4 km s.n.m, para las cámaras fonolíticas. Para determinar la capacidad de resolución de nuestros datos magnetotéluricos respecto a estos cuerpos intrusivos, recurriéremos de nuevo las pruebas de sensibilidad (Ledo y Jones, 2005; ver apartado 5.3.1.1 para más información). En este caso, introducimos en el modelo final las estructuras geoelectricas correspondientes a las cámaras magmáticas (p.ej. Figuras 5.31) y comparamos posteriormente su respuesta magnetotélurica con la del modelo final.

Para la realización de estas pruebas nos basaremos principalmente en dos de los estudios más recientes (De Barros et al., 2012 y Andújar et al., 2013), ya que aportan mayor información sobre la posible situación de las cámaras activas.

En todos los casos el magma ha sido modelizado con un valor constante de resistividad de 4 Ω m (Newman et al., 1985). Esta resistividad correspondería a un magma félsico con un 2.5% en peso de agua disuelta a una temperatura de 1000°C (Burnham, 1975). En el caso concreto de Tenerife, el magma estuvo almacenado en las cámaras fonolíticas a unos 900 °C, presentando un 2.2-3% en peso de agua disuelta (Andújar y Scaillet, 2012a; Andújar et al., 2010, 2013), por lo que el valor de resistividad asignado para modelizar las cámaras podría considerarse igualmente valido.

5.4.2.2.1. Cámaras fonolíticas someras: Complejo Las Cañadas Teide-Pico Viejo.

Los estudios realizados por De Barros et al. (2012) y Andújar et al. (2013) indican la presencia de varias cámaras magmáticas fonolíticas situadas en el parte central de la isla.

Según el esquema propuesto por Andújar et al. (2013), actualmente el sistema volcánico bajo el Teide estaría compuesto por tres cámaras fonolíticas asociadas respectivamente a Roques Blancos (RB), Montaña Blanca (MB) y al Teide (TPV), situadas cada una de ellas justo debajo del complejo volcánico con el que se las relaciona (Figura 5.31). Las cámaras asociadas a Roques Blancos y Montaña Blanca serían similares en tamaño,

situándose a profundidades entre 1 y 2 km s.n.m. En cambio, la cámara correspondiente al Teide tendría mayores dimensiones, localizándose a su vez a profundidades más elevadas, entre 1 y 2 km b.n.m.

Por otro lado, en el estudio de tomografía sísmica realizado por De Barros et al. (2012) destaca la presencia de dos estructuras, una de ellas interpretada como una posible cámara fonolítica de 10 km de anchura situada a 2-4 km b.n.m, entre las coordenadas UTM 335 y 345 km.

En este último caso, se especifica tanto la localización de la posible cámara, como sus dimensiones y profundidad. Por el contrario, en el caso del estudio llevado a cabo por Andújar et al. (2013) se describe con claridad la profundidad de las cámaras sin hacer referencia alguna a sus dimensiones (Figura 5.31). Las diferencias existentes entre las erupciones fonolíticas correspondientes al Edificio Cañadas y las asociadas al Complejo TPV, sugieren que el estratovolcán Teide-Pico Viejo se encuentra actualmente en la fase inicial de su evolución magmática, al presentar magmas menos evolucionados (Martí et al., 2008). Este grado de evolución implicaría magmas menos explosivos, almacenados a su vez en cámaras más pequeñas, ya que cámaras grandes y superficiales favorecerían la explosividad (Martí et al., 2008). Se estima que las cámaras fonolíticas asociadas al Edificio Cañadas tenían un volumen mínimo de 10-20 km³ (Edgar et al., 2007), mientras que para el caso del Teide-Pico Viejo se considera que han de ser menores, entorno a uno o dos órdenes de magnitud inferior (Martí et al., 2008).

Analizaremos ambos casos por separado. Así, modificamos el modelo final para obtener dos modelos diferentes (Tabla 5.1, Figura 5.32): 1) Modelo B1, correspondiente al esquema propuesto por De Barros et al. (2012), formado por una única cámara magmática bajo el Teide y 2) Modelo A2, correspondiente al esquema propuesto por Andújar et al. (2013), formado por tres cámaras pequeñas asociadas a Teide, Roques Blancos y Montaña Blanca.

Modelo	Cámara T	Cámara MB	Cámara RB
B1	Dim: ~10 x10x2 km	----	----
	Prof: 2-4 km b.n.m	-----	-----
	Loc: 335 y 345 km UTM	-----	-----
A2	Dim: ~1.8x1.8x1 km	Dim: ~1x1x1 km	Dim: ~1x1x1 km
	Prof: 1.5-2.5 km b.n.m	Prof: 1-0 km s.n.m	Prof: 1-0 km s.n.m
	Loc: Bajo Teide	Loc: Bajo Montaña-Blanca	Loc: Bajo Roques-Blancos

Tabla 5.1. Resumen de las características de las cámaras magmáticas fonolíticas introducidas en el modelo 3-D final. Los modelos derivados reciben el nombre de B1 y A1. T: Teide, MB: Montaña Blanca, RB: Roques Blancos.

I. Modelo B1

En primer lugar comprobamos la resolución de los datos para detectar una única cámara de 10x10x2 km situada bajo el Teide (Tabla 5.1; Figura 5.32a). La figura 5.33b muestra la diferencia entre las respuestas de los modelos final y B1 en forma de pseudosección. En este caso se han proyectado, a lo largo de un perfil EO, los datos de los 16 sondeos situados en la zona donde se ubicarían las cámaras (Figura 5.33a). El resultado muestra como la mayoría de los sondeos son sensibles a esta estructura, cuya presencia conlleva un aumento en el desajuste de los datos.

II. Modelo A2

A continuación, comprobamos la resolución de los datos para detectar tres cámaras más pequeñas asociadas al Teide, Montaña Blanca y Roques Blancos (Tabla 5.1; Figura 5.32b). De forma análoga a la prueba realizada en el caso del modelo B1 se compararon las respuestas de los mismos 16 sondeos, proyectados en el mismo perfil EO, correspondientes a los modelos final y A2. El resultado indica que nuestros datos no tienen resolución suficiente para detectar las cámaras introducidas en el modelo A2, por lo que no aparecen representados en la figura 5.33.

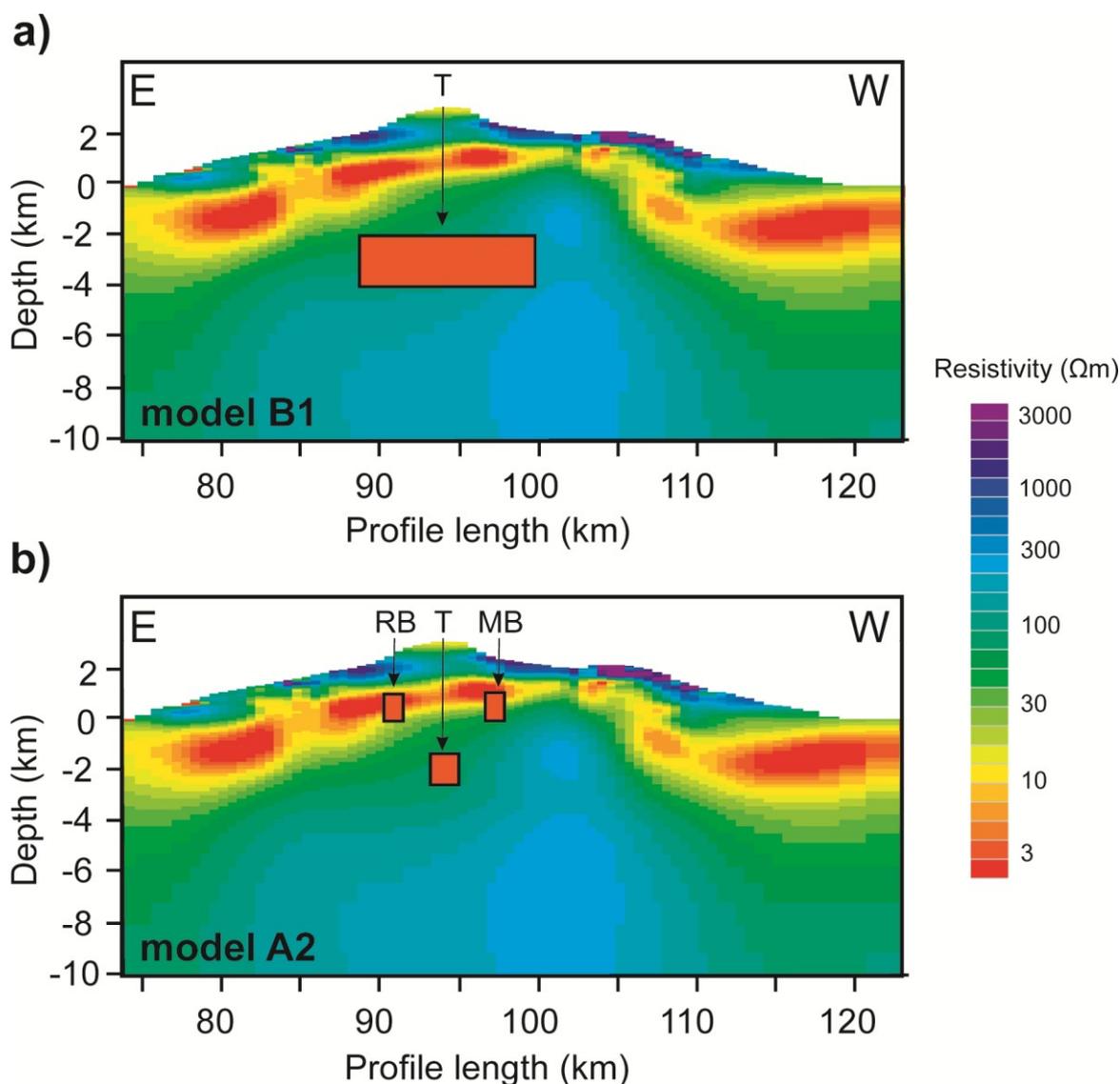


Figura 5.32. Modelos realizados para determinar la capacidad de resolución de los datos magnetoteléuricos frente a las cámaras magmáticas fonolíticas. **a)** Modelo B1; **b)** Modelo A2. T: Teide, MB: Montaña Blanca, RB: Roques Blancos.

Esta falta de resolución puede deberse a varios factores. Por un lado, las cámaras correspondientes a Montaña Blanca y Roques Blancos se sitúan en una zona ya de por sí conductora (*clay cap*), por lo que el contraste de resistividad entre los modelos final y A2 es mucho menor. Por otro lado, estaría el reducido tamaño de las cámaras y su localización en relación a la distribución de los sondeos magnetoteléuricos, ya que apenas disponemos de sondeos ubicados en el área de influencia de estas estructuras.

De entre los sondeos disponibles actualmente, tan solo el TEN044b se encuentra relativamente cerca de alguna de las cámaras introducidas en el modelo A2. Este sondeo se sitúa en las proximidades de la cámara situada bajo Montaña Blanca, cuya influencia se ve ligeramente reflejada en su respuesta

magnetotelúrica (Figura 5.34), no siendo suficiente como para situarse dentro del rango de resolución del modelo final.

Un análisis más detallado de la respuesta magnetotelúrica de este sondeo (TEN044b) para ambos modelos (B1 y A2), comparada a su vez con la respuesta del modelo final y los datos observados (figura 5.34), revela un claro aumento del desajuste de los datos para el caso B1. En cambio, en el caso A2 el ajuste de los datos es similar al obtenido para el modelo final. Esto es debido a la ya mencionada similitud entre las resistividades del modelo final en la zona donde se emplazan las cámaras fonolíticas (*clay cap*) y la asignada a dichas estructuras.

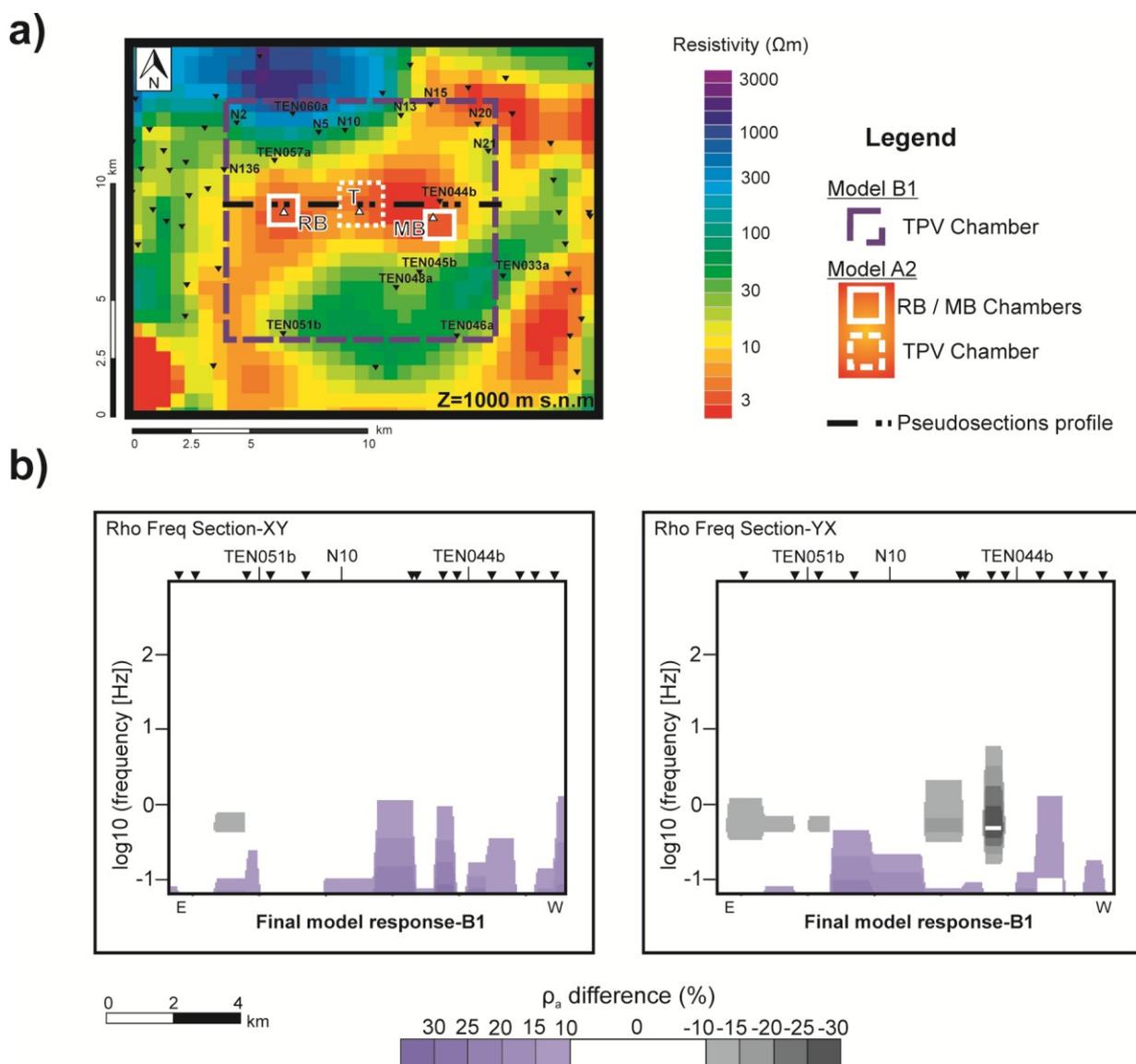


Figura 5.33. a) Proyección en planta de las cámaras magmáticas consideradas en las pruebas de sensibilidad. b) Diferencia entre las respuestas del modelo final y el modelo B1. En el caso del modelo A2 la diferencia es inferior al 10%, no siendo detectable.

Por lo tanto, la respuesta del modelo final presenta el mejor ajuste de los datos observados, mientras que la respuesta del modelo B1 da lugar al mayor desajuste. Por otro lado, no quedaría descartada la presencia de las cámaras asociadas a Montaña Blanca y Roques Blancos, ya que el único sondeo próximo a éstas ajusta los datos con una precisión similar para los modelos final y A2.

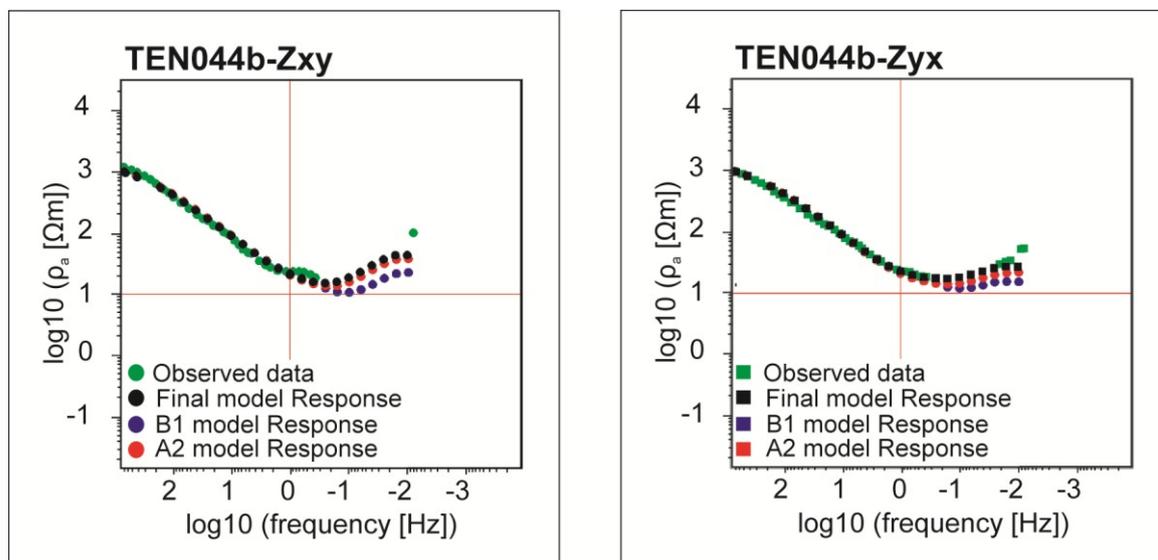


Figura 5.34. Resistividad aparente del sondeo TEN044b. Comparación de los datos observados y las respuestas de los modelos final, A2 y B1.

Adicionalmente, para discriminar entre la falta de resolución de los datos y la falta de sondeos magnetotéluricos en las proximidades de las cámaras fonolíticas, realizamos de nuevo una prueba de sensibilidad para el caso del modelo A2. Para ello, introducimos 13 sondeos magnetotéluricos sintéticos en las proximidades de estas cámaras (Figura 5.35a).

III. Datos Sintéticos

La figura 5.35b muestra las pseudosecciones de la diferencia entre la respuesta de los modelos final y A2. Las pseudosecciones se calcularon en base a los datos de 14 sondeos (13 sintéticos más el sondeo TEN044b) proyectados a lo largo del mismo perfil EO considerado anteriormente (Figura 5.35a).

Los resultados muestran que el modelo final tiene resolución suficiente para detectar algunas de las cámaras fonolíticas introducidas en el modelo A2, viéndose principalmente afectada la componente XY del tensor de impedancias (Figura 5.35b). Este sería el caso de las cámaras correspondientes al Teide y a Montaña Blanca, mientras que la cámara situada bajo Roques Blancos no podría ser detectada. En esta figura se muestran datos hasta 0.01

Hz, mientras que para la obtención del modelo final la mínima frecuencia invertida fue de 0.1 Hz. Por lo tanto, el modelo final presentado tiene sensibilidad para detectar estructuras de características similares a las introducidas en el modelo A2. No obstante, las posibilidades de detectar estas estructuras en base a datos magnetoteléuricos aumentarían considerablemente de conseguir datos de calidad hasta frecuencias de 0.01 Hz (Figura 5.35b).

En consecuencia, esta última prueba indica que los resultados negativos obtenidos en la prueba de sensibilidad realizada para el modelo A2 (tabla 5.1, figuras 5.32 y 5.33), estarían condicionados por la ausencia de datos en la parte central de la isla (dentro de la Caldera de Las Cañadas).

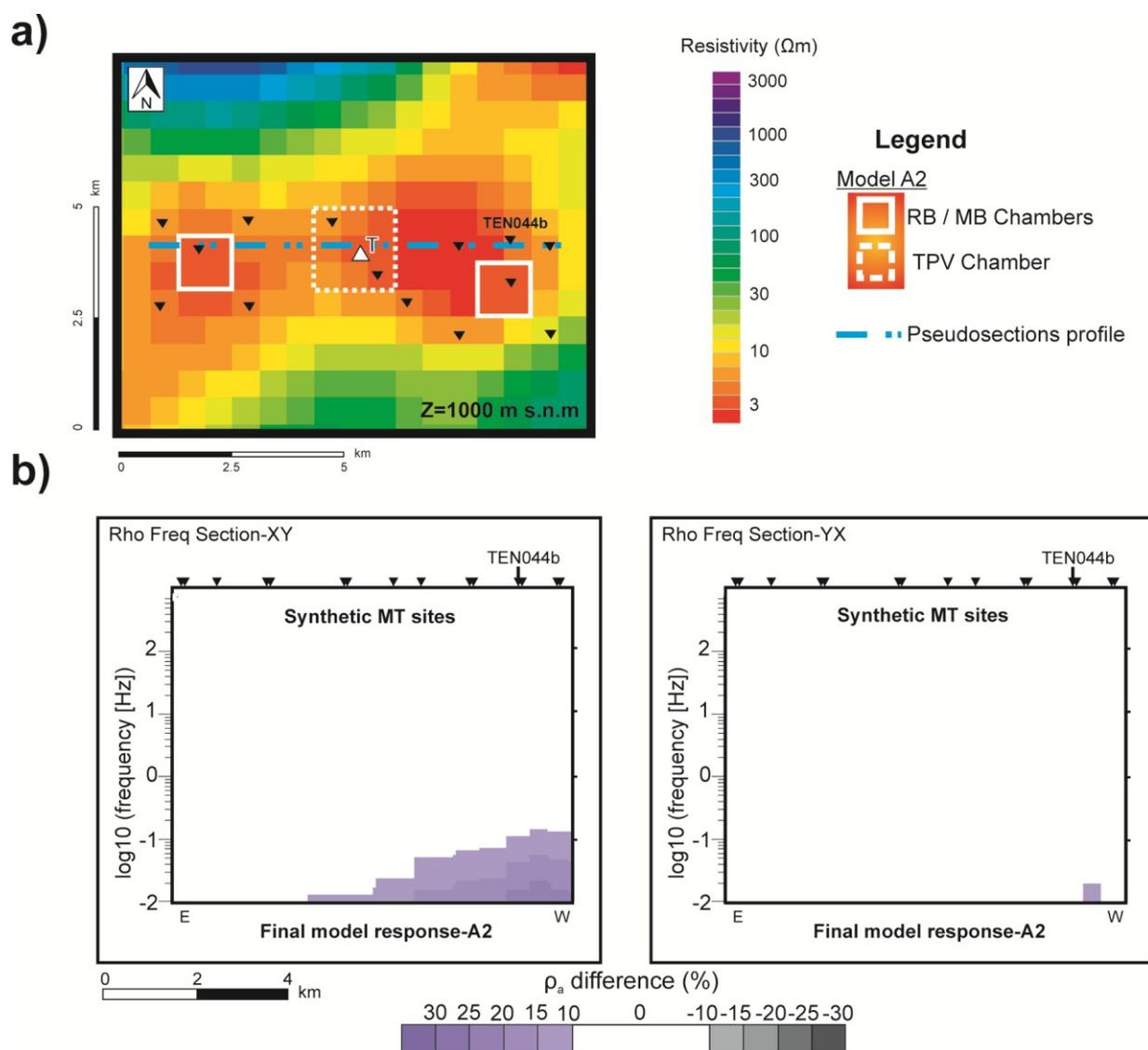


Figura 5.35. a) Proyección en planta de las cámaras magmáticas consideradas en las pruebas de sensibilidad. T: Teide. b) Diferencia entre las respuestas de los modelos final y A2.

De la realización de estas pruebas podemos concluir que nuestros datos magnetotelúricos tienen suficiente resolución como para detectar estructuras conductoras asociadas a posibles cámaras magmáticas similares a las expuestas en la Tabla 5.1. Así, estructuras como la considerada en el modelo B1 serían fácilmente detectables, ya que su presencia supone un aumento considerable en el desajuste de los datos. En consecuencia, los datos magnetotelúricos no son compatibles con la presencia de cámaras magmáticas de tales características. Para el caso de cámaras más pequeñas, modelo A2, se ha demostrado que de existir una mayor densidad de datos en la zona central de la isla, éstos tendrían resolución suficiente como para detectar algunas de las cámaras consideradas. Consecuentemente, la ausencia de sondeos magnetotelúricos en las proximidades de las cámaras introducidas en el modelo A2, hace imposible aportar más información sobre su existencia y posible localización.

5.4.2.2.2. Cámara máfica profunda: Erupciones basálticas.

En el caso del reservorio máfico asociado a las erupciones basálticas, la mayoría de los estudios coinciden en situarlo a profundidades mayores, entre 5 y 14 km b.n.m, y casi siempre en la parte norte de la isla (Araña et al., 2000; Almendros et al., 2007; Blanco-Montenegro et al., 2011).

Anteriormente comentábamos que el estudio de tomografía sísmica realizado por De Barros et al. (2012) detecta la presencia de dos estructuras asociadas a posibles cámaras magmáticas. Una de ellas era interpretada como la posible cámara fonolítica considerada en el apartado anterior (Modelo B1), mientras que la otra, de unos 25 km de anchura situada entre los 3115 y 3140 km UTM y a una profundidad de 6-10 km b.n.m, estaría asociada al reservorio máfico.

Siguiendo la misma metodología empleada para el caso de las cámaras fonolíticas, modificamos el modelo final introduciendo esta estructura para generar el modelo denominado B2 (Figura 5.36a).

I. Modelo B2

La figura 5.36b muestra las pseudosecciones de la diferencia entre las respuestas de los modelos final y B2, indicando que la mayoría de los sondeos son sensibles a esta estructura. Consecuentemente, una cámara magmática de tales características no es compatible con los datos magnetotelúricos.

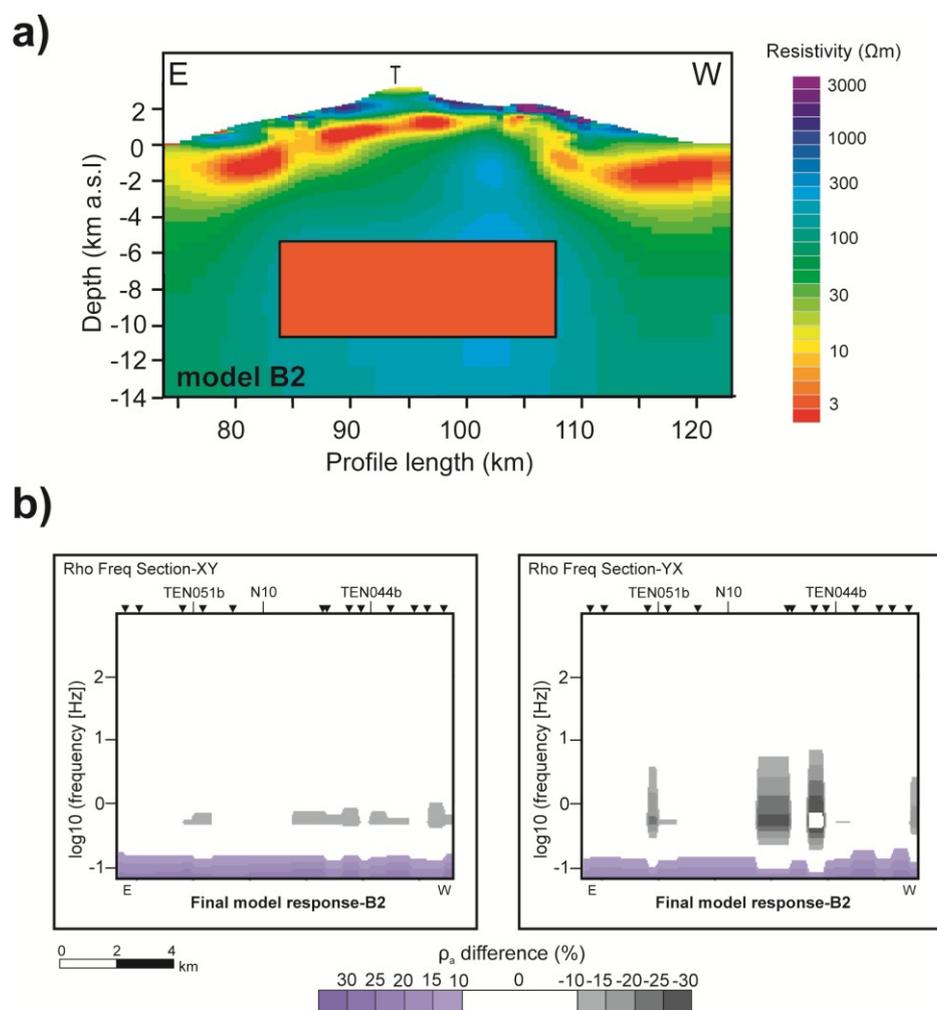


Figura 5.36. a) Modelo B2. T: Teide. b) Diferencia entre las respuestas de los modelos final y B2.

A la vista de estos resultados consideramos la posibilidad de cámaras más profundas. Uno de los modelos propuestos para explicar la reactivación volcánica producida en 2004 es el de Almendros et al. (2007). En él, los autores apuntan como causa de la reactivación volcánica la inyección de magma bajo el flanco NO del Teide. Esta inyección se produciría a la profundidad a la que se detectó el primer terremoto (~ 14 km) y estaría asociada a la cámara magmática máfica. Por otro lado, en el estudio realizado por Martí et al. (2008) se muestra un esquema del sistema magmático de Tenerife en el que el reservorio máfico asociado a las erupciones basálticas estaría situado bajo la corteza oceánica (Figura 5.37).

Este esquema coincide con aquellos datos geológico y geofísicos (Canales, 1997; Watts et al., 1997; Ablay et al., 1998; Canales y Dañobeitia, 1998; Neumann et al., 1999; Ablay y Kearey, 2000; Dañobeitia y Canales, 2000) que indican que los magmas basálticos en Tenerife se acumulan periódicamente formando grandes cuerpos situados en tres discontinuidades principales: La base de la litosfera elástica (30 km de profundidad), en la

discontinuidad de MOHO (14-16 km de profundidad) y en el contacto basamento oceánico-base del edificio volcánico del Teide (7-8 km de profundidad; Martí y Gudmundsson, 2000).

Así, para las siguientes pruebas de sensibilidad introducimos en el modelo final cámaras a profundidades mayores, hasta obtener la máxima profundidad a la que esta estructura sería detectable a partir de los datos magnetotelúricos. El modelo que marca el límite de resolución ha sido denominado M4 (tabla 5.2; figura 5.38).

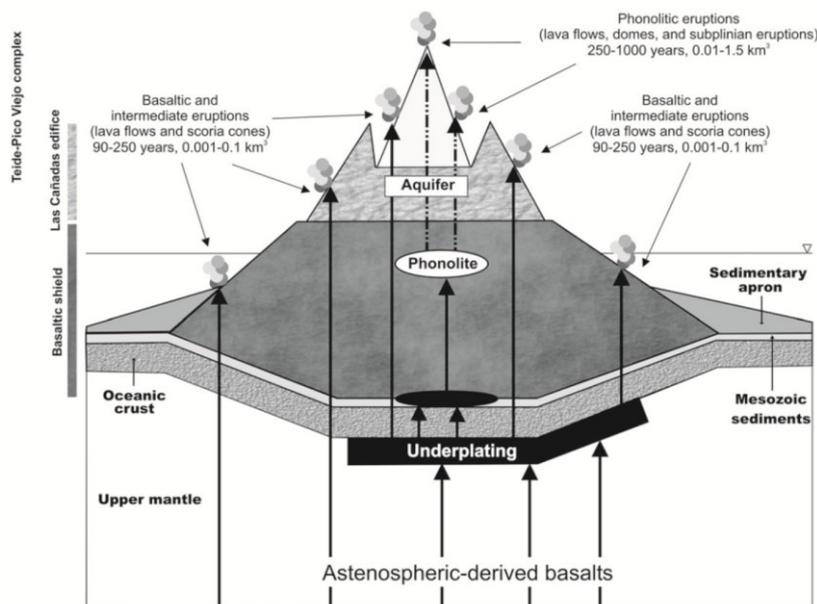


Figura 5.37. Esquema del sistema magmático del Tenerife (Martí et al., 2008).

Modelo	Cámara máfica
B2	Dim: ~25 x25x4 km Prof: 6-10 km b.n.m Loc: 3115y 3140 km UTM.
M4	Dim: ~25 x25x4 km Prof: 8-11 km b.n.m Loc: 3115y 3140 km UTM.

Tabla 5.2. Resumen de las características de las cámaras magmáticas máficas introducidas en el modelo final. Los modelos derivados reciben el nombre de B2 y M4.

II. Cámaras más profundas: Modelo M4

La figura 5.38a muestra el modelo M4, en el que se ha introducido la misma cámara máfica considerada en el caso anterior, pero a mayor profundidad. Ésta corresponde a la máxima profundidad a la que dicha cámara sería detectable en base a datos magnetotelúricos.

La figura 5.38b muestra las pseudosecciones de la diferencia entre las respuestas de los modelos final y M4. La mayoría de los sondeos son sensibles a esta estructura, por lo que una cámara de estas características no es compatible con los datos magnetotelúricos.

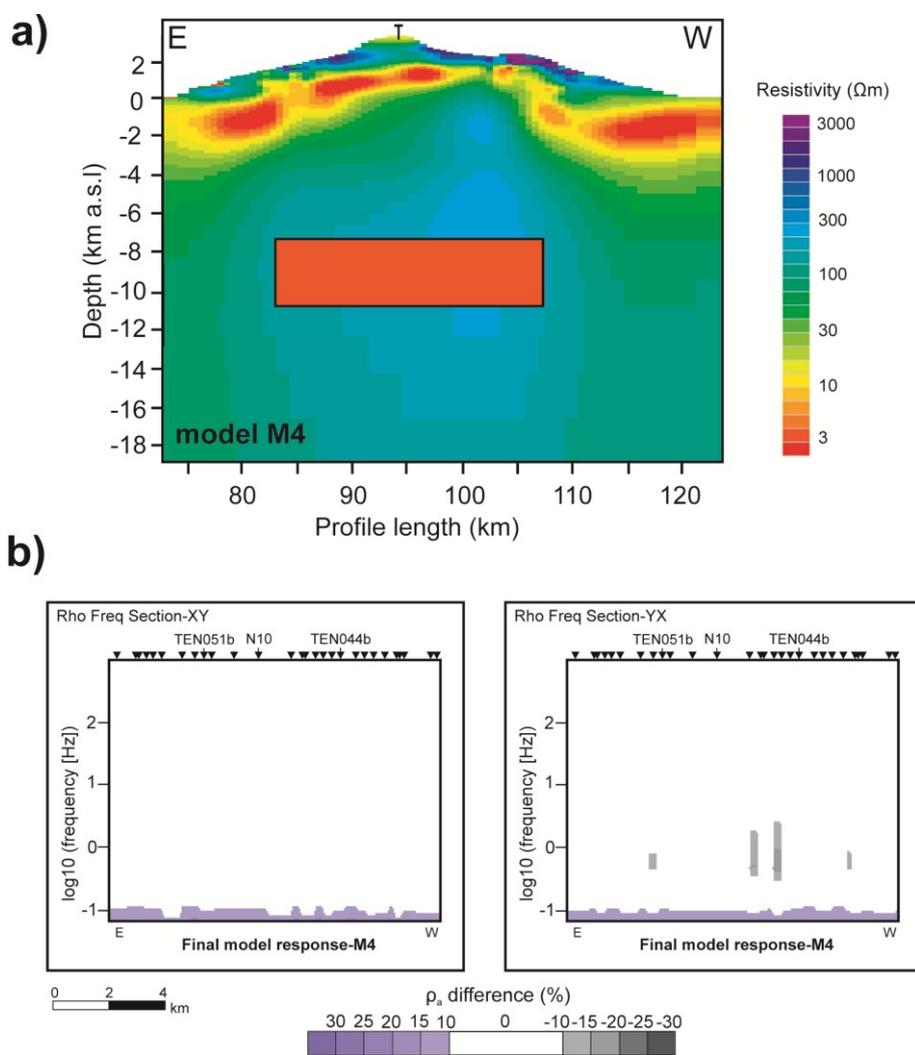


Figura 5.38. a) Modelo M4. T: Teide. b) Diferencia entre la respuesta de los modelos final y M4.

Los resultados de las prueba de sensibilidad realizadas para el caso del reservorio máfico, indican que los datos magnetotelúricos no son coherentes con la presencia de una estructura de características similares a la considerada en el modelo B2 a profundidades

menores de 8 km b.n.m. Por lo tanto, la cámara magmática máfica asociada al complejo CTPV estaría situada a profundidades mayores, o sería sustancialmente más pequeña que lo aquí considerado.

5.4.2.3. Comparación con otros modelos geofísicos.

De entre los estudios geofísico llevados a cabo recientemente en la isla de Tenerife destacan los realizados por García-Yeguas et al. (2012) y Gottsmann et al. (2008). En el primero de ellos los autores presentan un modelo 3-D de tomografía sísmica de toda la isla, caracterizado por la presencia de un cuerpo con una alta velocidad de ondas P en el centro de la misma. En el segundo, se presenta un nuevo mapa de la anomalía local de Bouguer del Complejo Volcánico Central que muestra un núcleo de alta densidad bajo éste y un mínimo de gravedad centrado en la Caldera de Las Cañadas.

La figura 5.39i,iii muestra la distribución de la velocidad absoluta de ondas P (García-Yeguas et al., 2012) para dos secciones horizontales, 1000 m s.n.m y 1000 m b.n.m, con la superposición de la estructura más característica del modelo de resistividades, el *clay cap*. En el modelo de tomografía sísmica aparece una pequeña estructura vertical de baja velocidad situada bajo Montaña Blanca y que se extiende desde la superficie hasta los 3000 m b.n.m. Esta estructura ha sido asociada con la presencia de productos de alteración hidrotermal y coincide con la localización del *clay cap*.

De modo general, podría decirse que el centro de la isla está ocupado por velocidades altas de ondas P, englobado a su vez, por el *clay cap* (Figura 5. 39i,iii). Este tipo de comportamiento ha sido observado por Aoki et al. (2009) en el volcán Asama (Japón). En este caso los autores interpretan la zona de alta velocidad de ondas P como magma solidificado lentamente (diques), el cual presentará una baja permeabilidad dando lugar, a su vez, a valores altos de resistividad (Aizawa et al., 2008; Aoki et al., 2009). Está podría ser una hipótesis válida para el caso del sistema geotérmico de Tenerife.

Por otro lado, la figura 5. 39ii,iv muestra las secciones horizontales para las mismas profundidades, 1000 m s.n.m y 1000 m b.n.m, del modelo 3-D de contraste de densidades obtenido por Gottsmann et al. (2008). De forma análoga se ha superpuesto el *clay cap* derivado del modelo 3-D de resistividades.

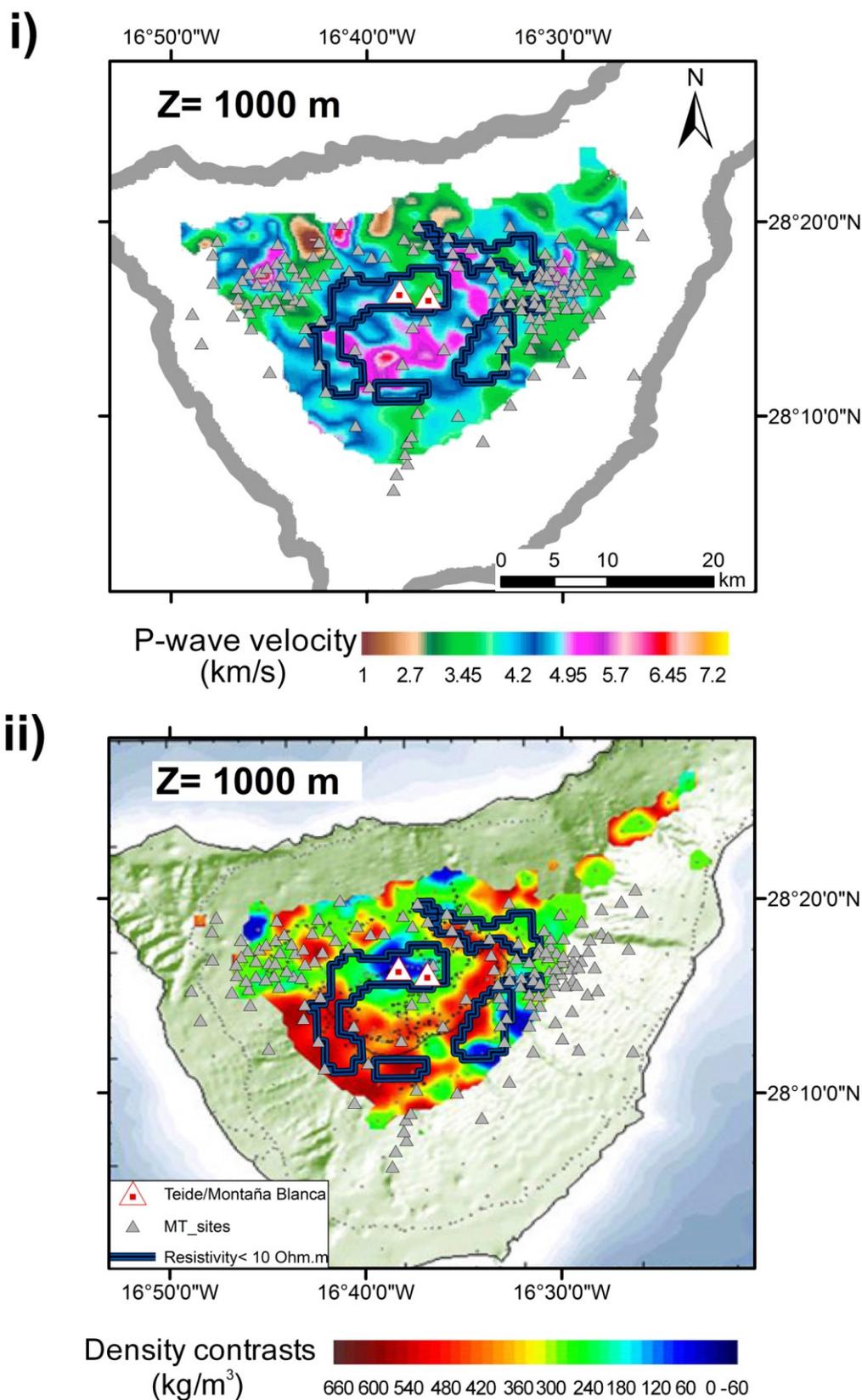


Figura 5.39. Comparación de diferente información geofísica a 1000 m s.n.m. **i)** Superposición de los modelos de tomografía sísmica (García-Yeguas et al., 2012) y de resistividad; **ii)** Superposición de los modelos de contraste de densidades (Gottsmann et al., 2008) y de resistividad. Densidad de referencia para el modelo de densidad: 2749 kg/m³. Los triángulos grises corresponden a los sondeos de MT; los triángulos blancos indican la posición de El Teide (izquierda) y de Montaña Blanca (derecha). La línea continua azul corresponde al contorno del *clay cap*.

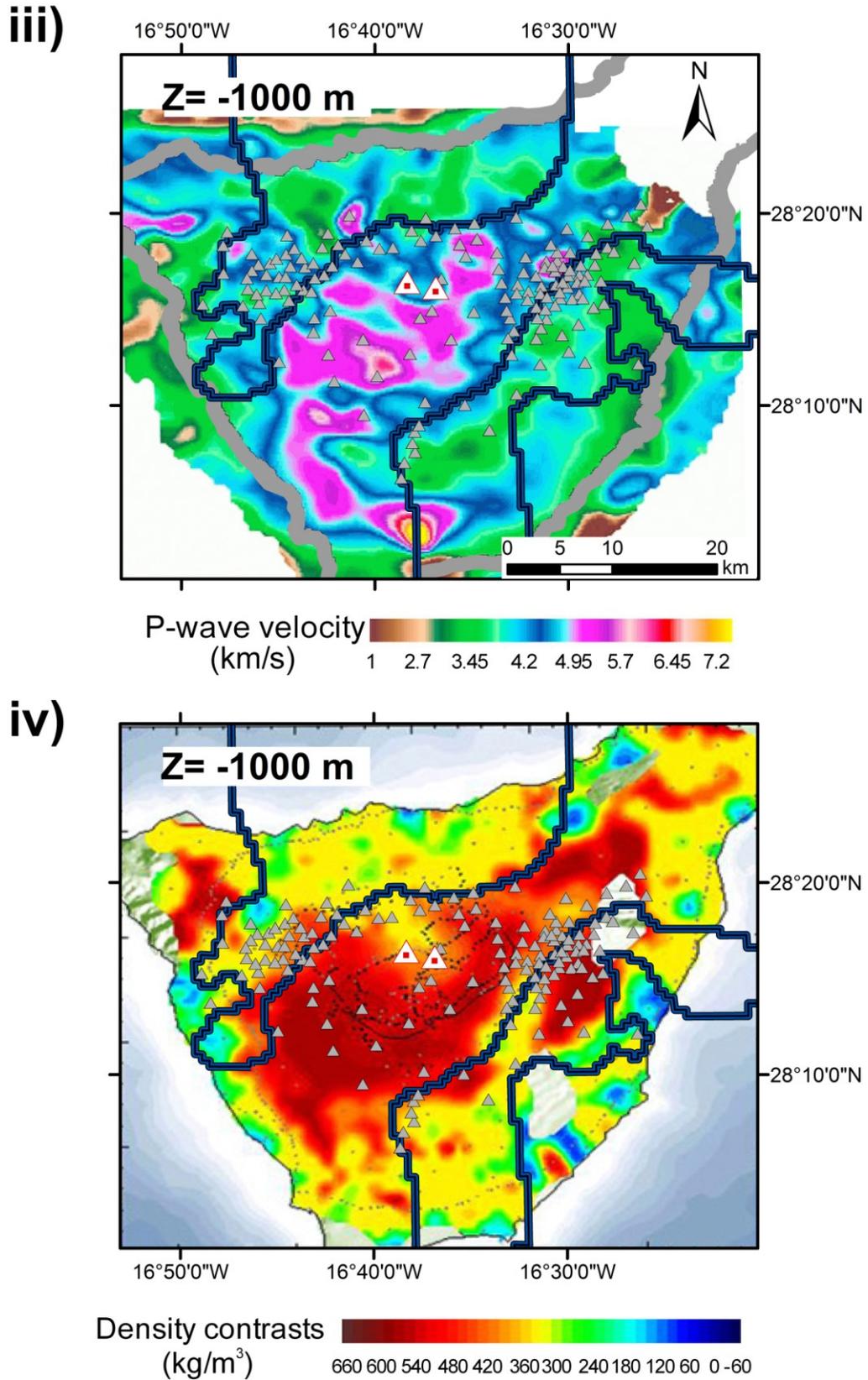


Figura 5.39.cont. Comparación de diferente información geofísica a 1000 m b.n.m. **iii)** Superposición de los modelos de tomografía sísmica (García-Yeguas et al., 2012) y de resistividad; **iv)** Superposición de los modelos de contraste de densidades (Gottsmann et al., 2008) y de resistividad. Densidad de referencia para el modelo de densidad: 2812 kg/m³. Los triángulos grises corresponden a los sondeos de MT; los triángulos blancos indican la posición de El Teide (izquierda) y de Montaña Blanca (derecha). La línea continua azul corresponde al contorno del *clay cap*.

En este caso los autores asocian el cuerpo de alta densidad situado bajo el Complejo Volcánico Central con las rocas máficas de la fase de vulcanismo en escudo. En el caso de la sección correspondiente a 1000 m s.n.m, esta zona de máxima densidad es paralela a la pared actual de la caldera, siendo interpretada como remanentes del Edificio Cañadas.

Comparando los tres modelos, velocidad de ondas P, contraste de densidad y modelo de resistividades, observamos que existe una buena correlación entre todos ellos. En general, las zonas con una alta velocidad de ondas P coinciden con las zonas de mayor densidad y con valores de resistividad relativamente altos, estando todos ellos a su vez contenidos por el *clay cap*. Todos estos datos indican que el centro de la isla está formado por materiales densos y poco permeables que podrían asociarse con los materiales de las Series Basálticas Antiguas. De igual modo la correlación baja velocidad, baja densidad y baja resistividad podría asociarse a la presencia de productos de alteración hidrotermal, lo que sería coherente con la interpretación aquí realizada en base al modelo de resistividades.

Estos dos estudios geofísicos (García-Yeguas et al., 2012; Gottsmann et al., 2008) son un ejemplo de las investigaciones realizadas a raíz de la inusual actividad sísmica detectada durante el año 2004 en el sector norte de la isla. Otros ejemplos serían los estudios sísmicos llevados a cabo por Almendros et al. (2007) y Cerdeña et al. (2011). En ellos se localizaron eventos VT (terremotos vulcano-tectónicos) en el sector NO del sistema Teide-Pico Viejo, en torno a 14 km y 4-15 km de profundidad respectivamente.

En el primer caso, los autores explican la reactivación volcánica como causada por una inyección de magma bajo el flanco NO del Teide a la profundidad a la que se detecta el primer terremoto (~ 14 km). En el último caso, se propone como origen de los terremotos un modelo consistente en la intrusión de un único cuerpo magmático con diques laterales que afecta a la parte central de la isla. La mayoría de la actividad es detectada en dos regiones independientes (N y S de la isla), no estando asociada a posibles caminos de ascenso del magma (Cerdeña et al., 2011). Este proceso volcánico podría contribuir al calentamiento de las cámaras fonolíticas someras (Martí et al., 2009).

La figura 5.40 muestra la superposición de toda esta información: estudios sísmicos (Cerdeña et al., 2011; García-Yeguas et al., 2012), gravimétricos (Gottsmann et al., 2008) y magnetotelúricos (Piña-Varas et al., 2014). Al igual que en la figura 5.39 parece haber una buena correlación entre la alta velocidad de las ondas P, las zonas de mayor densidad y las resistividades relativamente altas. Esta nueva figura, 5.40, incluye los hipocentros de

los terremotos registrados en 2004 (Cerdeña et al., 2011). La distribución de estos eventos parece marcar una zona libre de terremotos situada bajo el Teide. Esta zona podría contener algunas de las cámaras magmáticas anteriormente consideradas ya que se espera que una región parcialmente fundida este ausente de sismicidad (p. ej. Hill et al., 2009).

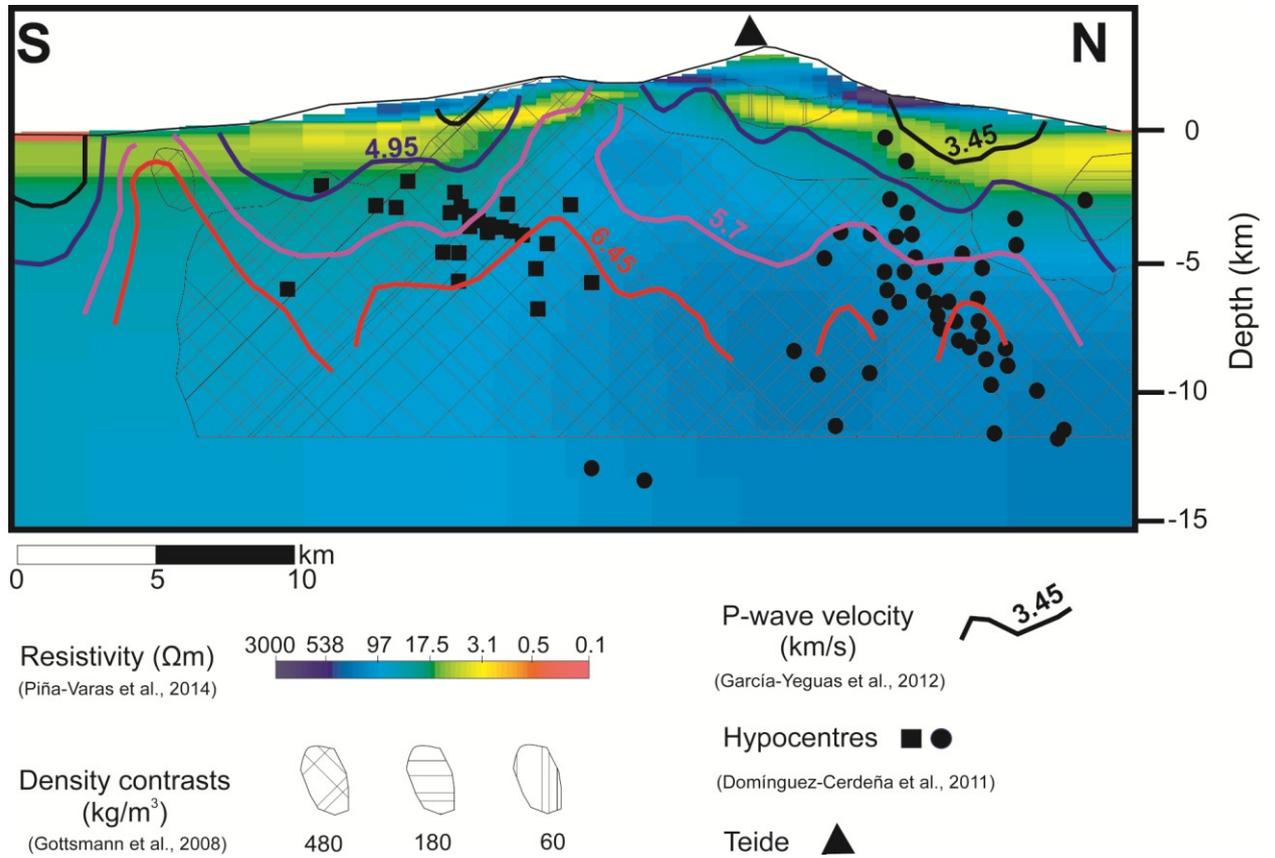


Figura 5.40 Información geofísica superpuesta a lo largo de un perfil NS que cruza la isla por el Teide.

5.5. DISCUSIÓN

De todo lo expuesto anteriormente, se concluye que el modelo magnetoteléurico presentado puede interpretarse en el contexto de un sistema geotérmico convencional, aportando además información relevante a debates tales como la localización de las cámaras magmáticas o el origen de la Caldera de Las Cañadas.

Uniéndolo toda la información expuesta podremos obtener una interpretación más completa del modelo 3-D de resistividades (figura 5.41). Tal y como ya se ha comentado, parece existir una relación entre la formación de la Caldera de Las Cañadas y la ruptura del *clay cap*, explicándose así, la presencia de la discontinuidad central detectada en esta capa en el modelo de resistividades. El análisis del modelo final realizado en base a las dos hipótesis de formación de la Caldera de Las Cañadas, deslizamiento lateral y colapso vertical, revela una buena correspondencia entre la morfología del *clay cap* y el esquema propuesto para el origen por colapso vertical (Martí, 2004; Martí y Gudmundsson, 2000). Esta correlación se basa en dos puntos fundamentales: 1) la continuidad del *clay cap* hacia el norte de Las Cañadas, indicando la presencia de una posible pared asociada a la caldera en esta zona y 2) la buena correlación espacial existente entre la abertura NE detectada en el *clay cap* y el trazado del Valle de la Orotava (Figura 5.28b). En este último caso, se ha interpretado la ruptura del *clay cap* como causa del deslizamiento lateral que dio lugar a este valle. Así, de haberse producido un deslizamiento similar hacia el norte de la caldera (Valle de Icod), cabría esperar una discontinuidad del *clay cap* equivalente, no siendo así. Por lo tanto, el modelo de resistividades apoyaría la teoría del colapso vertical (Martí y Gudmundsson, 2000) como principal proceso creador de la caldera.

Así pues, el desarrollo y ruptura de la capa de alteración hidrotermal sobre el sistema geotérmico sería posterior a la formación de la caldera, es decir, tuvo lugar en el último millón de años y desde entonces la discontinuidad central del *clay cap* no ha sido ocupado por nuevos productos de alteración. Esto sugiere que, o bien la velocidad de formación de arcillas sobre el sistema es muy lenta, o bien el sistema actual es más pequeño de lo que indica el modelo de resistividad, o bien está inactivo.

Teniendo en cuenta las evidencias de las múltiples erupciones que dieron lugar a la actual Caldera de Las Cañadas y la atribución del proceso de colapsos superpuestos a la migración de las cámaras magmáticas someras hacia el este (Martí y Gudmundsson,

2000), cabe pensar que en los últimos 3 Ma se han desarrollado varios sistemas geotérmicos en la isla. En consecuencia, la distribución de resistividades obtenida en el modelo de MT podría no representar con exactitud la morfología del sistema geotérmico actual. Esto sería debido a que las estructuras geoelectricas registradas corresponderían a la superposición de todos los sistemas que se han desarrollado en la isla, no pudiéndose distinguir el sistema actual únicamente por la distribución de la resistividad eléctrica.

Por lo tanto, para poder determinar cuál es el estado del sistema geotérmico actual habría que contrastar el modelo de resistividades con otros datos geológicos, geoquímicos, etc. La actividad explosiva registrada en la isla corresponde principalmente a la fase pre-caldera, siendo rarísimos los episodios freato-magmáticos en la actividad post-caldera del complejo TPV. Asimismo, los pocos casos de actividad explosiva post-caldera (Montaña Blanca, Pico Viejo) no presentan caracteres de gran energía, sugiriendo que el nivel de fragmentación del magma ha sido muy superficial para poder interaccionar con sistemas hidrotermales profundos y por lo tanto con interés geotérmico (IGME, 1983-1993a). Esto supone que para identificar definitivamente la existencia de sistemas hidrotermales profundos asociados a un posible sistema geotérmico post-caldera sería necesaria la perforación de un pozo de prospección. Por otro lado, la presencia de fumarolas en el Teide indica que el sistema sigue activo, al menos en la zona noreste de la caldera (Albert-Beltran et al., 1989, 1990; Melián et al., 2012).

Recientemente, el estudio hidrogeoquímico realizado por Marrero (2010) muestra que las aguas del acuífero de Las Cañadas con una mayor componente de gases endógenos son las del sector oriental de la Caldera de Las Cañadas. Estos resultados indicarían que este sector representa una zona de alteración hidrotermal y/o de circulación relativamente somera de fluidos endógenos que interaccionan con las aguas subterráneas más profundas del acuífero de Las Cañadas. No obstante, el autor concluye que muy posiblemente la incorporación de los gases endógenos a las aguas subterráneas se produzca en las proximidades del complejo TPV, siendo posteriormente transportado advectivamente por las aguas subterráneas hasta el sector oriental de la Caldera de Las Cañadas. Así, el autor asume en base a los estudios geofísicos de Aubert y Kieffer (1998) y Pous et al. (2002), que el núcleo de alteración hidrotermal actual se extiende tanto bajo Montaña Blanca, como bajo el resto del complejo TPV.

Por otro lado, la información aportada por el modelo final en relación a la localización de las cámaras magmáticas sería: a) para el caso de cámaras fonolíticas someras situadas

entre 1 y -2 km s.n.m, éstas presentarían dimensiones inferiores a 3x3x1 km; b) una posible cámara máfica de grandes dimensiones (~25x25x4 km) estaría localizada a más de 8 km b.n.m.

La figura 5.41 muestra el esquema final realizado. Para completar la interpretación se han tenido en cuenta los esquemas propuestos por Martí (2004) y por Marrero (2010), a los que se les han aplicado pequeñas modificaciones en base a la distribución de resistividades obtenida en el modelo 3-D.

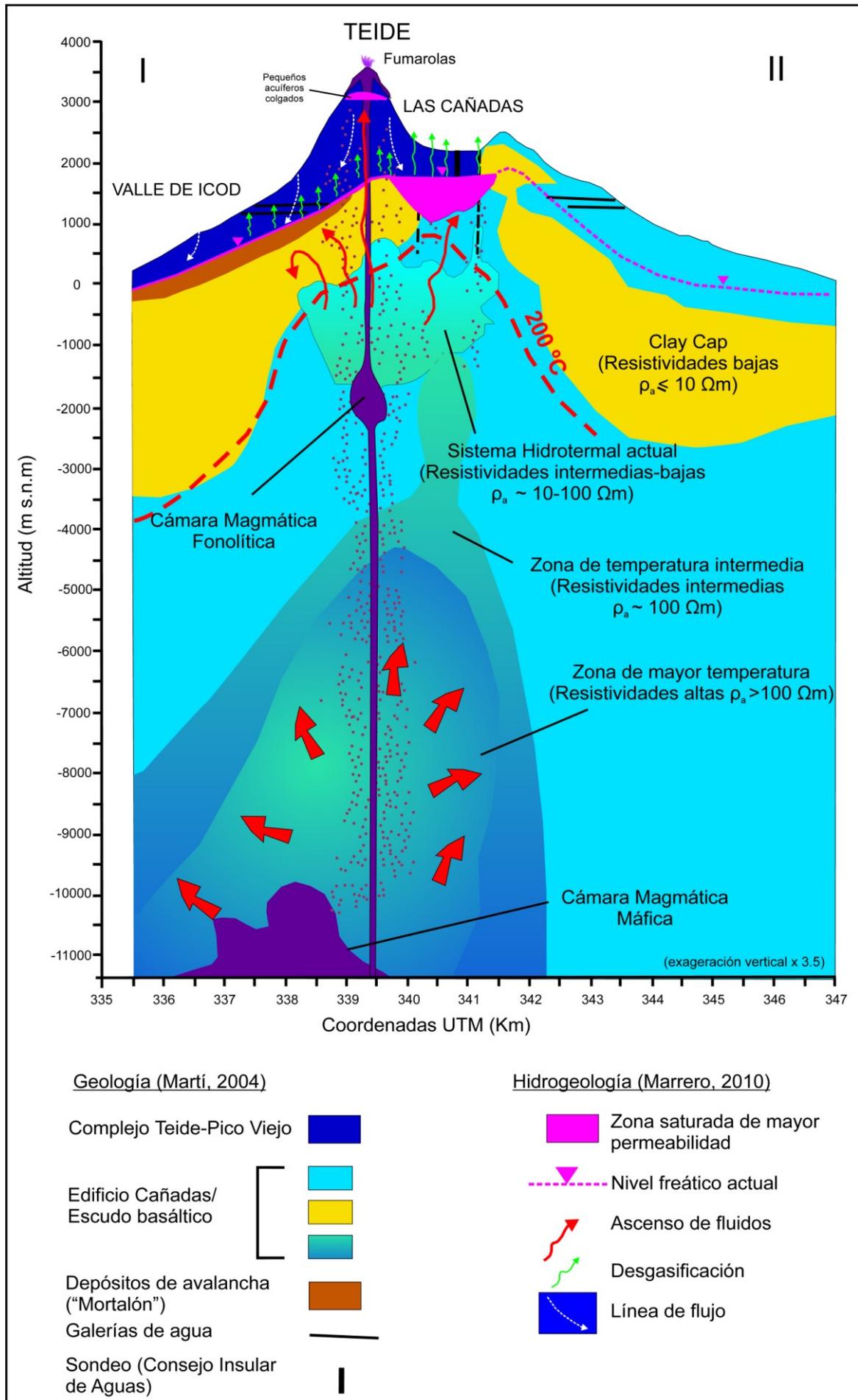
5.6. CONCLUSIONES

Con el fin de caracterizar el sistema geotérmico de la isla de Tenerife se ha elaborado un modelo tridimensional de resistividades. Este modelo no solo aporta información sobre el sistema geotérmico, sino que adicionalmente proporciona datos relevantes sobre la estructura interna de la isla.

Como paso previo a la inversión de los datos se realizó un análisis de la influencia del mar y de la topografía sobre las respuestas magnetoteléuricas. Para ello, se construyó un modelo conceptual 3-D basado en datos geológicos y en modelos magnetoteléuricos 1-D, que incluye la topografía, la batimetría y el mar. Las pruebas realizadas, consistentes en resolver el problema directo sobre una serie de modelos resultantes de la modificación del modelo conceptual, indican que la distorsión de los datos por efecto de la topografía y del mar se hace notable a partir de 0.6 Hz y de 0.1 Hz respectivamente.

Finalmente, se obtuvo un modelo tridimensional de resistividades a partir de la inversión de las anti-diagonales de 148 sondeos magnetoteléuricos para un rango de frecuencias de 1000-0.1 Hz. El modelo obtenido muestra una distribución de resistividades similar a la típicamente asociada a sistemas geotérmicos convencionales, donde la estructura más llamativa consiste en una zona de alteración hidrotermal formada por arcillas (esmectita/illita), cuya respuesta geoelectrica es considerablemente conductora ($>10 \Omega\text{m}$). Esta estructura representaría el sello del posible reservorio (*clay cap*) y se sitúa sobre una zona más resistiva que se correspondería con rocas a mayores temperaturas.

Figura 5.41 (pag. siguiente). Esquema del sistema geotérmico de la isla de Tenerife según el corte representado en la figura 5.26. El esquema muestra la interpretación de las estructuras geoelectricas más relevantes obtenidas en el modelo 3-D de resistividades. Se han tenido en cuenta, además, el esquema geológico sugerido por Martí (2004) y el modelo hidrogeológico propuesto por Marrero (2010). En la figura se muestra la posible localización de las cámaras magmáticas, cuya ubicación exacta no ha podido ser determinada en base a los datos de MT disponibles.



Asimismo, un análisis del modelo más allá de la interpretación en el contexto de un sistema geotérmico revela información referente a cuestiones aún en debate como son la formación de la Caldera de Las Cañadas y la localización de las cámaras magmáticas asociadas al complejo TPV. Para examinar esta última cuestión se han realizado diversas pruebas de sensibilidad, para lo que se ensayaron diversos modelos alternativos introduciendo las estructuras correspondientes a las diferentes cámaras magmáticas. De estas pruebas se deduce que los datos magnetoteléuricos tiene resolución para detectar cámaras fonolíticas someras (entre 1 y -2 km s.n.m) de dimensiones superiores a los 3x3x1 km. De aquí se concluye que dichas cámaras, de estar presentes, han de ser de dimensiones inferiores a lo expuesto. De manera similar, se deduce que la cámara máfica, que se espera sea de mayores dimensiones (caso considerado: 25x25x4 km; Araña et al., 2000; De Barros et al., 2012), estaría localizada a profundidades superiores a los 8 km b.n.m.

En cambio, para el caso de lo origen de la Caldera de Las Cañadas se ha realizado una comparación detallada de los esquemas propuestos por Martí (2004) para la formación de la caldera y del modelo de resistividades. De esta comparación se deduce que el modelo de formación por colapso vertical es el que mejor encaja con la disposición de las estructuras geoelectricas obtenidas en el modelo de resistividades.

Parte III

Conclusiones, Bibliografía y Anexo

6. Conclusiones y Trabajos futuros

Bibliografía

Anexo

Artículo 1

Artículo 2

CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

6.1. CONCLUSIONES

En esta memoria se han presentado los resultados derivados de la aplicación del método magnetotelúrico al estudio de dos reservorios geológicos distintos: I) El anticlinal de El Hito, considerado inicialmente como posible almacén geológico de CO₂, y II) El sistema geotérmico de la isla de Tenerife. Consecuentemente, los objetivos principales de esta tesis estaban relacionados con la caracterización geoeléctrica de ambas estructuras. Adicionalmente, durante el transcurso de la tesis surgieron cuestiones de carácter metodológico, por lo que ambos estudios aportan, además, conclusiones referentes a las técnicas empleadas para la correcta caracterización de cada reservorios.

Las conclusiones extraídas se han expuesto al final de cada capítulo, no obstante se resumirán aquí las contribuciones al conocimiento de cada zona de estudio desde un punto de vista más general.

6.1.1. Anticlinal de El Hito

Los modelos 2-D de resistividades obtenidos en este estudio aportan nueva información sobre la geometría del anticlinal, tanto de la cobertera como del basamento.

La geometría de la cobertera se ha obtenido a partir de la correlación establecida entre los principales niveles estratigráficos y la resistividad eléctrica. Así, observamos por ejemplo,

como los carbonatos jurásicos-cretácicos presentan cambios de resistividad muy marcados debido a su alto grado de fracturación (Piña-Varas et al., 2013). Algunas de estas fallas, que afectan a todos los materiales de la cobertera, han sido detectadas y caracterizadas a partir del modelo de resistividades, otras en cambio, ya aparecían en los cortes geológicos de detalle realizados por Biete et al. (2012).

Por el contrario, la estructura del basamento no pudo obtenerse directamente a partir de la distribución de resistividades, ya que los últimos 800 m de cobertera y los 200 primeros metros de basamento presentan el mismo comportamiento geoelectrico. Para conseguir información del contacto basamento/cobertera fue necesario realizar sucesivas pruebas de sensibilidad. De estas pruebas se deduce, por un lado, que el basamento se sitúa a profundidades mayores hacia el sur de la zona de estudio, y por otro, que podría estar afectado por fallas. Estas fracturas generan altos estructurales y algunas de ellas fueron observadas en las líneas sísmicas cercanas y recogidos en los trabajos de Querol (1989) y Biete et al. (2012). A partir de los modelos de resistividad se estima un salto aproximado para estas fallas de unos 300 m.

Estas serían las principales aportaciones de los modelos 2-D en cuanto a la caracterización del anticlinal. Pero para la obtención de estos modelos geoelectricos se tuvieron que resolver ciertos problemas adicionales. Al inicio del estudio, y tras las primeras inversiones, se obtuvieron resultados que chochaban con la información geológica previa. Esto obligó a realizar un análisis de la respuesta magnetotelúrica generada por una estructura de características similares a la estudiada. Para ello, se construyeron una serie de modelos conceptuales basados en información geofísica y geológica previa. De este análisis se deduce que para recuperar la estructura a partir de la inversión de los datos magnetotelúricos será necesario utilizar un modelo inicial adecuado. En este caso concreto, el modelo inicial óptimo resulto ser aquel que incorpora información geológica y geofísica previa, es decir, que contiene una cierta estructura geoelectrica pero que permite a la vez, todo tipo de modificaciones introducidas por el propio proceso de inversión.

Así pues, el estudio realizado en el anticlinal de El Hito pone de relieve la importancia del modelo inicial seleccionado para la inversión de los datos magnetotelúricos.

6.1.2. Sistema geotérmico de Tenerife

Para la caracterización del sistema geotérmico de la isla de Tenerife fue necesario realizar un modelo tridimensional, para lo que se utilizaron datos procedentes de diferentes campañas. Algunos de ellos, adquiridos a finales de los años 80 y disponibles tan solo en formato papel, fueron previamente digitalizados.

De entre las características de la zona de estudio destacan, por un lado, el hecho de ser una isla, y por otro, la presencia de una topografía muy escarpada, que va de 0 m s.n.m en la línea de costa a 3718 m s.n.m en el centro de la isla (Pico del Teide). Estas peculiaridades afectan a los datos magnetotelúricos, por lo que no pueden ser obviadas. Por lo tanto, fue necesario realizar un análisis de la influencia del mar y de la topografía sobre las respuestas magnetotelúricas. Los resultados del análisis, realizado en base a un modelo conceptual 3-D, indican que la influencia de la topografía y del mar se hace evidente a partir de 0.6 Hz y de 0.1 Hz, respectivamente. Así, para conseguir resultados válidos a profundidades superiores a los 3 km, es necesario incluir la topografía y el océano en el proceso de inversión 3-D (Piña-Varas et al., 2014).

El modelo final obtenido tras la inversión 3-D de 148 sondeos magnetotelúricos muestra una distribución de resistividades similar a la típicamente asociada a sistemas geotérmicos convencionales (Árnason et al., 1987, 2000; Uchida, 1995; Pellerin 1996; Árnason y Flóvenz, 1998; Oskooi et al., 2005; Cumming 2009). La estructura geoeléctrica más llamativa ha sido interpretada como el sello del reservorio (*clay cap*), caracterizada por estar muy bien definida en el modelo y por su baja resistividad. Bajo este sello, la resistividad eléctrica aumenta paulatinamente con la profundidad, comportamiento asociado en ambientes geotérmicos a un aumento en la temperatura (Muñoz, 2014). Así, la zona más profunda, definida por presentar resistividades medias-altas, podría asociarse a la parte más caliente del sistema geotérmico (Ussher et al., 2000).

Adicionalmente, el modelo aporta información referente a cuestiones aún sin resolver, como son la formación de la Caldera de Las Cañadas y la localización de las cámaras magmáticas asociadas al complejo TPV. En relación al origen de la Caldera de Las Cañadas, la información aportada por los datos magnetotelúricos apunta hacia la teoría del colapso vertical. Para el caso de la localización de las cámaras magmáticas, se deduce de los datos magnetotelúricos que las cámaras fonolíticas someras (entre 1 y -2 km s.n.m) han de ser de dimensiones inferiores a los 3x3x1 km; mientras que el reservorio máfico,

que se espera sea de mayores dimensiones, estaría localizado a profundidades superiores a los 8 km b.n.m.

La interpretación del modelo final teniendo en cuenta información procedente de estudios geofísicos, geológicos, petrológicos e hidrogeológicos, hace pensar que la estructura geoelectrica reflejada en nuestro modelo posiblemente corresponda a la superposición de diferentes sistemas geotérmicos, no siendo posible, por lo tanto, discernir cuál es el sistema geotérmico actual en base tan solo a la distribución de resistividades.

6.2. TRABAJOS FUTUROS

Los dos trabajos aquí presentados han sido desarrollados en zonas donde se han llevado a cabo diferentes investigaciones. Así, las perspectivas de futuro para ambos casos, están relacionadas con la integración e interpretación conjunta del modelo de resistividades y otros modelos geofísicos y geológicos.

En el caso del anticlinal de El Hito no son muchos los estudios realizados a una escala tal que permita la correcta caracterización de la estructura. Entre los trabajos que se centran específicamente en este pequeño anticlinal, están la cartografía de detalle efectuada por Biete et al. (2012), el estudio magnetotelúrico aquí presentado y el estudio gravimétrico realizado por el IGME, todos ellos enmarcados en el mismo proyecto (García-Lobón et al., 2011). La cartografía de detalle ha sido tenida en cuenta tanto para la realización de los modelos iniciales, como para la interpretación de los modelos de resistividad finales. Así pues, quedaría pendiente realizar una comparación e interpretación conjunta del modelo de resistividades y el modelo gravimétrico 3-D.

En cambio, es mucha y muy variada la información existente en la isla de Tenerife. En esta tesis se ha presentado una primera comparativa del modelo de resistividades y otros modelos geofísicos, tales como el modelo de tomografía sísmica 3-D realizado por García-Yeguas et al. (2012), o el mapa de anomalías de Bouguer presentado por Gottsmann et al. (2008). Aún así, sería conveniente realizar un análisis más exhaustivo de toda esta información.

En lo referente a la caracterización del sistema geotérmico actual, sería útil examinar conjuntamente el modelo de resistividades y la información geoquímica existente. Especialmente interesante sería la comparación con la información aportada por las campañas de geoquímica de gases y volátiles en ambiente superficial realizadas por el

ITER (Instituto Tecnológico de Energías Renovables) para Petratherm s.l. Así, podría definirse qué zonas del sistema geotérmico reflejado en el modelo de resistividades corresponderían a zonas actualmente activas.

Finalmente, y en relación a la localización de las cámaras magmáticas, sería conveniente incorporar más datos magnetoteléuricos en la zona central de la isla y realizar nuevas inversiones. Los resultados presentados en esta tesis demuestran que las posibilidades de localizar las cámaras fonolíticas someras están limitadas por el número de sondeos existentes en la zona de la Caldera de Las Cañadas.

BIBLIOGRAFÍA

- Abdelzaher, M., Nishijima, J., Saibi, H., El-Qady, G., Massoud, U., Soliman, M., Younis, A., & Ehara, S. (2012). A coastal aquifer study using magnetotelluric and gravity methods in abo zenema, Egypt. *Pure and Applied Geophysics*, 169(9), 1679-1692. doi:10.1007/s00024-011-0407-y
- Ablay, G. J. (1997). Evolution of the Teide–Pico Viejo complex and magmatic system, Tenerife, Canary Islands. (Unpublished PhD Thesis). University of Bristol, Bristol (UK), 336 pp.
- Ablay, G. J., & Hürlimann, M. (2000). Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 135-159.
- Ablay, G. J., & Martí, J. (1995). Stratigraphy and structure on the Teide-Pico Viejo volcanic complex. A field guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands) serie casa de Los volcanes (pp. 47-80). *Cabildo Insular de Lanzarote* 4.
- Ablay, G. J., Carroll, M. R., Palmer, M. R., Martí, J., & Sparks, R. S. J. (1998). Basanite–Phonolite lineages of the Teide–Pico Viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39(5), 905-936. doi:10.1093/etroj/39.5.905
- Ablay, G. J., & Martí, J. (2000). Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the pico Teide–Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1–4), 175-208. doi:10.1016/S0377-0273(00)00224-9
- Ablay, G. J., & Kearey, P. (2000). Gravity constraints on the structure and volcanic evolution of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5783-5796. doi:10.1029/1999JB900404
- Aizawa, K., Ogawa, Y., Hashimoto, T., Koyama, T., Kanda, W., Yamaya, Y., Mishina, M., & Kagiya, T. (2008). Shallow resistivity structure of asama volcano and its implications for magma ascent process in the 2004 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173(3–4), 165-177. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.016>
- al Hagrey, S. A. (2011). 2D model study of CO₂ plumes in saline reservoirs by borehole resistivity tomography Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1155/2011/805059>

- Albert, V., & Ferrero, E. (1990). Memoria y hoja geologica nº634. San lorenzo de la parrilla. Instituto Geologico y Minero De España. Serie MAGNA., Escala 1:50000.
- Albert-Beltrán, J. F., Diez, J. L., Valentin, A., De la Noceda, C. G., & Araña, V. (1989). El sistema fumaroliano del Teide. Los volcanes y la caldera del parque nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias). In V. Araña, & J. Coello (Eds.), (pp. 347-358). ICONA, Serie Técnica, 7.
- Albert-Beltrán, J. F., Araña, V., Diez, J. L., & Valentin, A. (1990). Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43(1-4), 321-332. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90059-O](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(90)90059-O)
- Alicia García , Massimo Chiappini , Isabel Blanco-Montenegro , Roberto Carluccio , Francesca D'Ajello Caracciolo, Riccardo De Ritis, Iacopo Nicolosi, Alessandro Pignatelli, Nieves Sánchez and Enzo Boschi. (2007). High resolution aeromagnetic anomaly map of Tenerife, Canary Islands. *Annals of Geophysics*, 50(5), 689-697.
- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Alguacil, G., Morales, J., Del Pezzo, E., La Rocca, M., Ortiz, R., Araña, V., & Blanco, M. J. (2000). A double seismic antenna experiment at Teide volcano: Existence of local seismicity and lack of evidences of volcanic tremor. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 439-462. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00236-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00236-5)
- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Carmona, E., & Zandomenighi, D. (2007). Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at las cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(3-4), 285-299. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.002>
- Alvaro, M., Capote, R., & Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica. *Acta. Geol. Hisp. Libro Hom. Prof. Solé Sabaris*, 14, 172-177.
- Ancochea, E., Brändle, J. L., & Huertas, M. J. (1995). Alineaciones de centros volcánicos en la isla de Tenerife. *Geogaceta*, 17, 56-59.
- Ancochea, E., Cantagrel, J. M., Fuster, J. M., Huertas, M. J., & Arnaud, N. O. (1998). Comment to "Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands" by J. Martí, M. Hurlimann, G. J. Abay and A. Gudmundsson. *Geology*, (26), 861-863. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0861:VALCOT>2.3.CO;2.
- Ancochea, E., Brändle, J. L., Cubas, C. R., Hernán, F., & Huertas, M. J. (1996). Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: The Miocene activity of the island of Fuerteventura. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70(3-4), 183-204. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00051-8](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(95)00051-8)
- Ancochea, E., Huertas, M. J., Cantagrel, J. M., Coello, J., Fuster, J. M., Arnaud, N., & Ibarrola, E. (1999). Evolution of the cañadas edifice and its implications for the origin of the cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88(3), 177-199. doi:10.1016/S0377-0273(98)00106-1
- Ancochea, E., Fuster, J., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán, F., Cantagrel, J. M., & Jamond, C. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(3-4), 231-249. doi:10.1016/0377-0273(90)90019-C

- Anderson, E., Crosby, D., & Ussher, G. (2000). Bulls-eye! - simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. World Geothermal Congress Proceedings 2000. Kyushu, Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000. 909-914.
- Andújar, J. (2007). Application of experimental petrology to the characterization of phonolitic magmas from Tenerife, Canary Islands. Ph.D. thesis, Universitat de Barcelona, 183 pp.
- Andújar, J., Costa, F., & Martí, J. (2010). Magma storage conditions of the last eruption of Teide volcano (Canary Islands, Spain). *Bulletin of Volcanology*, 72(4), 381-395. doi:10.1007/s00445-009-0325-3
- Andújar, J., Costa, F., & Scaillet, B. (2013). Storage conditions and eruptive dynamics of central versus flank eruptions in volcanic islands: The case of Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 260(0), 62-79. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.05.004>
- Andújar, J., & Scaillet, B. (2012). Experimental constraints on parameters controlling the difference in the eruptive dynamics of phonolitic magmas: The case of Tenerife (Canary Islands) doi:10.1093/petrology/egs033
- Anguita, F., Márquez, A., Castiñeiras, P., & Hernán, F. (2002). In Rueda (Ed.), *Los volcanes de canarias. Guía geológica e itinerarios* Madrid, 222 pp.
- Anguita, F., García Cacho, L., Colombo, F., González Camacho, A., & Vieira, R. (1991). Roque nublo caldera: A new stratocone caldera in gran canaria, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47(1-2), 45-63. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(91\)90100-E](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(91)90100-E)
- Angus, S., Armstrong, B., & de Reuck, K. M. (1973). *International thermodynamic tables of the fluid state volume 3. Carbon dioxide* (pp. 266-359). London: IUPAC Division of Physical Chemistry, Pergamon Press.
- Aoki, Y., Takeo, M., Aoyama, H., Fujimatsu, J., Matsumoto, S., Miyamachi, H., Ohkura, T., Ohminato, T., Oikawa, J., Tsutsui, T., Yamamoto, K., Yamamoto, M., Yamasato, S. & Yamawaki, T. (2009). P-wave velocity structure beneath asama volcano, japan, inferred from active source seismic experiment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187(3-4), 272-277. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.09.004>
- Araña, V. (1971). Litología y estructura del edificio cañadas, Tenerife (Islas Canarias). *Est. Geol.*, 27, 95-135.
- Araña, V. (1996). Volcanismo de las Islas Canarias. In R. Ortiz (Ed.), *Riesgo volcánico. Serie Casa de los Volcanes*, vol 5. Ed .Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote.
- Araña, V., Barberi, F., & Ferrara, G. (1989). El complejo volcanico del Teide-Pico Viejo. In V. Araña, & J. Coello (Eds.), *Los volcanes y la caldera del parque nacional del Teide* (Tenerife, Islas Canarias) (pp. 101-126). ICONA, Madrid.
- Araña, V., Camacho, A. G., Garcia, A., Montesinos, F. G., Blanco, I., Vieira, R., & Felpeto, A. (2000). Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 43-64. doi:10.1016/S0377-0273(00)00215-8
- Árnason, K., & Flovenz, Ó. G. (1998). Geothermal exploration by TEM-soundings in the central asal rift in djibouti, east africa. In: *Proceedings World Geothermal Congress*, Florence, Italy. 933-938.

- Árnason, K., Haraldsson, G. I., Johnsen, G. V., Þorbergsson, G., Hersir, G. P., Sæmundsson, K., Georgsson, L. S., Rögnvaldsson, S. Th., & Snorrason, S. P. (1987). Nesjavellir-ölkelduháls. surface exploration in 1986. Orkustofnun Report OS-87018/JHD-02, Reykjavik, Iceland, 112.
- Árnason, K., Eysteinnsson, H., & Hersir, G. P. (2010). Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the hengill area, SW iceland. *Geothermics*, 39(1), 13-34. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2010.01.002>
- Arnaud, N. O., Huertas, M. J., Cantagrel, J. M., Ancochea, E., & Fuster, J. (2001). Edades ³⁹Ar/⁴⁰Ar de los depósitos de roques de garcía (las cañadas, Tenerife). *Geogaceta*, 29, 19-22.
- Aubert, M., & Kieffer, G. (1996). Schéma d'évolution d'un dôme phonolitique à la base du pic du Teide (espagne), déduit de données géoélectriques et morphologiques. *Comptes Rendus De l'Academie Des Sciences*, 323, 645-650.
- Aubert, M., & Kieffer, G. (1998). Graben sector slipping hypothesis on the northeast part of the las Canadas caldera (Teide, Tenerife, spain). *Comptes Rendus De l'Academie Des Sciences*, 326, 87-92.
- Avdeeva, A. (2008). Three-dimensional magnetotelluric inversion. PhD Thesis, Department of Earth and Ocean Sciences, Faculty of Science, National University of Ireland.
- Bahr, K. (1988). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics*, 62, 119-127.
- Becken, M., Streich, R., Krüger, K., & Ritter, O. (2010). Exploration and monitoring of CO₂ storage sites using controlled-source electromagnetic: Results of a feasibility study at ketzin, germany. EGU General Assembly 2010. (XL385 EGU2010-7966)
- Becken, M., Ritter, O., & Burkhardt, H. (2008). Mode separation of magnetotelluric responses in three-dimensional environments. *Geophysical Journal International*, 172(1), 67-86. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03612.x
- Bedrosian, P. A. (2007). MT+, integrating magnetotellurics to determine earth structure, physical state, and process. *Surv Geophys*, 28, 121-167.
- Benson, S., & Cook, P. (2005). Underground geological storage. In Bert Metz, Ogunlade Davidson, Heleen de Coninck, Manuela Loos & Leo Meyer (Eds.), *IPCC special report on carbon dioxide capture and storage* (pp. 195-276). New York: Cambridge University Press.
- Berdichevsky, M. N., Bezruk, I. A., & Chinavera, O. M. (1973). Magnetotelluric sounding with the use of mathematical filters . *Izv. Akad. Nauk. SSSR Fiz. Zeml.*, 3, 72-92.
- Berdichevsky, M. N., & Dmitriev, V. I. (1976a). Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves. In A. Adam (Ed.), *Geolectric and geothermal studies, KAPG geophysical monograph* (pp. 221.-221). Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Berkold, A. (1983). Electromagnetic studies in geothermal regions. *Geophysical Surveys*, 6(1-2), 173-200. doi:10.1007/BF01454000
- Biete, C., Roca, E., & Hernaiz-Huerta, P. P. (2012). The alpine structure of the basement beneath the southern loranca basin and its influence in the thin-skinned contractional deformation of the overlying mesozoic and cenozoic cover. *Geo-Temas*, 13, 1576-5172.

- Blanco, I. (1997). Análisis e interpretación de las anomalías magnéticas de tres calderas volcánicas: Decepción (shetland del sur, antártida), furnas (san miguel, azores) y las cañadas del Teide (temerife, canarias). PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid.
- Blanco-Montenegro, I., Nicolosi, I., Pignatelli, A., García, A., & Chiappini, M. (2011). New evidence about the structure and growth of ocean island volcanoes from aeromagnetic data: The case of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B3), - B03102. doi:10.1029/2010JB007646
- Bordonaba, A. P., & Aurell, M. (2002). The pliensbachian of the aragonesa branch of the iberian chain: Facies analysis and identification of shallowing-upward sequences. *Journal of Iberian Geology*, 28, 31-44.
- Bostick, F. X. (1977). A simple almost exact method of MT analysis. Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration, US. Geol. Surv. Contract no. 14080001-8-359
- Bravo, T. (1962). El circo de las cañadas y sus dependencias. *Boletín Real De La Sociedad Española Historia Natural (Geología)*, 60, 93-108.
- Brown, R. J., Barry, T. L., Branney, M. J., Pringle, M. S., & Bryan, S. E. (2003). The quaternary pyroclastic succession of southeast Tenerife, Canary Islands: Explosive eruptions, related caldera subsidence, and sector collapse. *Geological Magazine*, 140(03), 265-288. doi:10.1017/S0016756802007252
- Browne, P. R. L. (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 6, 229-250.
- Bryan, S. E., Martí, J., & Cas, R. A. F. (1998). Stratigraphy of the bandas del sur formation: An extracaldera record of quaternary phonolitic explosive eruptions from the las cañadas edifice, Tenerife (Canary Islands). *Geological Magazine*, 135(05), 605-636.
- Bustillo, M. A. (1989). Alteración hidrotermal en los azulejos. los volcanes y la caldera del parque nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias). In V. Araña, & J. Coello (Eds.), (pp. 101-126). ICONA, Serie Técnica, 7.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, 605-635.
- Camacho, A. G., Montesinos, F. G., & Vieira, R. (1996). Gravimetric structure of Teide volcano environment. In *Proceedings of the Second Workshop on European Laboratory Volcanoes*. Thira, Santorini Island, Greece. 605-613.
- Camacho, A. G., Vieira, R., & De Toro, C. (1991). Microgravimetric model of the las cañadas caldera (Tenerife). *J. Volcanol. Geotherm*, 47, 75-88.
- Camacho, A. G., Fernandez, J., & Gottsmann, J. (2011). The 3-D gravity inversion package GROWTH2.0 and its application to Tenerife island, spain. *Comput.Geosci.*, 37(4), 621-633.
- Campanyà, J. (2013). Innovation of the magnetotelluric method and its application to the characterization of the pyrenean lithosphere. PhD. Thesis. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Facultat de Geologia. Univeritat de Barcelona.
- Canales, J. P. (1997). Interacción litosfera Oceánica-punto caliente: Aplicación al volcanismo intraplaca (archipiélagos de Canarias y sociedad) y dorsal mesoceánica. PhD Thesis, University of Barcelona-CSIC, 262 pp.

- Canales, J. P., & Dañobeitia, J. J. (1998). The Canary Islands swell: A coherence analysis of bathymetry and gravity. *Geophysical Journal International*, 132(3), 479-488. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00448.x
- Canales, J. P., Dañobeitia, J. J., & Watts, A. B. (2000). Wide-angle seismic constraints on the internal structure of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 65-81. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00216-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00216-X)
- Cantagrel, J. M., Arnaud, N. O., Ancochea, E., Fuster, J., & Huertas, M. J. (1999). Repeated debris avalanche on Tenerife and genesis of las cañadas caldera wall (Canary Islands). *Geology*, 27, 739-742.
- Carracedo, J. C. (1994). The Canary Islands: An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60(3-4), 225-241. doi:10.1016/0377-0273(94)90053-1
- Carracedo, J. C., Badiola, E. R., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Torrado, F. J. P., Paris, R., Fra-Paleo, U., & Hansen, A. (2007). Eruptive and structural history of Teide volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1027-1051. doi:10.1130/B26087.1
- Carracedo, J. C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of canarian volcanoes and comparisons with hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 1-19. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00095-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00095-5)
- Carrigan, C. R., Ramirez, A. L., Newmark, R. L., Aines, R., & Friedmann, S. J. (May 4-7, 2009). Application of ERT for tracking CO2 plume growth and movement at the SECARB cranfield site. 8th Annual Conference on CARBON Capture & Sequestration, Pittsburgh, PA, United States.
- Cerdeña, I. D., del Fresno, C., & Rivera, L. (2011). New insight on the increasing seismicity during Tenerife's 2004 volcanic reactivation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206(1-2), 15-29. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.005>
- Chandrasekhar, E., Fontes, S. L., Flexor, J. M., Rajaram, M., & Anand, S. P. (2009). Magnetotelluric and aeromagnetic investigations for assessment of groundwater resources in parnaiba basin in piaui state of north-east brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 68(2), 269-281. doi:10.1016/j.japgeo.2008.12.001
- Chave, A. D., & Jones, A. G. (Eds.). (2012). *The magnetotelluric method*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:<http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781139020138>
- Chouteau, M., Krivochieva, S., Castillo, R. R., Moran, T. G., & Jouanne, V. (1994). Study of the santa catarina aquifer system (mexico basin) using magnetotelluric soundings. *Journal of Applied Geophysics*, 31(1-4), 85-106. doi:10.1016/0926-9851(94)90049-3
- Christensen, N. B., Sherlock, D., & Dodds, K. (2006). Monitoring CO2 injection with cross-hole electrical resistivity tomography. *Exploration Geophysics*, 37(1), 44-49. Retrieved from <http://www.publish.csiro.au/paper/EG06044>
- Christopherson, K. (1991). Applications of magnetotellurics to petroleum exploration in Papua New Guinea: A model for frontier areas. *The Leading Edge*, 10(4), 21-27. doi:10.1190/1.1436814
- Coello, J. (1973). Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife. *Estudios Geológicos*, 29, 491-512.

- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289-300. doi:10.1190/1.1442303
- Coppo, N., Schnegg, P. A., Falco, P., & Costa, R. (2010). Conductive structures around las cañadas caldera, Tenerife (Canary Islands, Spain): A structural control. *Geologica Acta*, 8(1), 67-82. doi:10.1344/105.000001516
- Coppo, N. P., Schnegg, P., Falco, P., & Costa, R. (2009). A deep scar in the flank of Tenerife (Canary Islands): Geophysical contribution to tsunami hazard assessment. *Earth and Planetary Science Letters*, 282(1-4), 65-68. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.017>
- Coppo, N., Schnegg, P., Heise, W., Falco, P., & Costa, R. (2008a). Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the las cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(3-4), 153-166. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.09.013
- Coppo, N., Schnegg, P., Falco, P., Costa, R., & Burkhard, M. (2008b). Structural pattern of the western las cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands) revealed by audiomagnetotellurics. *Swiss Journal of Geosciences*, 101(2), 409-413. doi:10.1007/s00015-008-1270-4
- Cumming, W. (2009). Geothermal resource conceptual models using surface exploration data. In *Proceedings of Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University, Stanford, California, February 9-11, 2009. , SGP-TR-187
- Cumming, W., & Mackie, R. (2007). 3D MT resistivity imaging for geothermal resource assessment and environmental mitigation at the glass mountain KGRA, California. *GRC Transactions*, 31, 331-334.
- Cumming, W., & Mackie, R. (2010). Resistivity imaging of geothermal resources using 1D, 2D and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a glass mountain case history. In *Proceedings of World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, 25-29 April.
- Cumming, W., Nordquist, G., & Astra, D. (2000). Geophysical exploration for geothermal resources: An application for combined MT-TDEM. *70th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys.*, 1071-1074.
- Custodio, E. (1985). Low permeability volcanics in the Canary Islands (Spain). *Hydrogeology of rocks of Low permeability*. International Association of Hydrogeologists, Tucson, Arizona, 533-544.
- Custodio, E. (1986). Groundwater characteristics and problems in volcanic rock terrains. isotope techniques in the study of hydrology of fractured and fissured rocks. *Proceedings of an Advisor Group Meeting*, Agencia Internacional De La Energía Atómica, Viena.
- Dañobeitia, J. J., & Canales, J. P. (2000). Magmatic underplating in the canary archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 27-41. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00214-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00214-6)
- De Barros, L., Martini, F., Bean, C. J., Garcia-Yeguas, A., & Ibáñez, J. (2012). Imaging magma storage below Teide volcano (Tenerife) using scattered seismic wavefields. *Geophysical Journal International*, 191(2), 695-706. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05637.x

- de Groot-Hedlin, C. D., & Constable, S. C. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624. doi:10.1190/1.1442813
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1962). *Rock-Forming Minerals*, Vol. 3 Sheet Silicates. Longmans, Green, & C. Ltd, Eds (p. 270). London, UK.
- Del Pezzo, E., La Rocca, M., & Ibanez, J. (1997). Observations of high-frequency scattered waves using dense arrays at Teide volcano. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(6), 1637-1647.
- Dmitriev, V. I. (1983). Inverse problems in electro-dynamical prospecting. In A. N. Tikhonov, & A. V. Goncharky (Eds.), *Ill-posed problems in the natural sciences* (pp. 77-101). Moscow: Mir Publishers.
- Dennis, Z. R., Moore, D. H., & Cull, J. P. (2011). Magnetotelluric survey for undercover structural mapping, Central Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, 58(1), 33-47. doi:10.1080/08120099.2011.534817
- Edgar, C. J. (2003). Stratigraphy, eruption dynamics and pyroclastic flow emplacement of quaternary phonolitic plinian eruption. the fasnía member of diego hernández formation, Tenerife, Canary Islands (Spain) . PhD Thesis, Universidad de Monash, Australia, 258 pp.
- Edgar, C. J., Wolff, J. A., Olin, P. H., Nichols, H. J., Pittari, A., Cas, R. A. F., Reiners, P. W., Spell, T. L., & Martí, J. (2007). The late quaternary diego hernandez formation, Tenerife: Volcanology of a complex cycle of voluminous explosive phonolitic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(1-2), 59-85. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.001
- Egbert, G., & Kelbert, A. (2012). Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International*, 189, 251-267. doi:doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x
- Elder, J. (1981). *Geothermal systems*. Academic Press. London.
- ELEKTB Group. (1997). KTB and the electrical conductivity of the crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8), 18289-18305. doi:10.1029/96JB03861
- Escalas, M., Queralt, P., Ledo, J., & Marcuello, A. (2013). Polarisation analysis of magnetotelluric time series using a wavelet-based scheme: A method for detection and characterisation of cultural noise sources. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 218(0), 31-50. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2013.02.006>
- Falgàs, E., Ledo, J. J., Teixidó, T., Gabàs, A., Ribera, F., Arango, C., Queralt, P., Plata, J. L., Rubio, F., Peña, J. A., Martí, A., & Marcuello, A. (2005). Geophysical characterization of a mediterranean costal aquifer: Baixa tordera fluvial deltaic aquifer unit. *Groundwater and Saline Intrusion*, 15, 395-404.
- Falgàs, E., Ledo, J., Benjumea, B., Queralt, P., Marcuello, A., Teixidó, T., & Martí, A. (2011). Integrating hydrogeological and geophysical methods for the characterization of a deltaic aquifer system. *Surveys in Geophysics*, 32(6), 857-873. doi:10.1007/s10712-011-9126-2
- Farquharson, C.G., Oldenburg, D.W., Haber, E. & Shekhtman, R. (2002). An algorithm for the three-dimensional inversion of magnetotelluric data. In *Proceedings of the 72nd Annual Meeting of the Society of Exploration Geophysicists*. Salt Lake City, Utah.

- Favetto, A., Curcio, A., & Pomposiello, C. (2011). Magnetotellurics applied to the study of the guaraní aquifer in entre ríos province, N–E argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(1), 49-57. doi:10.1016/j.jsames.2011.03.005
- Fiordelisi, A., Mackie, R. L., Madden, T., Manzella, A., & Rieven, S. A. (1995). Application of the magnetotelluric method using a remote—remote reference system for characterizing deep geothermal system. In: *proceedings world geothermal congress*, 893-897.
- Flóvenz, Ó. G., Spangenberg, E., Kulenkampff, J., Árnason, K., Karlsdóttir, R., & Huenges E. (2005). The role of electrical conduction in geothermal exploration. *Proceedings of the World Geothermal Ongress*, Antalya, Turkey. 9 pp.
- Fúster, J. M., Araña V., Brandle J.L., Navarro J.M., Alonso U., & Aparicio A. (1968). In Inst. Lucas Mallada (Ed.), *Geología y volcanología de las Islas Canarias*. Tenerife Madrid. 218 pp.
- Galindo, I. (2005). Estructura volcano-tectónica y emisión difusa de gases de Tenerife (Islas Canarias). PhD Thesis, Universidad de Barcelona, 350 pp.
- Galindo, I., Soriano, C., Martí, J., & Pérez, N. (2005). Graben structure in the las cañadas edifice (Tenerife, Canary Islands): Implications for active degassing and insights on the caldera formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1–4), 73-87. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.11.017
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., & Clarke, J. (1979). Error analysis for remote reference magnetotellurics. *Geophysics*, 44(5), 959-968.
- García Lobón, J. L., Reguera García, M. I., Martín León, J., Rey Moral, C., Berrezueta Alvarado, E. R., & Pérez Ortiz, I. (2011). Resumen ejecutivo del “Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO2 en españa”. Fondo Documental del IGME. (Informe SID nº 64055). Madrid. http://www.igme.es/internet/sistemas_infor/Sid.htm.
- Garcia, X., & Jones, A. G. (2002). Decomposition of three-dimensional magnetotelluric data. In M. S. Zhdanov, & P. E. Wannamaker (Eds.), *Three-dimensional electromagnetics*, volume 35 of *methods in geochemistry and geophysics*, chapter 13 (pp. 235-250). Elsevier.
- Garcia, X., & Jones, A. G. (1999). Extended decomposition of MT data. *Second Int. Symp. on Three-Dimensional Electromagnetics*, Salt Lake City, Utah.
- García-Yeguas, A., Koulakov, I., Ibáñez, J. M., & Rietbrock, A. (2012). High resolution 3D P wave velocity structure beneath Tenerife island (Canary Islands, Spain) based on tomographic inversion of active-source data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9) doi:10.1029/2011JB008970
- Garg, S. K., Pritchett, J. W., & Combs, J. (2006). Characterization of geothermal reservoir conditions using electrical surveys: some preliminary results. In *GRC Transactions* (Vol. 30, pp. 419–424).
- Gibbons, W., & Moreno, M. T. (2002). In Gibbons W., Moreno M. T. (Eds.), *The geology of Spain*. London: Geological Society of London. 649p.
- Giroux, B., Chouteau, M., Descloîtres, M., & Ritz, M. (1997). Use of the magnetotelluric method in the study of the deep maestrichtian aquifer in Senegal. *Journal of Applied Geophysics*, 38(2), 77-96. doi:10.1016/S0926-9851(97)00016-5

- Gottsmann, J., Camacho, A. G., Martí, J., Wooller, L., Fernández, J., García, A., & Rymer, H. (2008). Shallow structure beneath the central volcanic complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168(3–4), 212-230. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.020>
- Goy, A., Gómez, J. J., & Yébenes, A. (1976). El jurásico de la rama castellana de la cordillera ibérica (mitad norte). *Unidades litoestratigráficas. Estudios Geológicos*, 32, 391-423.
- Groom, R. W., & Bailey, R. C. (1989). Descomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, 94(B2), 1913-1925.
- Guillou, H., Carracedo, J. C., Paris, R., & Pérès Torrado, F. J. (2004). Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(2), 599-614. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.012>
- Guimerà, J. (2004). Cadenas con cobertera: Las cadenas ibérica y costera catalana. In J. A. Vera (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid.
- Guimerà, J., & Álvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la chaine ibérique et la chaine côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géo. France*, 8(VI), 339-348.
- Gupta, H., & Roy, S. (2007). Chapter 4 - geothermal systems and resources. *Geothermal energy* (pp. 49-59). Amsterdam: Elsevier. doi:10.1016/B978-044452875-9/50004-6
- Han, N., Nam, M. J., Kim, H. J., Lee, T. J., Song, Y., & Suh, J. H. (2008). Efficient three-dimensional inversion of magnetotelluric data using approximate sensitivities. *Geophysical Journal International*, 175(2), 477–485. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03894.x
- Heinson, G. S., Direen, N. G., & Gill, R. M. (2006). Magnetotelluric evidence for a deep-crustal mineralizing system beneath the Olympic Dam iron oxide copper-gold deposit, southern Australia. *Geology*, 34 (7), 573–576. doi:10.1130/G22222.1
- Heise, W., Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Bannister, S. C. (2008). Three-dimensional modelling of magnetotelluric data from the rotokawa geothermal field, taupo volcanic zone, new zealand. *Geophys. J. Int.*, 173, 740-750.
- Hernaiz, P. P., & Cabra, P. (1992). Memoria y hoja geológica nº661. villarejo de fuentes. Instituto Geológico y Minero De España. Serie MAGNA., Escala 1:50.000
- Hernández, P., Pérez, N., Salazar, J., Sato, M., Notsu, K., & Wakita, H. (2000). Soil gas CO₂, CH₄, and H₂ distribution in and around las cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1–4), 425-438. doi:10.1016/S0377-0273(00)00235-3
- Hernández, P. A., Pérez, N. M., Salazar, J. M. L., Ferrell, R., & Álvarez, C. E. (2004b). Soil volatile mercury, boron and ammonium distribution at cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Applied Geochemistry*, 19(6), 819-834. doi:10.1016/j.apgeochem.2003.12.003
- Hernández, P., Pérez, N., Salazar, J., Reimer, M., Notsu, K., & Wakita, H. (2004a). Radon and helium in soil gases at cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131(1–2), 59-76. doi:10.1016/S0377-0273(03)00316-0

- Hersir, G. P. (1980). Electric and electromagnetic measurements across the mid-atlantic ridge in southwest iceland, with special reference to the high temperature area of hengill. University of Aarhus, Denmark. PhD Thesis, 165.
- Hidalgo, R. (2010). Estudio Del Potencial Geotérmico En Canarias. In *Ingeopres: Actualidad Técnica de Ingeniería Civil, Minería, Geología Y Medio Ambiente*. ISSN 1136-4785, N°. 195, 42–46.
- Hill, G. J., Caldwell, T. G., Heise, W., Chertkoff, D. G., Bibby, H. M., Burgess, M. K., Cull, J. P., & Cas, R. A. F. (2009). Distribution of melt beneath mount st helens and mount adams inferred from magnetotelluric data. *Nature Geosci*, 2(11), 785-789. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo661>
- Hoversten, G. M., Constable, S. C., & Morrison, H. F. (2000). Marine magnetotellurics for base-of-salt mapping: Gulf of mexico field test at the gemini structure. *Geophysics*, 65(5), 1476-1488.
- Huertas, M. J., Arnaud, N. O., Ancochea, E., Cantagrel, J. M., & Fúster, J. M. (2002). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ stratigraphy of pyroclastic units from the cañadas volcanic edifice (Tenerife, Canary Islands) and their bearing on the structural evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3–4), 351-365. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00331-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00331-6)
- Hürlimann, M., Ledesma, A., & Martí, J. (2001). Characterisation of a volcanic residual soil and its implications for large landslide phenomena: Application to Tenerife, Canary Islands. *Engineering Geology*, 59(1–2), 115-132. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952\(00\)00069-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952(00)00069-7)
- Ibáñez, J. M., Rietbock, A., & García-Yeguas, A. (2008). Imaging an active volcano edifice at Tenerife island, spain. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(32), 289-290. doi:10.1029/2008EO320001
- Ibarrola, E., Ancochea, E., Fúster, J. M., Cantagrel, J. M., Coello, J., Snelling, N. J., & Huertas, M. J. (1993). Cronoestratigrafía del macizo de tgaiga: Evolución de un sector del edificio cañadas (Tenerife, Islas Canarias). *Boletín Real De La Sociedad Española Historia Natural (Geología)*, 88, 57-72.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME). (1983-1993a). Prospección geotérmica de la caldera de Las Cañadas del Teide (Tenerife). Estudio geovolcanológico. Informe final. Madrid. 110 pp.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME). (1983-1993b). Prospección geotérmica de la caldera de Las Cañadas del Teide (Tenerife). Estudio geoquímico e isotópico de las fumarolas del Teide. Informe final. Madrid. 64 pp.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME). (1983-1993c). Prospección geotérmica de la caldera de Las Cañadas del Teide (Tenerife) mediante el empleo de scanners aerotransportados sensibles al infrarrojo térmico. Madrid. 162 pp.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME). (1983-1993d). Prospección geotérmica de la caldera de Las Cañadas del Teide (Tenerife). Termología aérea Teide (nota complementaria). Madrid. 15 pp.

- Instituto Geológico y Minero de España (IGME). (1983-1993e). Prospección geotérmica de la caldera de Las Cañadas del Teide (Tenerife). Estudio hidrogeoquímico. Informe final. Madrid. 80 pp.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME). (1993). Investigación geotérmica en el área central de la isla de Tenerife. Informe final. Madrid. 104 pp.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME). (2010). Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO₂ en España. SID IGME database docs nº 64.044 to 64.055.
- Jiracek, G. (1990). Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11(2-3), 163-203. doi:10.1007/BF01901659
- Jones, A. G. (1992). Electrical conductivity of the continental lower crust. In D. M. Fountain, & R. J. Arculus and R. W. Kay (Eds.), *Continental lower crust* (pp. 81-143). Elsevier.
- Jones, A. G. (1983a). On the equivalence of the "niblett" and "bostick" transformations in the magnetotelluric method. *Journal of Geophysics*, 53, 72-73.
- Jones, A. G. (1986). Parkinson's pointers? potential perfidy!. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 87(3), 1215-1224. doi:10.1111/j.1365-246X.1986.tb01992.x
- Jones, A. G. (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53(7), 967-978. doi:10.1190/1.1442533
- Jones, A. (1983b). The problem of current channelling: A critical review. *Geophysical Surveys*, 6(1-2), 79-122. doi:10.1007/BF01453996
- Jones, A. G., & Garcia, X. (2003). Case History Okak Bay AMT data-set case study : Lessons in dimensionality and scale, 68(1), 70–91.
- Jones, F. W., & Price, A. T. (1970). The perturbations of alternating geomagnetic fields by conductivity anomalies. *Geophysical Journal International*, 20(3), 317-334. doi:10.1111/j.1365-246X.1970.tb06073.x
- Junge, A. (1996). Characterization of and correction for cultural noise. *Surveys in Geophysics*, 17(4), 361-391. doi:10.1007/BF01901639
- Kiessling, D., Schmidt-Hattenberger, C., Schuett, H., Schilling, F., Krueger, K., Schoebel, B., Dankwardt, E., & Kummerow, J. (2010). Geoelectrical methods for monitoring geological CO₂ storage: First results from cross-hole and surface-downhole measurements from the CO₂SINK test site at ketzin (Germany). *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 4(5), 816-826. doi:DOI: 10.1016/j.ijggc.2010.05.001
- Lagartos, N., & Martín, G. (1991). Mapa geológico de España. informe hidrogeológico de la hoja nº633. palomares del campo. Instituto Geológico y Minero De España. Serie MAGNA., Escala 1:50.000.
- Lanaja, J. M. (Ed.). (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. (Instituto Geológico y Minero ed.)
- Larsen, J., Mackie, R., Fiordelisi, A., Manzella, A., & Rieven, S. (1995). Robust processing for removing train signals from magnetotelluric data in central Italy. In: *proceedings world geothermal congress*, Florence, Italy, 903-908.

- Lebedev, E., & Khitarov, N. (1964). Dependence on the beginning of melting of granite and the electrical conductivity of its melt on high water vapor pressure. *Geochem.Int*, 1, 193-197.
- Ledo, J. (2006). 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation. *Surveys in Geophysics*, 27(5), 511-543.
- Ledo, J., Queralt, P., & Pous, J. (1998). Effects of galvanic distortion on magnetotelluric data over a three-dimensional regional structure. *Geophysical Journal International*, 132, 295-301.
- Ledo, J., & Jones, A. G. (2005). Upper mantle temperature determined from combining mineral composition, electrical conductivity laboratory studies and magnetotelluric field observations: Application to the intermontane belt, northern canadian cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 258-268. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.044>
- Ledo, J., Queralt, P., Martí, A., & Jones, A. G. (2002). Two-dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data: An example of limitations and resolution. *Geophysical Journal International*, 150(1), 127-139. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01705.x>
- Lezaeta, P., & Haak, V. (2003). Beyond magnetotelluric decomposition: Induction, current channeling, and magnetotelluric phases over 90°. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B6), - 2305. doi:10.1029/2001JB000990
- Linde, N., Chen, J., Kowalsky, M., & Hubbard, S. (2006). HYDROGEOPHYSICAL PARAMETER ESTIMATION APPROACHES FOR FIELD SCALE CHARACTERIZATION. In H. Vereecken, A. Binley, G. Cassiani, A. Revil, & K. Titov (Eds.), *Applied Hydrogeophysics SE - 2* (Vol. 71, pp. 9-44). Springer Netherlands. doi:10.1007/978-1-4020-4912-5_2
- López, D. L., & Williams, S. N. (1993). Catastrophic volcanic collapse: Relation to hydrothermal processes. *Science*, 260(5115), 1794-1796. doi:10.1126/science.260.5115.1794
- Mackie, R. L., & Madden, T. R. (1993). Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. *Geophysical Journal International*, 115(1), 215-229. doi:10.1111/j.1365-246X.1993.tb05600.x
- Manzella, A., Spichak, V., Pushkarev, P., Sileva, D., Oskooi, B., Ruggieri, G., & Sizov, Y. (2006). Deep fluid circulation in the travale geothermal area and its relation with tectonic structure investigated by a magnetotelluric survey. In: proceedings, 31st workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford University.
- Manzella, A., Ungarelli, C., Ruggieri, G., Giolito, C., & Fiordelisi, A. (2010). Electrical resistivity at the travale geothermal field (Italy). In: proceedings world geothermal congress, Bali, Indonesia.
- Márquez, A., López, I., Herrera, R., Martín-González, F., Izquierdo, T., & Carreño, F. (2008). Spreading and potential instability of Teide volcano, Tenerife, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 35(5), - L05305. doi:10.1029/2007GL032625
- Marrero, R. (2010). Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. PhD Thesis, Univesritat Politecnica de Catalunya, Barcelona.
- Martí, A. (2006). A magnetotelluric investigation of geoelectrical dimensionality and study of the central betic crustal structure. Ph.D. Thesis. Universitat de Barcelona (Spain).

- Martí, J. (2004). La caldera de las cañadas, Tenerife: Pasado, presente y futuro. *GEO-TEMAS*, 6(1) 155-158.
- Martí, J., Hürlimann, M., Ablay, G. J., & Gudmundsson, A. (1997). Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25(10), 879-882. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0879:VALCOT>2.3.CO;2.
- Martí, J., Mitjavila, J., & Araña, V. (1994). Stratigraphy, structure and geochronology of the las cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geol. Mag.*, 131(6), 715-727.
- Martí, J., Mitjavila, J., & Araña, V. (1995). The las cañadas edifice and caldera. A field guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands). In J. Martí, & J. Mitjavila (Eds.), *A field guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands)*. Serie casa de Los Volcanes. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, 4, 19-38.
- Martí, 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. doi:10.1016/j.cageo.2009.03.004
- Martí, J., Ablay, G. J., Redshaw, L. T., & Sparks, R. S. J. (1994b). Experimental studies of collapse calderas. *Journal of the Geological Society*, 151(6), 919-929. doi:10.1144/gsjgs.151.6.0919
- Martí, J., & Geyer, A. (2009). Central vs flank eruptions at Teide–Pico Viejo twin stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181(1–2), 47-60. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.010>
- Martí, J., Geyer, A., Andujar, J., Teixidó, F., & Costa, F. (2008). Assessing the potential for future explosive activity from Teide–Pico Viejo stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(3), 529-542. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.07.011>
- Martí, J., & Gudmundsson, A. (2000). The las cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): An overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1–4), 161-173. doi:10.1016/S0377-0273(00)00221-3
- Martí, J., Ortiz, R., Gottsmann, J., Garcia, A., & De La Cruz-Reyna, S. (2009). Characterising unrest during the reawakening of the central volcanic complex on Tenerife, Canary Islands, 2004–2005, and implications for assessing hazards and risk mitigation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1–2), 23-33. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.028>
- Martí, J., Hürlimann, M., Ablay, G. J., & Gudmundsson, A. (October, 1997). Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25(10), 879-882. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0879:VALCOT>2.3.CO;2
- Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., Urgeles, R., Mitchell, N. C., Le Bas, T. P., & Canals, M. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57(1–2), 1-35. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00069-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00069-1)
- Matsuno, T., Seama, N., Evans, R. L., Chave, A. D., Baba, K., White, A., Goto, T., Heinson, G., Boren, G., Yoneda, A., & Utada, H. (2010). Upper mantle electrical resistivity structure beneath the central mariana subduction system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(9), Q09003. doi:10.1029/2010GC003101

- McNeice, G. W., & Jones, A. G. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1), 158-173.
- Meju, M. (2002). Geoelectromagnetic exploration for natural resources: Models, case studies and challenges. *Surveys in Geophysics*, 23(2-3), 133-206. doi:10.1023/A:1015052419222
- Melián, G., Tassi, F., Pérez, N., Hernández, P., Sortino, F., Vaselli, O., Padrón, E., Nolasco, D., Barrancos, J., Padilla, G., Rodríguez, F., Dionis, S., Calvo, D., Notsu, K., & Sumino, H. (2012). A magmatic source for fumaroles and diffuse degassing from the summit crater of Teide Volcano (Tenerife, Canary Islands): a geochemical evidence for the 2004–2005 seismic–volcanic crisis. *Bulletin of Volcanology*, 74(6), 1465–1483. doi:10.1007/s00445-012-0613-1
- 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.
- Mitjavila, J. M., & Villa, I. M. (1993). Temporal evolution of diego hernández formation (las cañadas, Tenerife) and confirmation of the age of the caldera using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Revista De La Sociedad Geológica De España*, (1-2), 1-10.
- Moroz, Y. F., Kobzova, V. M., Moroz, I. P., & Senchina, A. F. (1988). Physical simulation of the magnetotelluric field of a volcano. *Vulkanol. Seismol.*, 3, 98-104.
- Muñoz Martín, A. (1997). Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del tajo desde el oligoceno hasta la actualidad. Univ. Complutense De Madrid, 500.
- Muñoz Martín, A., & De Vicente, G. (1998). Cuantificación del acortamiento alpino y estructura en profundidad del extremo sur-occidental de la cordillera ibérica (sierra de altomira y bascañana). *Revista De La Sociedad Geológica De España*, 11(3-4), 39-58.
- Muñoz Martín, A., De Vicente, G., & Giner, J. L. (2003). Análisis de las deformaciones y esfuerzos recientes y su relación con la sismicidad en el borde oriental de la cuenca del tajo (españa central). *Boletín Geológico y Minero*, 114(1), 103-120.
- Muñoz, G., Ritter, O., & Moeck, I. (2010). Magnetotelluric exploration of the gross schönebeck low enthalpy geothermal reservoir. Paper presented at the World Geothermal Congress, Bali, Indonesia.
- Muñoz, G. (2014). Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in Geophysics*, 35(1), 101-122. doi:10.1007/s10712-013-9236-0
- Nam, M. J., Kim, H. J., Song, Y., Lee, T. J., Son, J.-S., & Suh, J. H. (2007). 3D magnetotelluric modelling including surface topography. *Geophysical Prospecting*, 55(2), 277–287. doi:10.1111/j.1365-2478.2007.00614.x
- Navarro, J. M. (1995). Geología e hidrogeología del parque nacional del Teide Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Subdirección General de Espacios Naturales, Parque Nacional del Teide.
- Navarro, J. M., & Coello, J. (1989). Depressions originated by landslide processes in Tenerife. European Science Foundation Meeting on Canarian Volcanism, Cabildo Insular de Lanzarote. 150-152.
- Navarro, J. M., & Farrujia, I. (1989). Zonificación hidrogeológica de Tenerife: Aspectos geológicos e hidrogeológicos (Plan Hidrológico Insular, Cabildo de Tenerife ed.)

- Neumann, E. -, Wulff-Pedersen, E., Simonsen, S. L., Pearson, N. J., Martí, J., & Mitjavila, J. (1999). Evidence for fractional crystallization of periodically refilled magma chambers in Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 40(7), 1089-1123. doi:10.1093/petroj/40.7.1089
- Neves, A. S. D. (1957). The generalized magneto-telluric method. PhD Thesis, Massachusetts Institute of Technology).
- Newman, G. A., Hoversten, M., Gasperikova, E., & Wannamaker, P. E. (2005). 3D magnetotelluric characterization of the coso geothermal field. In: *Proceedings, 30th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University.
- Newman, G. A., Wannamaker, P. E., & Hohmann, G. W. (1985). On the detectability of crustal magma chamber using the magnetotelluric method. *Geophysics*, 50, 1136-1143.
- Newman, G. A., Gasperikova, E., Hoversten, G. M., & Wannamaker, P. E. (2008). Three-dimensional magnetotelluric characterization of the coso geothermal field. *Geothermics*, 37(4), 369-399. doi:DOI: 10.1016/j.geothermics.2008.02.006
- Newmark, R. L., Ramirez, A. L., & Daily, W. D. (2003). Monitoring carbon dioxide sequestration using electrical resistance tomography (ERT): A minimally invasive method. In J. Gale, & Y. Kaya (Eds.), *Greenhouse gas control technologies - 6th international conference* (pp. 353-358). Oxford: Pergamon. doi:10.1016/B978-008044276-1/50057-X
- Newman, G. A., & Alumbaugh, D. L. (2000). Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients. *Geophysical Journal International*, 140(2), 410-424. doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00007.x
- Niblett, E. R., & Sayn-Wittgenstein, C. (1960). Variation of electrical conductivity with depth by the magneto-telluric method. *Geophysics*, 25, 998-1008.
- Nover, G. (2005). Electrical properties of crustal and mantle rocks - A review of laboratory measurements and their explanation. *Surveys in Geophysics*, 26(5), 593-651. doi:10.1007/s10712-005-1759-6
- Ogaya, X., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, Á., & Quintà, A. (2013). First geoelectrical image of the subsurface of the hontomín site (Spain) for CO2 geological storage: A magnetotelluric 2D characterization. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 13(0), 168-179. doi:10.1016/j.ijggc.2012.12.023
- Orange, A. S. (1989). Magnetotelluric exploration for hydrocarbons. In *Proc. IEEE* (pp. 287-317).
- Ortiz, R., Araña, V., Astiz, M., & Garcia, A. (1986). Magnetotelluric study of the Teide (Tenerife) and timanfaya (tanzarote) volcanic areas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30(3-4), 357-377. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90061-2](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(86)90061-2)
- Oskooi, B., & Manzella, A. (2011). 2D inversion of the Magnetotelluric data from Travale geothermal field in Italy. *J Earth Space Phys*, 36, 1-18.
- Oskooi, B., Pedersen, L. B., Smirnov, M., Árnason, K., Eysteinnsson, H., & Manzella, A. (2005). The deep geothermal structure of the mid-atlantic ridge deduced from MT data in SW iceland. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150(1-3), 183-195. doi:10.1016/j.pepi.2004.08.027

- Park, S. K., & Torres-Verdin, C. (1988). a systematic approach to the interpretation of magnetotelluric data in volcanic environments with applications to the quest for magma in long valley, california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B11), 13265-13283. doi:10.1029/JB093iB11p13265
- Parkinson, W. D. (1959). Directions of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 2(1), 1-14. doi:10.1111/j.1365-246X.1959.tb05776.x
- Parkinson, W. D. (1962). The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 6(4), 441-449. doi:10.1111/j.1365-246X.1962.tb02992.x
- Pedersen, L. B., Bastani, M., & Dynesius, L. (2005). Groundwater exploration using combined controlled-source and radiomagnetotelluric techniques. *Geophysics*, 70(1), G8–G15. doi:10.1190/1.1852774
- Pellerin, L., Johnston, J. M., & Hohmann, G. W. (1996). A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics*, (61), 121-130.
- Pellerin, L., & Wannamaker, P. E. (2005). Multi-dimensional electromagnetic modeling and inversion with application to near-surface earth investigations. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46(1–3), 71–102. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.compag.2004.11.017
- Pérez, N. M., Salazar, J. M. L., Navarro, J. M., Chiodini, G., & Hernández, P. A. (1999). Hydrogeochemical monitoring of the seismic-volcanic activity at mt. Teide, Tenerife, Canary Islands, Spain . Abstract Volume, IUGG 1999 Fall Meeting, B94.
- Pérez, N. M., Sturchio, N. C., Williams, S. N., Carracedo, J. C., & Coello, J. (1992a). Geochemical characteristics of the volcanic-hydrothermal gases in Teide, timanfaya, taburiente, and Teneguia volcanoes, Canary Islands, Spain. *Actas III Congreso Geológico De España y VIII Congreso Latinoamericano De Geología, Salamanca.* , 1 463-468.
- Pérez, N. M., Williams, S. N., Sano, Y., Carracedo, J. C., Coello, J., & Wakita, H. (1992b). Helium-3 emission from the canarian volcanoes, Spain. *Actas III Congreso Geológico De España y VIII Congreso Latinoamericano De Geología, Salamanca*, 1, 469-472.
- 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*, Accepted.
- Piña-Varas, P., Ledo, J., Queralt, P., Roca, E., García-Lobón, J. L., Ibarra, P., & Biete, C. (2013). Two-dimensional magnetotelluric characterization of the el hito anticline (loranca basin, Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 95(0), 121-134. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.06.002
- Plan Hidrológico Insular de Tenerife (PHI). (1996). Decreto 319/1996, de 23 de diciembre. *Boletín Oficial De Canarias*.
- Pous, J., Heise, W., Schnegg, P., Muñoz, G., Martí, J., & Soriano, C. (2002). Magnetotelluric study of the las cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): Structural and hydrogeological implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(1-2), 249-263. doi:10.1016/S0012-821X(02)00956-1
- Queralt, P., Jones, A. G., & Ledo, J. (2007). Electromagnetic imaging of a complex ore body: 3D forward modeling, sensitivity tests, and down-mine measurements. *Geophysics*, 72(2), F85-F95. doi:10.1190/1.2437105

- Querol, R. (1989). Geología del subsuelo de la cuenca del tajo. In E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid (Ed.), (pp. 48). Madrid.
- Ramirez, A. L., Newmark, R. L., & Daily, W. D. (2003). Monitoring carbon dioxide floods using electrical resistance tomography (ERT): Sensitivity studies. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 8(3), 187-208.
- Roberts, J., & Tyburczy, J. (1994). Frequency dependent electrical properties of minerals and partial-melts. *Surveys in Geophysics*, 15(2), 239-262. doi:10.1007/BF00689861
- Rodi, W., & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174-187. doi:10.1190/1.1444893
- Roest, W. R., Dañobeitia, J. J., Verhoef, J., & Collette, B. J. (1992). Magnetic anomalies in the canary basin and the mesozoic evolution of the central north atlantic. *Marine Geophysical Researches*, 14(1), 1-24. doi:10.1007/BF01674063
- Schmucker, U. (1970). Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern united states. *Bull. Scripps Inst. Ocean, University of California, San Diego, California*, 13.
- Sainato, C., Pomposiello, M. C., Landini, A., Galindo, G., & Malleville, H. (2000). HYDROGEOLOGICAL SECTIONS OF THE PERGAMINO BASIN (BUENOS AIRES PROVINCE , ARGENTINA): AUDIO MAGNETOTELLURIC AND GEOCHEMICAL RESULTS ., 18(1417).
- Sasaki, Y. (2001). Full 3-D inversion of electromagnetic data on PC. *Journal of Applied Geophysics*, 46(1), 45-54. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0926-9851(00)00038-0
- Sheard, S. N., Ritchie, T. J., Christopherson, K., & Brand, E. (2005). Mining, Environmental, Petroleum, and Engineering Industry Applications of Electromagnetic Techniques in Geophysics. *Surveys in Geophysics*, 26(5), 653-669. doi:10.1007/s10712-005-1760-0
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(3-4), 163-197. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90002-7](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(84)90002-7)
- Simpson, F., & Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Siripunvaraporn, W., & Egbert, G. (2000). An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65(3), 791-803. doi:10.1190/1.1444778
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y., & Uyeshima, M. (2005). Three-dimensional magnetotelluric inversion: Data-space method. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150(1-3), 3-14. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2004.08.023>
- Slater, L. (2007). Near Surface Electrical Characterization of Hydraulic Conductivity: From Petrophysical Properties to Aquifer Geometries—A Review. *Surveys in Geophysics*, 28(2-3), 169-197. doi:10.1007/s10712-007-9022-y
- Spichak, V. (2001). Three-dimensional interpretation of MT data in volcanic environments (computer simulation). *Annals of Geophysics*, 44(2) Retrieved from <http://www.annalsofgeophysics.eu/index.php/annals/article/view/3593/3646>
- Spichak, V. V., Zakharova, O. K., & Goidina, A. G. (2013). A new conceptual model of the icelandic crust in the hengill geothermal area based on the indirect electromagnetic

- geothermometry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257(0), 99-112. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.03.013>
- Spichak, V., & Manzella, A. (2009). Electromagnetic sounding of geothermal zones. *Journal of Applied Geophysics*, 68(4), 459-478. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.05.007>
- Spichak, V., & Zakharova, O. (2012). The subsurface temperature assessment by means of an indirect electromagnetic geothermometer. *Geophysics*, 77(4), WB179-WB190. doi:10.1190/geo2011-0397.1
- Streich, R., Becken, M., & Ritter, O. (2011). Electromagnetic characterization and monitoring of CO₂ sequestration sites: Feasibility studies and first field results from ketzin, germany Retrieved from <http://edoc.gfz-potsdam.de/gfz/17946>
- Tikhonov, A. N. (1950). On determination of electric characteristics of deep layers of the earth's crust. *Dokl. Acad. Nauk SSSR*, 151, 295-297.
- Tyburczy, J. A. (2007). 2.21 - properties of rocks and minerals – the electrical conductivity of rocks, minerals, and the earth. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on geophysics* (pp. 631-642). Amsterdam: Elsevier. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00050-X>
- Uchida, T. (1995). Resistivity structure of sumikawa geothermal field, northeastern japan, obtained from magnetotelluric data. In: *Proceedings World Geothermal Congress, Florence, Italy*. 921-925.
- Unsworth, M. (2005). New developments in conventional hydrocarbon exploration with electromagnetic methods. *CSEG Recorder*, (April), 35–39. Retrieved from http://www.ualberta.ca/~unsworth/papers/2005-CSEG-recorder-unsworth-apr05_07.pdf
- Ussher, G., Harvey, C., Johnstone, R., & Anderson, E. (2000). Understanding resistivities observed in geothermal systems. In *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan*.
- Utada, H., & Munekane, H. (2000). On galvanic distortion of regional 3-D MT impedances on galvanic distortion of regional three-dimensional magnetotelluric impedances. *Geophysical Journal International*, 140(2), 385-398. doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00014.x
- Vera, J. A. (Ed.). (2004). *Geología de España*. (Instituto Geológico y Minero).
- Vozoff, K. (1991). The magnetotelluric method. In M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics* (pp. 641-711). Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.
- Wannamaker, P. E. (1999). Three-dimensional electromagnetics. In M. Oristaglio, & Spies, B. (Eds.), (Oristaglio, M.; Spies, B. ed., pp. 349-374) *Society of Exploration Geophysicists*. doi:10.1190/1.9781560802154
- Wannamaker, P. E., Doerner, W. M., & Hasterok, D. P. (2007). Integrated dense array and transect MT surveying at dixie valley geothermal area, nevada; structural controls, hydrothermal alteration and deep fluid sources. In: *Proceedings, 32th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University*.
- Wannamaker, P. E., Rose, P. E., Doerner, W. M., Berard, B. C., McCulloch, J., & Nurse, K. (2004). Magnetotelluric surveying and monitoring at the coso geothermal area, california, in support of the enhanced geothermal systems concept: Survey parameters and initial

- results. In: Proceedings, 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University.
- Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W., & Ward, S. H. (1984). Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths. *Geophysics*, 49, 1517-1533.
- Wannamaker, P. E., & Doerner, W. M. (2002). Crustal structure of the ruby mountains and southern carlin trend region, Nevada, from magnetotelluric data. *Ore Geology Reviews*, 21(3-4), 185-210. doi:DOI: 10.1016/S0169-1368(02)00089-6
- Watts, A. B., & Masson, D. G. (2001). New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 63, 8-19.
- Watts, A. B., & Masson, D. G. (1995). A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24487-24498. doi:10.1029/95JB02630
- Watts, A. B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J. P., & Henstock, T. J. (1997). A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(3-4), 431-447. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00249-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00249-X)
- 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. doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00089.x
- Weidelt, P. (1985). Construction of conductance bounds from magnetotelluric impedances. *J. Geophys.*, 57, 191-206.
- Wiese, H. (1962). Geomagnetische tiefentellurik teil II: Die streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen variationen. *Geofisica Pura e Applicata*, 52(1), 83-103. doi:10.1007/BF01996002
- Withers, R., Eggers, D., Fox, T., & Crebs, T. (1994). A case study of integrated hydrocarbon exploration through basalt. *Geophysics*, 59 (11), 1666-1679. doi:10.1190/1.1443555
- Wolff, J. A., Grandy, J. S., & Larson, P. B. (2000). Interaction of mantle-derived magma with island crust? trace element and oxygen isotope data from the diego hernandez formation, las cañadas, Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 343-366. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00230-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00230-4)
- 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.
- Yoshino, T., Laumonier, M., McIsaac, E., & Katsura, T. (2010). Electrical conductivity of basaltic and carbonatite melt-bearing peridotites at high pressures: Implications for melt distribution and melt fraction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3-4), 593-602. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.050>
- Zhang, P., Roberts, R. G., & Pedersen, L. B. (1987). Magnetotelluric strike rules. *Geophysics*, 52(3), 267-278. doi:10.1190/1.1442301

ANEXO

Artículos publicados en revistas del SCI:

1. **Piña-Varas, P.**, Ledo, J., Queralt, P., Roca, E., García-Lobón, J. L., Ibarra, P., & Biete, C. (2013). *Two-dimensional magnetotelluric characterization of the El Hito anticline (Loranca basin, Spain)*. *Journal of Applied Geophysics*, 95(0),121-134.
doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.06.002>.
2. **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* (In Press).

1

Piña-Varas, P., Ledo, J., Queralt, P., Roca, E., García-Lobón, J. L., Ibarra, P., & Biete, C. (2013). *Two-dimensional magnetotelluric characterization of the El Hito anticline (Loranca basin, Spain)*. *Journal of Applied Geophysics*, 95(0),121-134. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.06.002>.



Two-dimensional magnetotelluric characterization of the El Hito Anticline (Loranca Basin, Spain)



Perla Piña-Varas^{a,b,*}, Juanjo Ledo^a, Pilar Queralt^a, Eduard Roca^a, Jose L. García-Lobón^b, Pedro Ibarra^b, Cristina Biete^a

^a Institut de Recerca, Centre Mixt d'Investigació GEOMODELS, Group of Geodynamics and Basin Analysis, Dept. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona (UB), Spain

^b Spanish Geological Survey (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 31 October 2012

Accepted 1 June 2013

Available online 14 June 2013

Keywords:

2-D magnetotellurics

Loranca Basin

Initial model

Constrained inversion

ABSTRACT

Magnetotelluric surveys were conducted to investigate the structure in the El Hito Anticline in the southern Loranca Basin, Spain. The structure of this anticline is partly known from nearby data (geological cross sections, geological maps, well-logs) from vintage geophysical and geological basin-scale surveys. Unfortunately, these surveys do not have the appropriate resolution to determine certain characteristics of the anticline accurately, such as the thickness or geometry of geological units. To address this deficiency, magnetotelluric data were acquired at 51 sites along three profiles to image the electrical resistivity of the anticline. To identify a geologically reasonable resistivity model, a conceptual model based on previous geological and geophysical information (cross sections and well-log data) was generated. Several inversions were performed using the conceptual model, which played a key role in the interpretation of the magnetotelluric data, and the construction of a suitable initial model was essential in producing geologically meaningful models. Using these results, we obtained 2-D resistivity models that provide information on the main geological units and structures. We also performed sensitivity tests to understand the morphology and structure of the resistive basement better. The results indicate the presence of basement highs that show different structural styles for the basement and its cover, and an increase in the basement depth towards the south. The final 2-D resistivity models provide new information regarding the structure of the anticline and demonstrate a clear correlation between the main geological units and resistivity, as well as correlations with mapped surface faults.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Loranca Basin (Intermediate Depression) is located in the central part of the Iberian Peninsula and belongs to the Tajo Basin (Fig. 1). This geological feature is a piggy-back basin that was produced during the Alpine Orogeny (Vera, 2004), which resulted in a series of folds and thrusts with a general vergence to the west. The basin contains up to 3000 m of Mesozoic and Cenozoic series overlying a Palaeozoic basement composed of igneous and metamorphic rocks.

The Loranca Basin has been the subject of several studies, mainly focused on the Lower Triassic (Buntsandstein and Muschelkalk) and Lower Jurassic (Middle–Upper Lias) units. Most of this research occurred during the late 1960s and early 1970s, when oil companies centred their attention on the thrust-related folds that originated during the Alpine

Orogeny. Recently the Spanish Geological Survey (IGME, 2009) analysed a selection of potential CO₂ storage sites in the longest sedimentary basins in Spain, including the Loranca Basin. New geophysical and geological surveys were carried out in these basins to add to the information from hydrocarbon exploration.

One of the structures that was selected in 2009 was the El Hito Anticline (EHA), a small anticline in the southern part of the Loranca Basin (Fig. 1). The structure of the EHA is partly constrained by well data and seismic lines acquired in the 1970s, and the petrophysical properties of the subsurface rocks are known from nearby boreholes (Belmontejo-1A, Torralba-1, Tribaldos-1 and Hito-1; Lanaja, 1987). The data prior to this study are mainly from geophysical and geological basin-scale surveys (Muñoz Martín, 1997; Muñoz Martín and De Vicente, 1998; Muñoz Martín et al., 2003; Querol, 1989). As the EHA is small, these old data are not of sufficient resolution to accurately determine its characteristics and its suitability for CO₂ storage. To improve the knowledge of the EHA, new magnetotelluric (MT) surveys were carried out between March and August 2010, before carrying out other geophysical surveys (3D seismic and borehole analysis).

Our study aims to image and characterise the electrical resistivity of the EHA through three MT profiles crossing the structure. Due to the problem of model equivalence (non-uniqueness), finding a

* Corresponding author at: Institut de Recerca, Centre Mixt d'Investigació GEOMODELS, Group of Geodynamics and Basin Analysis, Dept. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona (UB), Spain. Tel.: +34 93 403 59 13.

E-mail addresses: p.pina@ub.edu, mp.pina@igme.es (P. Piña-Varas).

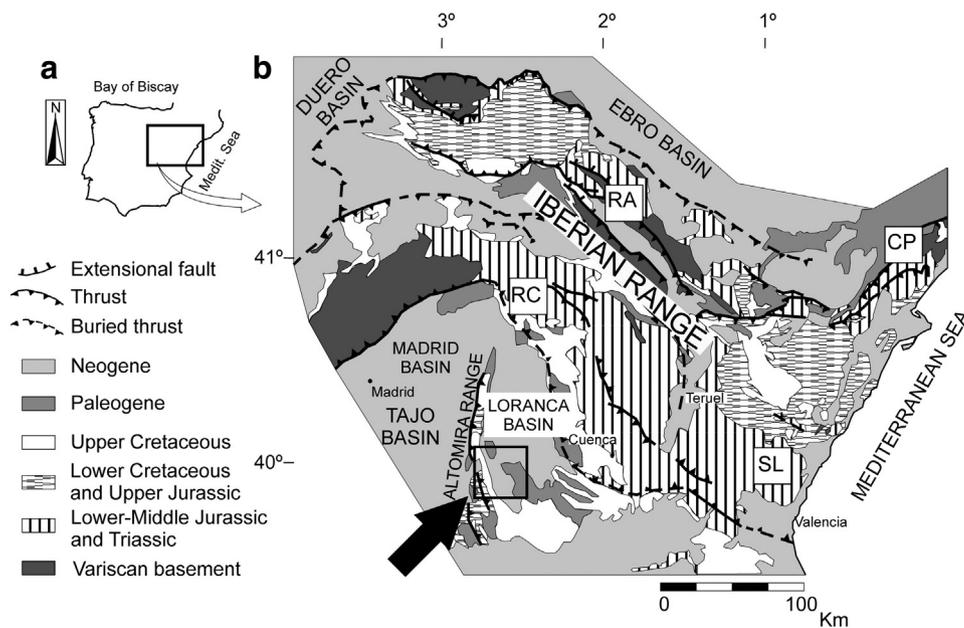


Fig. 1. a) Iberian Peninsula. b) Geological map of the Iberian Range. Black arrow in the southern of the Loranca Basin indicates the location of the study area (black box). CP: Catalonian pre-littoral Costa range; RA: Aragonese branch of the Iberian mountain range; RC: Castilian branch of the Iberian mountain range; SL: Levante sector of the Iberian mountain range. Modified from Guimerà (2004).

geologically reasonable resistivity model requires a comprehensive analysis of the MT inversion for this specific situation. For this purpose, a conceptual model was constructed by utilising the available information (geological cross sections obtained from the interpretation of vintage seismic lines and well-log data), and several inversion tests were performed using this conceptual model. These results demonstrate that the construction of a suitable initial model is essential in producing geologically meaningful results.

The method used to obtain the final resistivity models incorporates all previously available information in the initial model for the MT inversion. The final resistivity models are geologically reliable and provide novel information regarding the structure of the EHA.

2. Geological setting

The Iberian Range (Fig. 1) is a NW-trending intraplate contractional thrust-and-fold belt whose origin and geometry are related to the Cenozoic tectonic inversion of a set of mainly NW-trending basement faults (Alvaro et al., 1979; Guimerà and Álvaro, 1990; Muñoz Martín, 1997; Muñoz Martín et al., 2003). It is a chain that includes an internal part formed of a basement that involves thick-skinned thrusts and an external part comprising a system of folds and thrusts that affect the Mesozoic cover and are detached at the Middle–Upper Triassic evaporites.

The study area is located in the western branch of the Iberian Range, specifically in the Loranca Basin, a piggy-back basin where Mesozoic and Cenozoic rocks are deformed by a system of west-verging folds and thrusts whose trend gradually changes to NW–SE in the south. These deformational structures are along the Altomira Range (boundary between Loranca and Madrid basins) and in the central and southern parts of the system (Fig. 1).

In this branch of the Iberian Range, Palaeozoic rocks are isolated within Mesozoic and Cenozoic strata. They include a Silurian succession of quartzites, shales and sandstones, and an outcropping Carboniferous succession with thicknesses of 200 to 1000 m. One of these outcrops corresponds to the core of the anticline near the village of Henarejos, 100 km from the study area. The outcrop consists of a 200-m-thick

coal-bearing succession of conglomerates, sandstones and shales. Regarding the Mesozoic and Cenozoic rocks, the study area is located in the Loranca Basin (Fig. 1) where the oldest deposits are 100- to 140-m-thick Buntsandstein sandstones (Lower Triassic) that lay unconformably on the Palaeozoic basement. These are followed by 9- to 65-m-thick Muschelkalk shallow marine carbonates and the Keuper facies with well-developed halite and anhydrite intervals that together may exceed 1000 m in thickness. Triassic sedimentation came to an end with the dolomites of the Imón Fm (Fig. 2).

Within the Lower Jurassic, several depositional sequences are observed, but the most important in the Tajo Basin are the Cortes de Tajuña Fm and the Cuevas Labradas Fm (Goy et al., 1976). The Cortes de Tajuña Fm is a thick gypsum unit (150–400 m) with interbedded carbonates, and the Cuevas Labradas Fm consists of green marls and clays interbedded within dolomitic facies with total thicknesses of 10 to 120 m. The Middle Jurassic units consist of the Chelva Fm, a well-bedded carbonated unit (Fig. 2).

Most of the Cretaceous rocks are from the Upper Cretaceous, consisting of a large number of lithostratigraphic units with maximum thicknesses of approximately 800 m. They are formed of marine limestones with interbedded sandstones and marls in the lower part, and mudstones and evaporites with minor limestone intercalations in the upper part.

The basin is filled by 1000- to 1400-m-thick Cenozoic continental sediments. These deposits mainly consist of sandstones, gravels, mudstones, limestones and gypsum deposited within fluvial or lacustrine environments.

2.1. El Hito Anticline

The El Hito Anticline (EHA) is located in the southern part of the Loranca Basin, where Mesozoic and Cenozoic units are affected by a series of N- to NW-trending folds (Fig. 2). The EHA is a 20-km-long and 4-km-wide NW–SE detachment fold with a predominant westward vergence, detached from the Middle–Upper Triassic evaporites (Muschelkalk and Keuper facies).

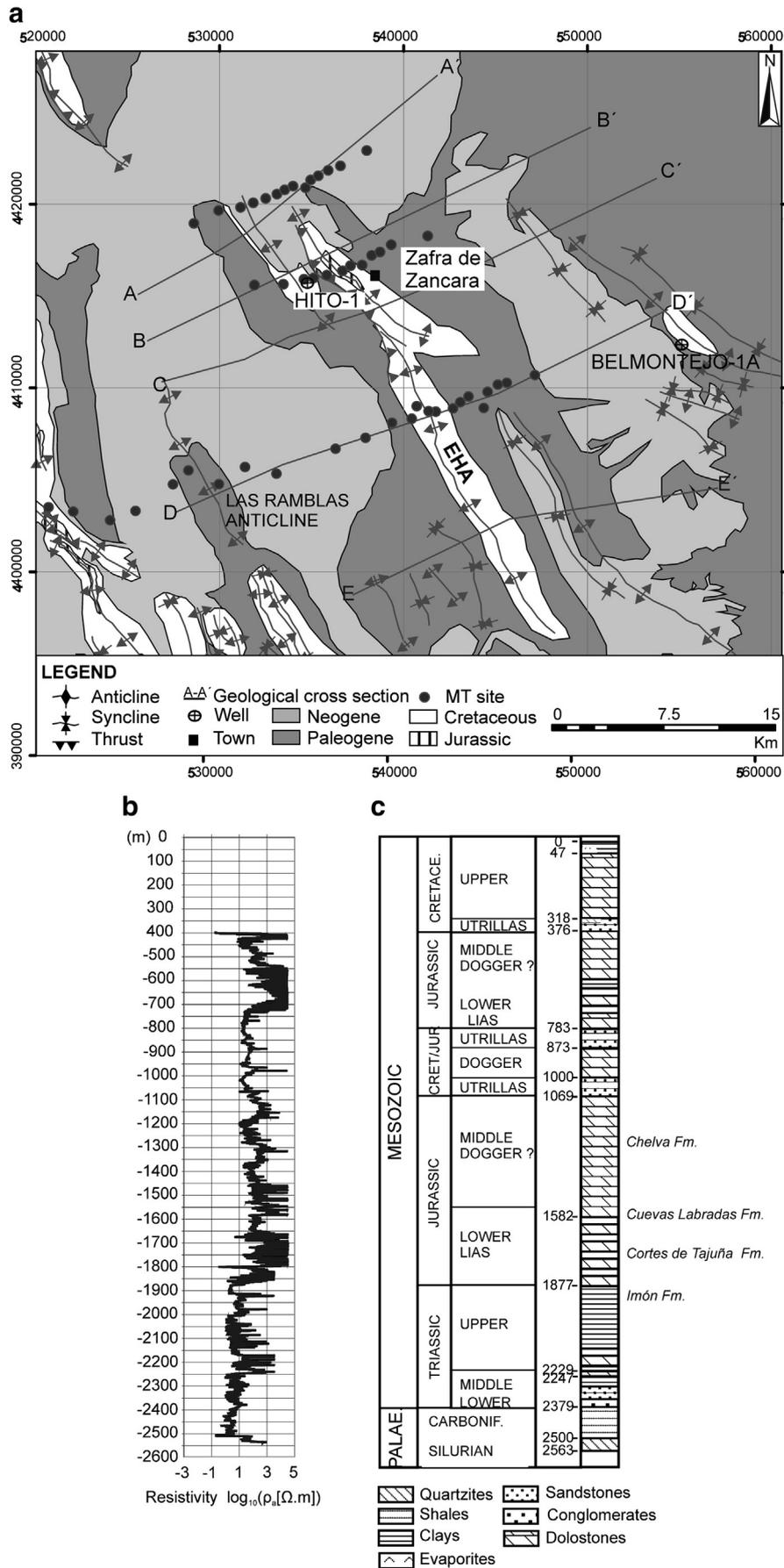


Fig. 2. a) Simplified geological map of the study area. Black dots correspond to MT sites; continuous lines A–A' to E–E' to the location of geological cross sections from a recent detailed structural study (modified from Biete et al., 2012). b) Hito-1 resistivity log. c) Hito-1 stratigraphic chart (Lanaja, 1987).

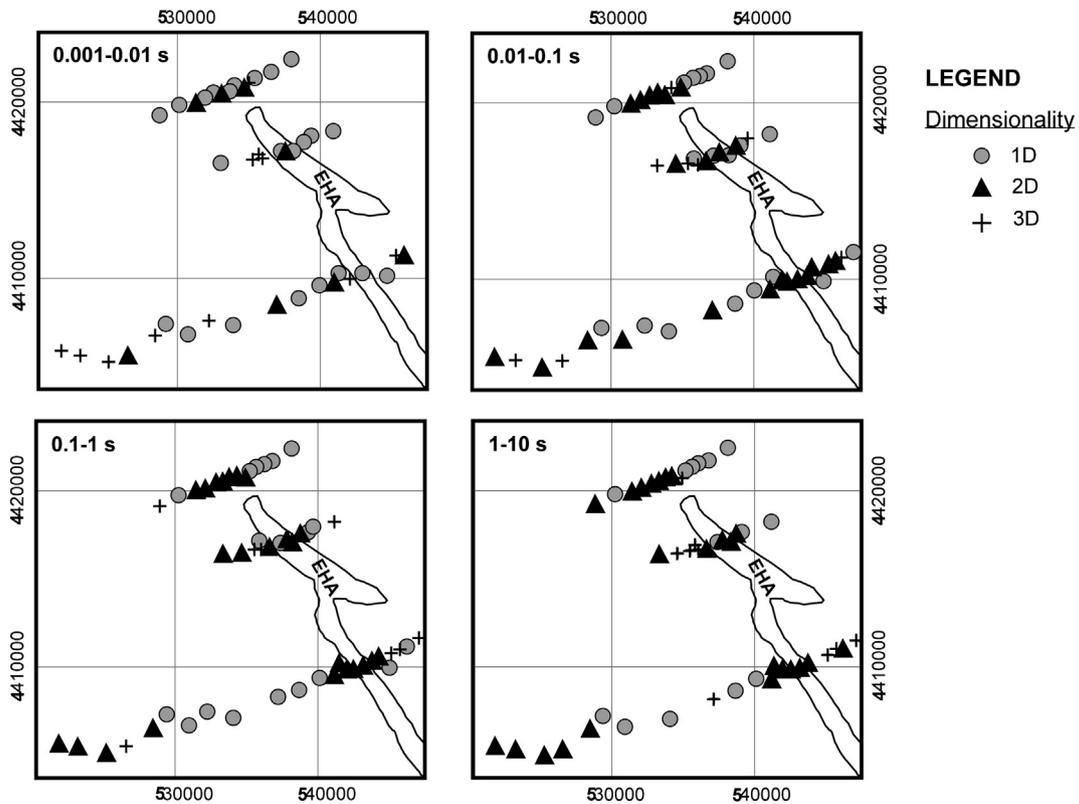


Fig. 3. Maps of dimensionality for four different period bands. The dimensionality analysis was done using WALDIM code (Martí et al., 2009).

Similar to other folds in the Loranca Basin, the location and development of the EHA are controlled by the partial or total inversion of older basement faults, which generated a set of basement highs and folding of the detachment level. The basement highs, including the Variscan deformed Palaeozoic rocks (Silurian to Carboniferous

in age) and Permian and Lower Triassic continental sedimentary rocks, were the main target for the hydrocarbon exploration carried out in the 1970s. Over these basement highs, the Middle–Upper Triassic detachment level is formed by marine carbonates, continental clays and evaporites (Muschelkalk and Keuper facies) that are folded

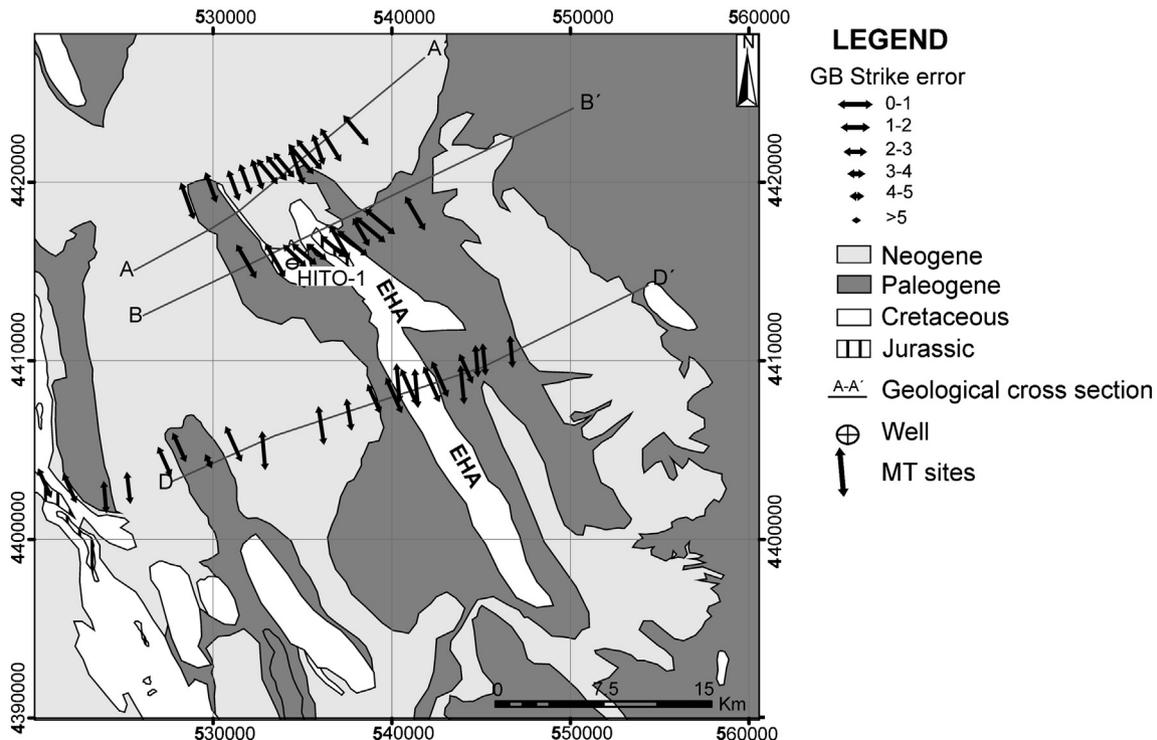


Fig. 4. Simplified geological map of the study area. Black arrows correspond to geoelectric strike direction obtained for the periods 0.001–10 s at each MT site scaled by the inverse of the error (see text for details). MT sites are located in the centre of each arrow.

with the overlying Mesozoic–Cenozoic cover. The cover includes a Jurassic–Cretaceous carbonated succession (mainly dolostones) with a thin interbedded Lower Cretaceous siliciclastic layer, and a synorogenic Cenozoic succession of continental sediments.

The Hito-1 well data (Fig. 2), taken from near the axial trace of the anticline, shows the presence of Triassic and Upper Palaeozoic units (Carboniferous) at 1900 m depth, which correlates with low resistivity values in the resistivity log. The Lower Jurassic unit (Lias)

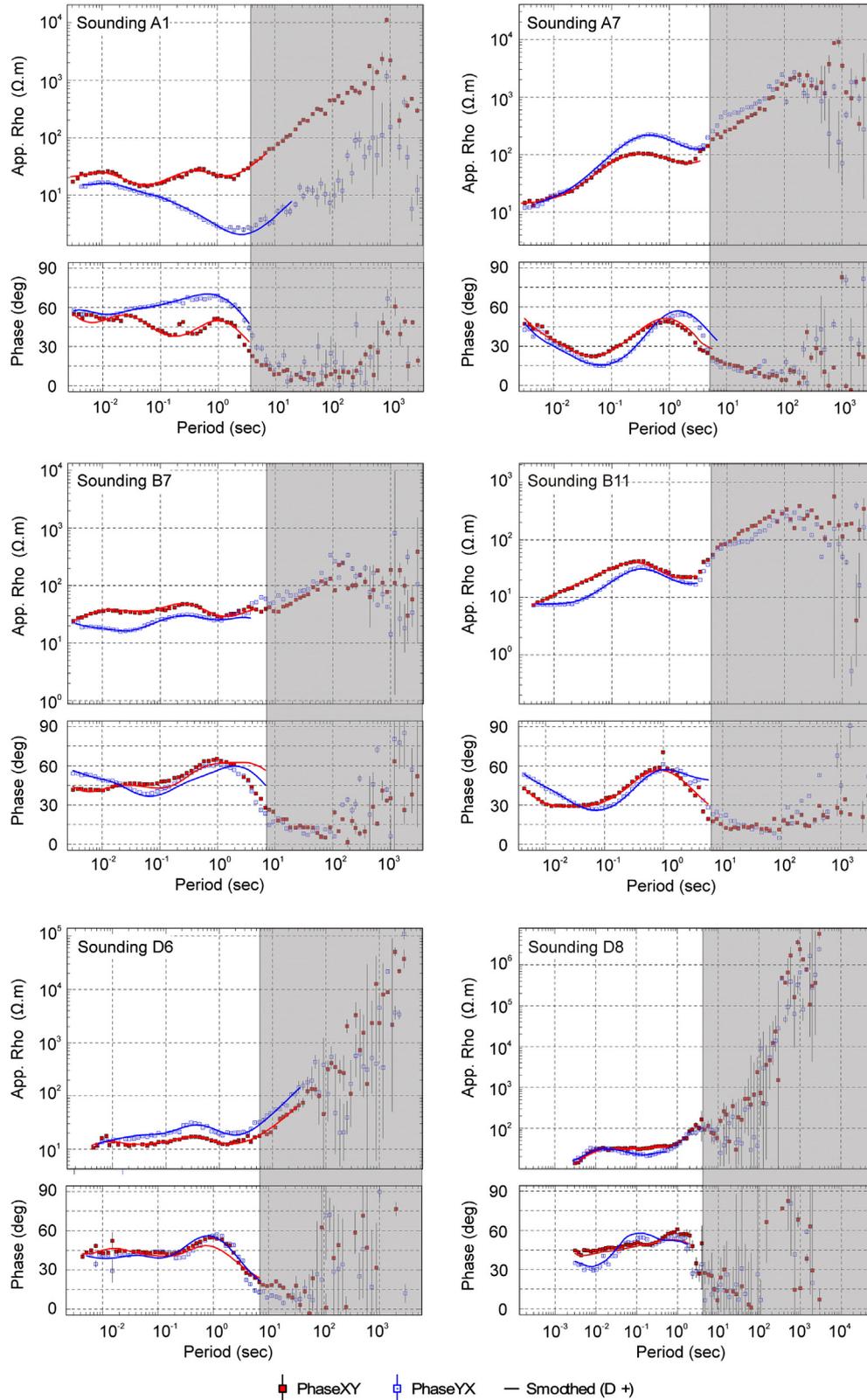


Fig. 5. Apparent resistivity and phase data from MT sites A1, A7, B7, B11, D6 and D8 (Fig. 8) processed using a remote reference site. Data are rotated according to the strike direction of the corresponding profile. The shaded area corresponds to the noisy data that are not included in the inversion. Solid lines correspond to the smoothed curves obtained using the D+ solution (Parker, 1980; Parker and Whaler, 1981) with an estimated error data of 10% in the apparent resistivity and in the phase.

is repeated due to the presence of thrusts that cut the well. This unit is correlated with the higher resistivity values in the resistivity log due to the presence of anhydrite.

3. Magnetotelluric data acquisition and processing

3.1. MT method

The MT method uses naturally occurring electromagnetic (EM) field variations as a source for imaging the electrical resistivity structure of the earth (Vozoff, 1991). Electrical resistivity is a physical property dominated by the presence of minor phases in the host rock matrix and is complementary to bulk properties determined by seismic and potential field methods. The electrical resistivity of a rock depends on the amount of ionic or electronic conductors present, their interconnectivity and geometric distribution within the host rock (ELEKT B Group, 1997).

Magnetotelluric data involve simultaneous measurements of temporal variations in the electric and magnetic fields at the earth's surface (Chave and Jones, 2012). The penetration of the electromagnetic field is a function of the electrical resistivity of the subsurface (ρ) and the frequency (f) of the incident field, referred to as the skin depth: $\delta \approx 500(\rho/f)^{1/2}$ (m). Electric and magnetic fields decay exponentially within the earth over this characteristic distance δ , i.e., high-frequency waves penetrate a relatively short distance and low-frequency waves penetrate deeper, averaging over a larger volume.

The measured fields are transformed into the frequency domain, and the transfer functions, which relate the electric (**E**) and magnetic (**H**) fields, can be estimated:

$$[E] = [Z][H],$$

where **Z** is the impedance, a frequency-dependent 2×2 complex tensor containing information on the electrical conductivity of the subsurface. The magnetotelluric response functions can be obtained from each impedance tensor element: apparent resistivity (ρ_a) and phase (φ). The form of the impedance tensor is related to the dimensionality of the electromagnetic field, which reflects the complexity of the distribution of subsurface conductivity. For structures that are elongated in one horizontal direction compared to the inductive scale length at the frequency of observation (two-dimensional earth structures), MT responses separate into two modes. One mode is descriptive of the responses for electric currents flowing along the structure (TE mode), and the other is for currents flowing across the structure (TM mode).

The MT method resolves conductivity gradients rather than sharp boundaries or thin layers because electromagnetic energy propagates diffusely. Magnetotelluric data are most sensitive to the tops of conductors and less sensitive to resistive zones. The conductance (depth integrated conductivity) can be well constrained by MT data (Weidelt, 1985), whereas the resistivities and thicknesses of structures generally are not (Simpson and Bahr, 2005). Thus, an appraisal of the main structures of a geoelectrical model is required before geological interpretation (Chave and Jones, 2012).

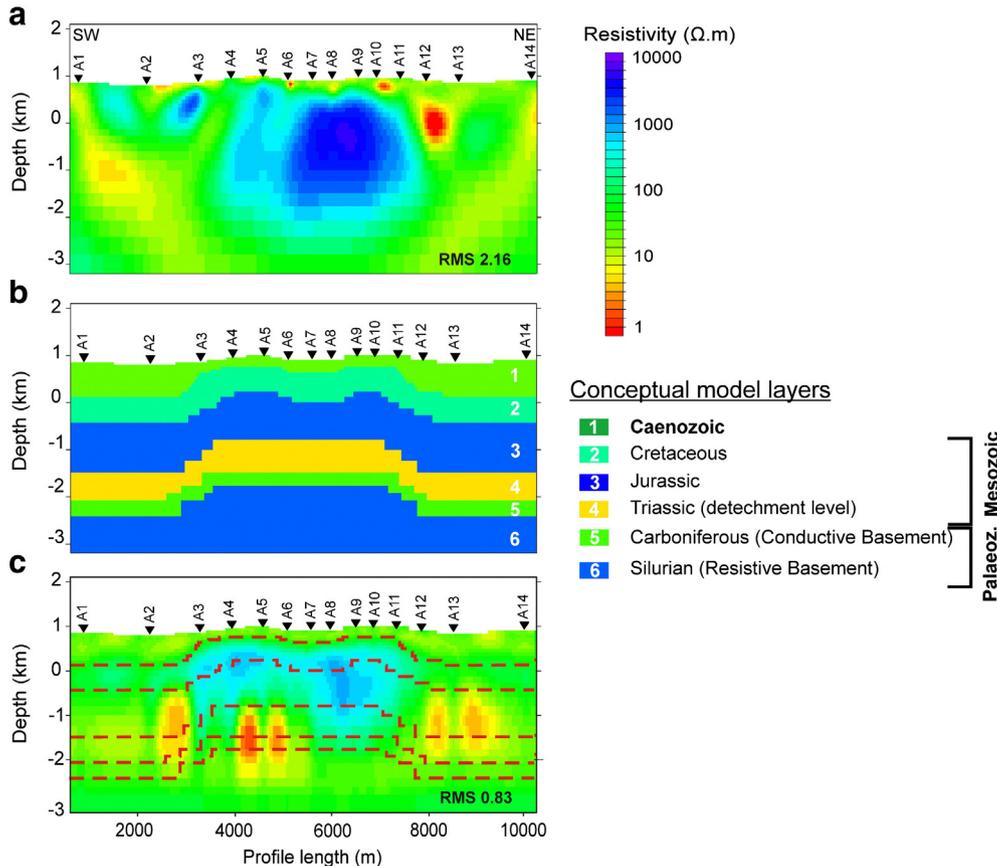


Fig. 6. a) 2-D resistivity model obtained from the initial inversion of observed MT data. The initial model was a uniform half-space, and TE and TM mode resistivities and phases were inverted. b) Conceptual model based on geological information. c) 2-D resistivity model obtained from the inversion of a uniform half-space and synthetic data of the conceptual model using TE and TM mode resistivities and phases. The dashed red line indicates the layers introduced in the conceptual model. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

3.2. MT survey and data

Broadband (10^{-3} to 10^3 s) magnetotelluric data (BBMT) were recorded at 51 stations along three profiles (Fig. 2a), which coincide roughly with three geological cross sections obtained by Biete et al. (2012). The length of the profiles varies from 7 km in the northern profiles to 25 km in the southern profile, with site spacings between 0.5 and 1.5 km. The EHA is oriented approximately WNW–ESE, and we placed the sites along SW–NE profiles. At each site, the four horizontal components of the electromagnetic field (ex, ey, hx and hy) were recorded at periods of 10^{-3} to 10^2 s. A reference signal from a remote site (located between 7 and 20 km of the sites) was used to correct for uncorrelated noise (Gamble et al., 1979). Cultural EM noise around the EHA resulted in low-quality impedances for periods above 10 s, even with the remote reference processing (see Fig. 5).

To determine the dimensionality and orientation of the structures, MT tensor analysis was performed using the WALDIM code (Martí et al., 2009) based on the WAL invariants (Weaver et al., 2000). Fig. 3 shows the dimensionality obtained for each site for four period bands between 10^{-3} and 10^1 s. At short periods, much of the data behave one dimensionally, and the behaviour is mainly two dimensional as the period increases. Thus, a 2-D model is consistent with the data.

To determine the regional TE and TM responses from the observed MT impedance tensor data, we applied the McNeice and Jones's (2001) multi-site, multi-frequency MT tensor decomposition based on Groom and Bailey (GB; Groom and Bailey, 1989). This analysis aids in detecting and eliminating the effects of distortions caused by local inhomogeneities in the near surface. Fig. 4 shows the strike directions estimated from the MT impedance tensors at each site for

periods of 0.001–10 s using an error floor of 5% in the impedance components. The lengths of the arrows are scaled by the misfit to the GB distortion model. Misfits with an RMS (root mean square) of less than 2.0 are considered reliable, whereas larger misfits are indicative of three-dimensional (3-D) effects. In general, most sites display a misfit to the distortion model of below 2, so a 2-D model is valid and appropriate. The best-fit average multi-site, multi-frequency GB regional strike is N30°W for the northern profile (profile A), N40°W for the central profile (profile B) and N14.5°W for the southern profile (profile D), which is consistent with the strike of the main geological structures observed at the surface.

Fig. 5 shows apparent resistivity and phase curves for six MT sites after rotation according to the strike direction and smoothing (additional curves are given in Fig. S-1 in the Supplementary material). For periods above 10 s, the apparent resistivity curves have slopes greater than 45° and phases near 0°, indicating the presence of near-field sources. These periods were not considered during the inversion process.

4. 2-D inversion

4.1. Initial 2-D inversion

Two-dimensional inversion of the TE and TM apparent resistivity and phase data for the period range of 0.001–10 s was undertaken using the algorithm of Rodi and Mackie (2001). This algorithm searches for the model that balances a low RMS misfit and small lateral and vertical conductivity gradients in a regularised manner. It follows the approach pioneered for MT data by Constable et al. (1987).

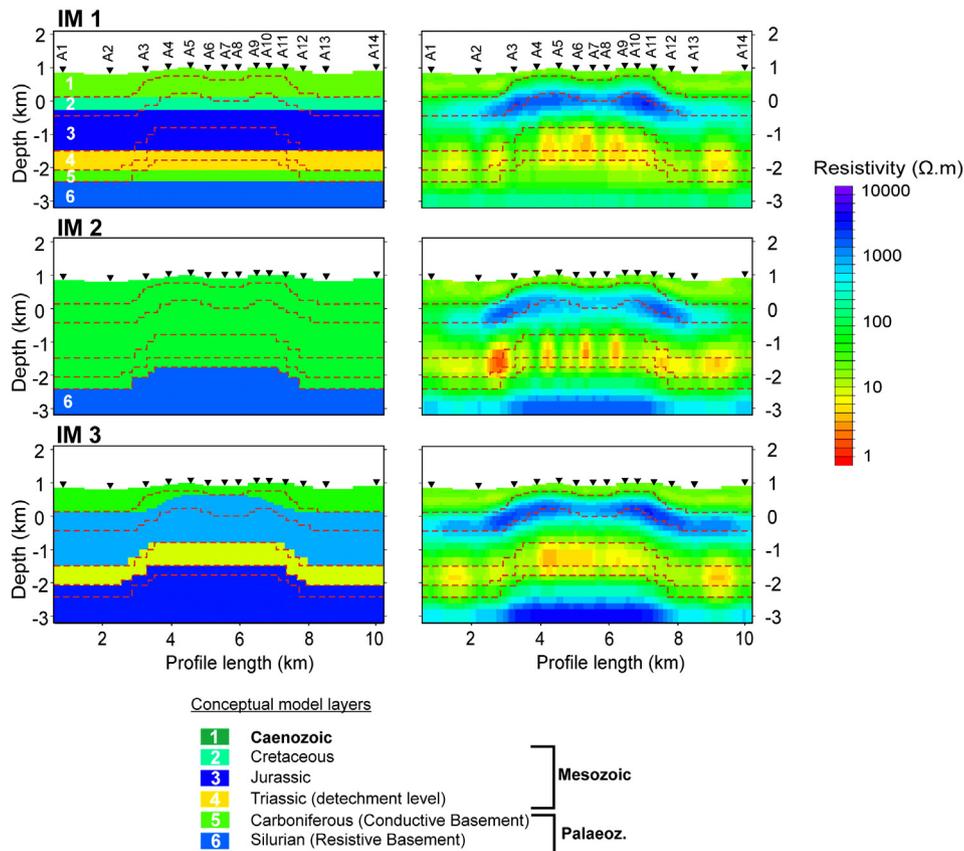


Fig. 7. Tests using the synthetic data set, showing the three initial models (left) and the results of the inversions (right). The synthetic data set was obtained from the forward response of the conceptual model shown in Fig. 6b. The models were obtained from the inversion of TE and TM mode resistivities and phases. The dashed red line indicates the layers introduced in the conceptual model. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

An error floor of 5% for the impedance tensor was used for the inversion. Initial inversions of observed MT data were carried out using a uniform half-space with a resistivity of 30 Ω m. Preliminary results showed similar characteristics for each profile: a round resistive body occupying most of the model (Fig. 6a shows the result for profile A). The analysis of these resistivity models within the geological context of the EHA shows that no geological structure or process can explain this resistivity distribution. Consequently, these preliminary inversion results are not geologically reliable.

The difference between the estimated model and the true earth may be related to the model equivalence problem (non-uniqueness), noisy data and errors in the estimated parameters. In this case, the data in the period range are of medium-high quality, and the dimensionality analysis and the strike direction obtained subsequently shows that our data are compatible with 2-D models. Thus, model equivalence appears to be the most likely cause of the geological unreliability of the preliminary inversions, and additional constraints must be imposed on the model to reduce its non-uniqueness and

improve the parameter estimation (Chave and Jones, 2012). Following this, a conceptual model was constructed by considering the available geological and geophysical information (a priori information) to understand the MT response of the EHA.

4.2. Construction of the conceptual model

A conceptual model for each MT profile was generated using the available geological information, the resistivity values of the Hito-1 well log (Fig. 2b) and the MT data. Fig. 6b shows the conceptual model for profile A, which is explained in this section as an example. The geometry of the models (Fig. 10a.a) was taken from the available geological cross section (Biete et al., 2012). The average resistivity values of each layer were determined from the preliminary 2-D resistivity models for the near surface structures (Caenozoic units). For the deeper structures, the resistivity values were extracted from the well-log resistivity data (Fig. 2b).

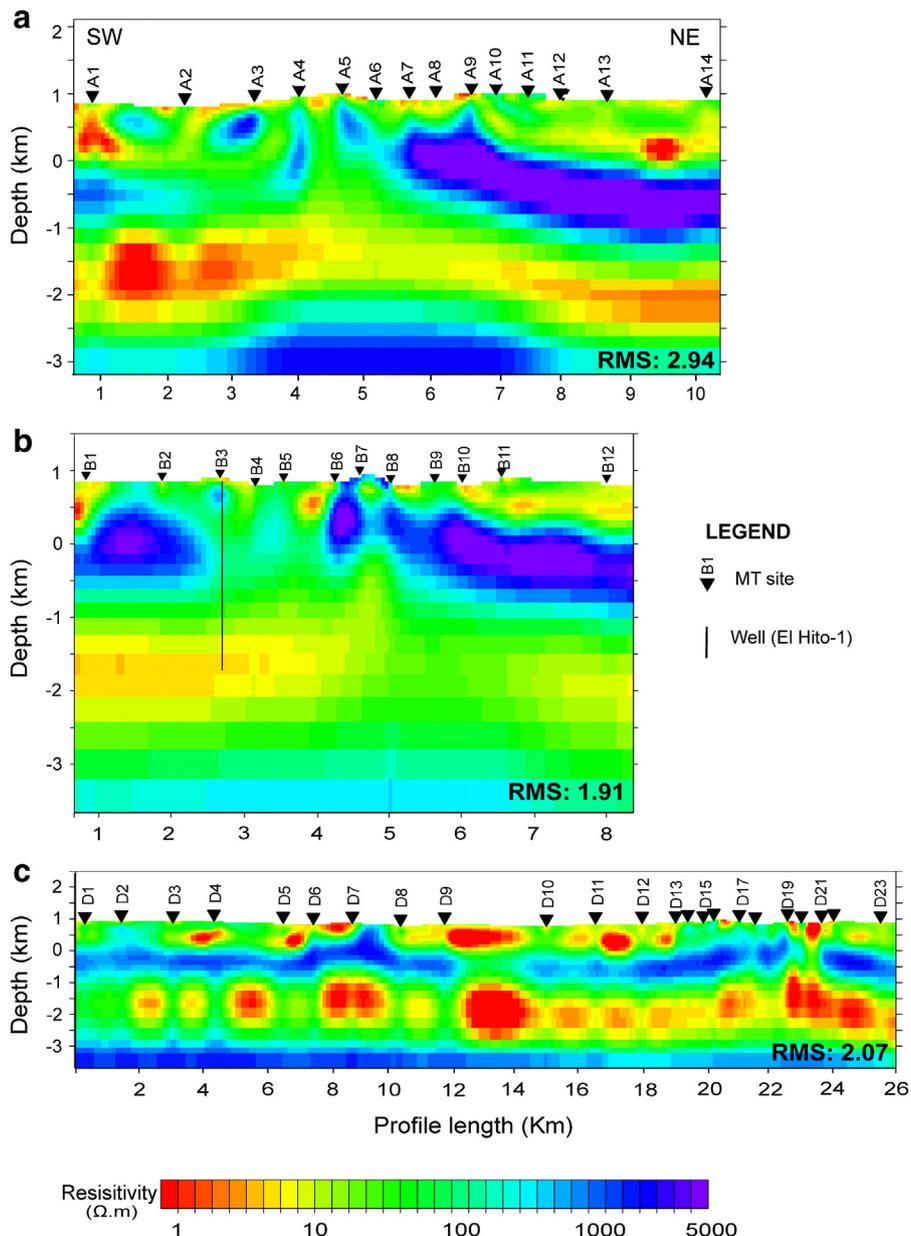


Fig. 8. 2-D resistivity models. a) 2-D resistivity model of profile A. b) 2-D resistivity model of profile B. c) 2-D resistivity model of profile D. Both, TE and TM modes were inverted and the corresponding conceptual models were used as initial model.

Fig. 6b shows the conceptual model in which the site position and topography correspond to those observed along profile A. The model consists of six geoelectrical layers, from top to bottom: 1) the Cenozoic continental sediments with a resistivity value of 25 Ω m; 2) the Cretaceous carbonate levels of the cover with a resistivity value of 200 Ω m; 3) the Jurassic carbonatic units with a resistivity value of 2000 Ω m; 4) the Triassic units (Keuper evaporites, Buntsandstein sandstones and conglomerates) with a resistivity value of 5 Ω m.

For the deeper structures, the resistivity log (Fig. 2b) allows the differentiation between a conductive and a resistive basement: the upper basement (top surface at the depth of 2400 m), formed of Carboniferous shales (approximately 20 Ω m, layer 5 of the conceptual model) and the lower basement (2550 m depth), Silurian quartzites (approximately 2000 Ω m, layer 6 of conceptual model).

After the conceptual model was defined, we computed the forward model by adding 2.5% Gaussian noise to the apparent resistivity and phase curves for each MT site (referred to as the synthetic data set). The synthetic data set was inverted following the same workflow that was used for the initial 2-D inversions (uniform 30 Ω m half-space, inversion of TM and TE modes, period range of 0.001–10 s, and error floor of 5% for the impedance tensor). The resulting resistivity model (Fig. 6c) differs considerably from the conceptual model (Fig. 6b).

As discussed earlier, the joint interpretation of geophysical and geological models and imposing additional constraints on the model is essential to reducing the non-uniqueness of the model. In this sense, it would be useful to integrate this a priori information in the initial model for the 2-D inversion. To determine an initial model that better recovers the conceptual model, a series of synthetic tests were performed. This process is similar to that used by Matsuno et al. (2010), which shows the importance of testing the resolution of MT data through inversions with different initial models.

4.3. Tests with the synthetic data set

The synthetic data set was inverted using different initial models. These initial models were created considering the prior geological and geophysical information available to constrain the inversion.

Constrained inversions can be carried out in a variety of ways: by fixing model parameters (Hoversten et al., 2000; Wannamaker and Doerner, 2002), by defining the tear zones where the model norm is minimised independently without interactions between the different zones (Muñoz et al., 2010) or by creating an initial model that specifies the supposed resistivity structure (Matsuno et al., 2010). We opted for the last method; model parameters and tear zones were not fixed during the inversion.

The TE- and TM-mode apparent resistivity and phase of synthetic data were inverted in the period range of 0.001–10 s using the algorithm of Rodi and Mackie (2001). For all resistivity models, the RMS misfit between the synthetic data and the model response was less than 1.

Of the initial models considered, we show three (Fig. 7) that explicitly contain geoelectrical features determined from the available geological models and geophysical data. Fig. 7 shows the initial (left) and final resistivity models (right) for each inversion. The initial models are IM1, a six-layered model based on a 1-D MT model; IM2, with an 100 Ω m upper layer and a 2000 Ω m resistive basement; and IM3, a four-layered model based on geological information. The third initial model is a variation of the conceptual model.

The 2-D resistivity models (Fig. 7, right) are similar to each other, but contain some important differences. The main findings of these models are discussed here. In the results of all inversions, the resistive basement is located at greater depths than in the conceptual model, and for IM1, the inversion does not recover the morphology of the basement. The Mesozoic units (Cretaceous, Jurassic and Triassic) are thinner and less resistive, particularly for IM1 and IM2 initial models.

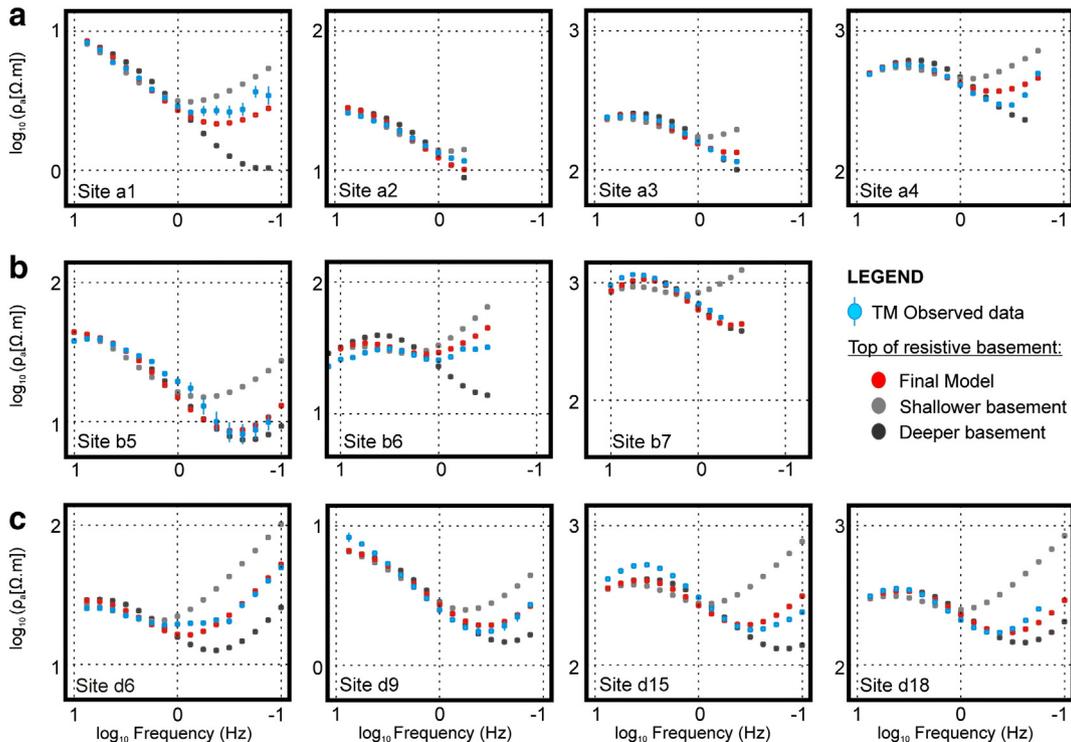


Fig. 9. Results for basement sensitivity test. Blue circles, observed data; grey and red circles, model response for different basement depths. Red circles correspond to response of final model. a) Profile A, b) profile B, and c) profile D. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

This is because the MT method is most sensitive to conductance (Simpson and Bahr, 2005; Weidelt, 1985), so the conceptual model and the three inverted models (with starting models of IM1, IM2 and IM3) should have similar conductance values and different thicknesses and conductivities. For the third initial model (IM3), the inversion accurately recovers the structures in the conceptual model; Triassic, Mesozoic and Cenozoic units are recovered with thicknesses and resistivity values similar to those in the conceptual model.

These results demonstrate that an initial model suitable for recovering structures similar to those in the conceptual model (Fig. 6b) must contain information concerning the resistivity values and morphology of the main structure.

The 2-D results from synthetic inversions using different initial models highlight the importance of integrating geological data in the inversion because all final models have similar data misfits.

Given the size, thickness and resistivity contrasts of the structure studied here, these geological data must be incorporated in the initial model because the models are not geologically reasonable without them (Ledo, 2006). Therefore, the conceptual models constructed for each MT profile are the most suitable initial models for the inversion of the observed data.

4.4. Final 2-D resistivity models

The inversion of observed data was carried out following the results obtained in the previous sections. Both the TE and TM modes were inverted in the period range of 0.001–10 s, using an error floor of 5% for the impedance tensor data and the conceptual model constructed for each profile as the initial model (Fig. 6b shows the conceptual model for profile A). The misfits between the data and

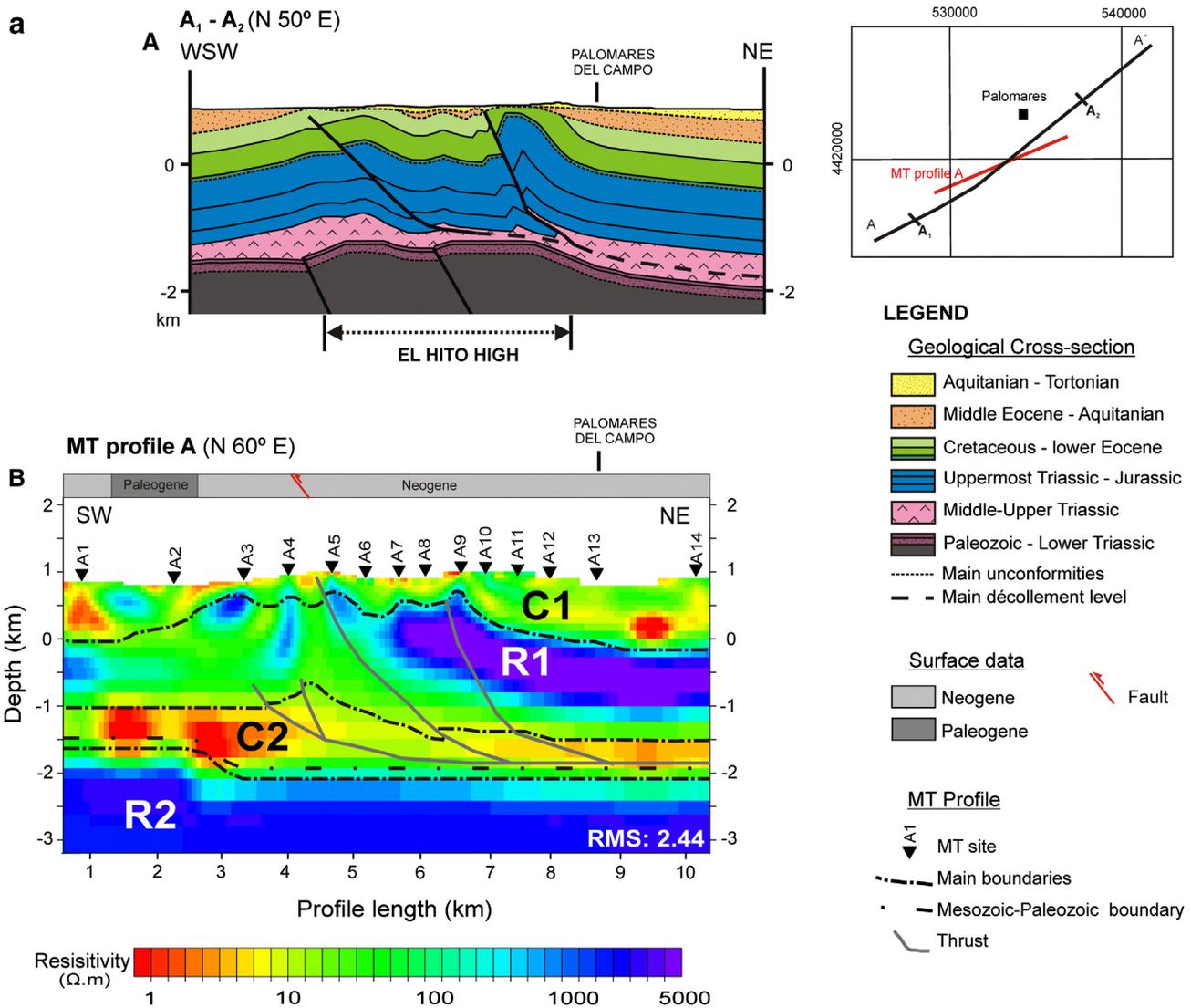


Fig. 10. a. Final 2-D resistivity model of profile A. a) Geological cross section from profile A–A' of Biete et al. (2012) (Fig. 2). Note that this only represents the central part of the MT profile. b) The inverted 2-D resistivity model using the TE and TM mode resistivities and phases of profile A. The geological interpretation is superimposed on the resistivity model. The dashed black lines indicate that the boundaries of the main units and the solid grey lines correspond to hypothetical faults. The surface geology obtained from geological maps is plotted in the upper part of the model. b) Final 2-D resistivity model of profile B. a) Geological cross section from profile B–B' of Biete et al. (2012) (Fig. 2). Note that this only represents the central part of the MT profile. b) The inverted 2-D resistivity model using the TE and TM mode resistivities and phases of profile B. The geological interpretation is superimposed on the resistivity model. The dashed black lines indicate the boundaries of the main units and the solid grey lines correspond to hypothetical faults. The solid red line corresponds to the Hito-1 well trace, and the numbers (1 to 5) correspond to the main geological features observed in the well. The surface geology obtained from geological maps is plotted in the upper part of the model. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

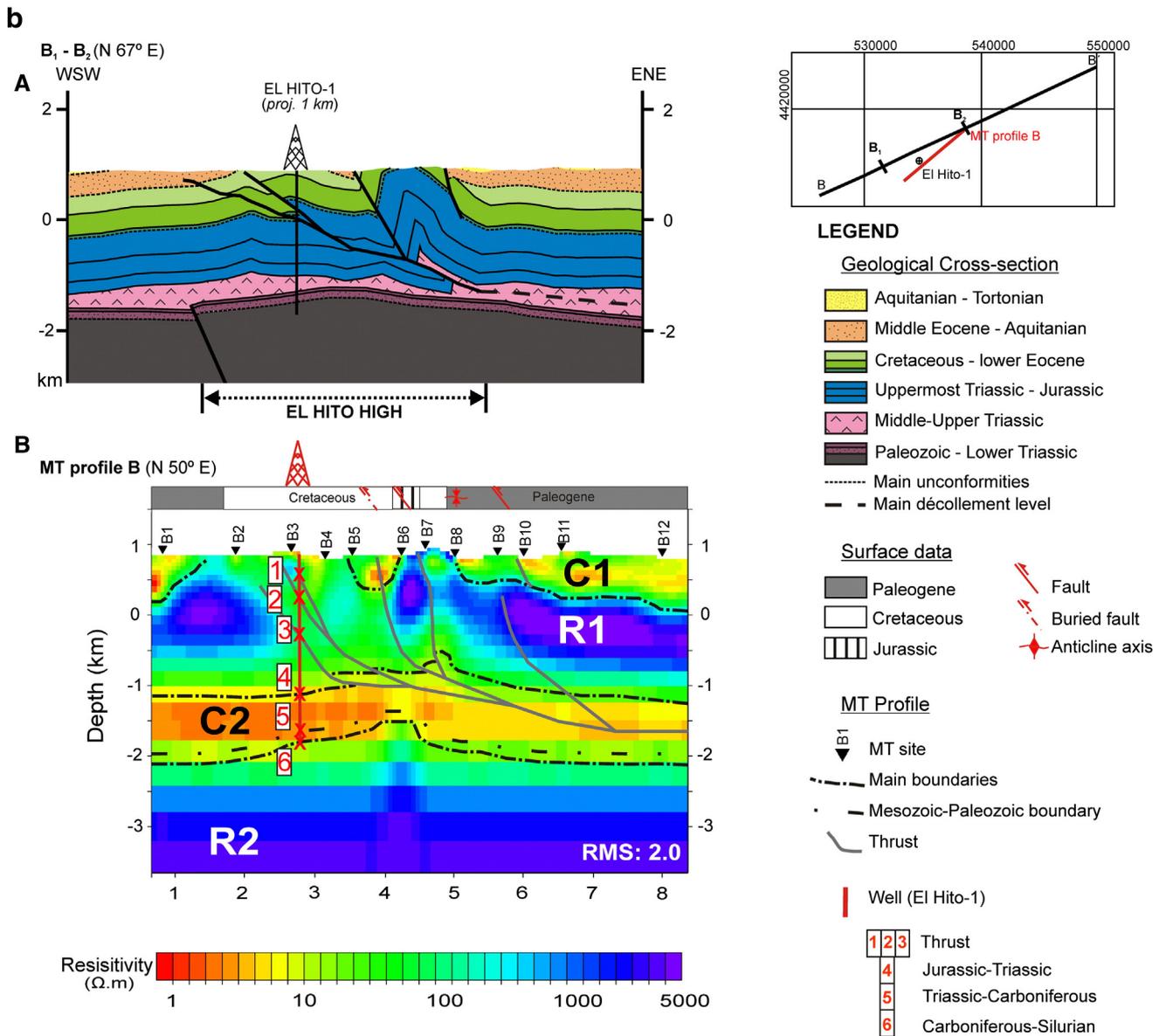


Fig. 10 (continued).

the model responses have an RMS value of 2.94, 1.91 and 2.07 for profiles A, B and D, respectively (Fig. 8).

In all profiles (Fig. 8), the resistive basement is located at greater depths than what might be expected based on previous geological models. This is consistent with the synthetic test (Section 4.3), which shows that in the 2-D inversion, the resistive basement is deeper than in the conceptual model. Magnetotelluric data resolve conductive layers more easily than resistive ones, but are generally unable to resolve the bottoms of conductors. In the EHA, the bottom of this conductive layer corresponds to Carboniferous–Silurian boundary, i.e., the boundary between the conductive and resistive basements. Therefore, a sensitivity test was conducted to better resolve the boundary between the conductive and resistive basement.

We assessed the sensitivity of the basement region by progressively changing the depth of the top of the resistive basement to find the shallowest resistive basement that fits the data. Fig. 9 shows the relevant results of the sensitivity test by comparing the lower frequencies of the TM apparent resistivity curves for selected

sites along the profiles. Here, the TM mode is most affected in the sensitivity tests. This new information was used to modify the inverted 2-D resistivity models shown in Fig. 8 to create new initial models and obtain the final 2-D resistivity models.

The 2-D resistivity final models are illustrated in Fig. 10, and Fig. 11 compares phase and resistivity pseudosections of the observed data and model responses. The misfits between the data and the final model responses have RMS values of 2.44, 2.0 and 2.12 for profiles A, B and D, respectively.

The most striking features of the 2-D resistivity final models are labelled “C” for high-resistivity structures and “R” for low-resistivity structures (Fig. 10). The three models recover four main geoelectrical structures: two high-resistivity structures and two low-resistivity structures. The features C1, C2 and R2 are laterally continuous in all three profiles, while the feature R1 is characterised by large lateral variations in resistivity. The features C1, R1 and C2 are associated mainly with the Mesozoic–Cenozoic cover, and the feature R2 is located at the Palaeozoic basement depths.

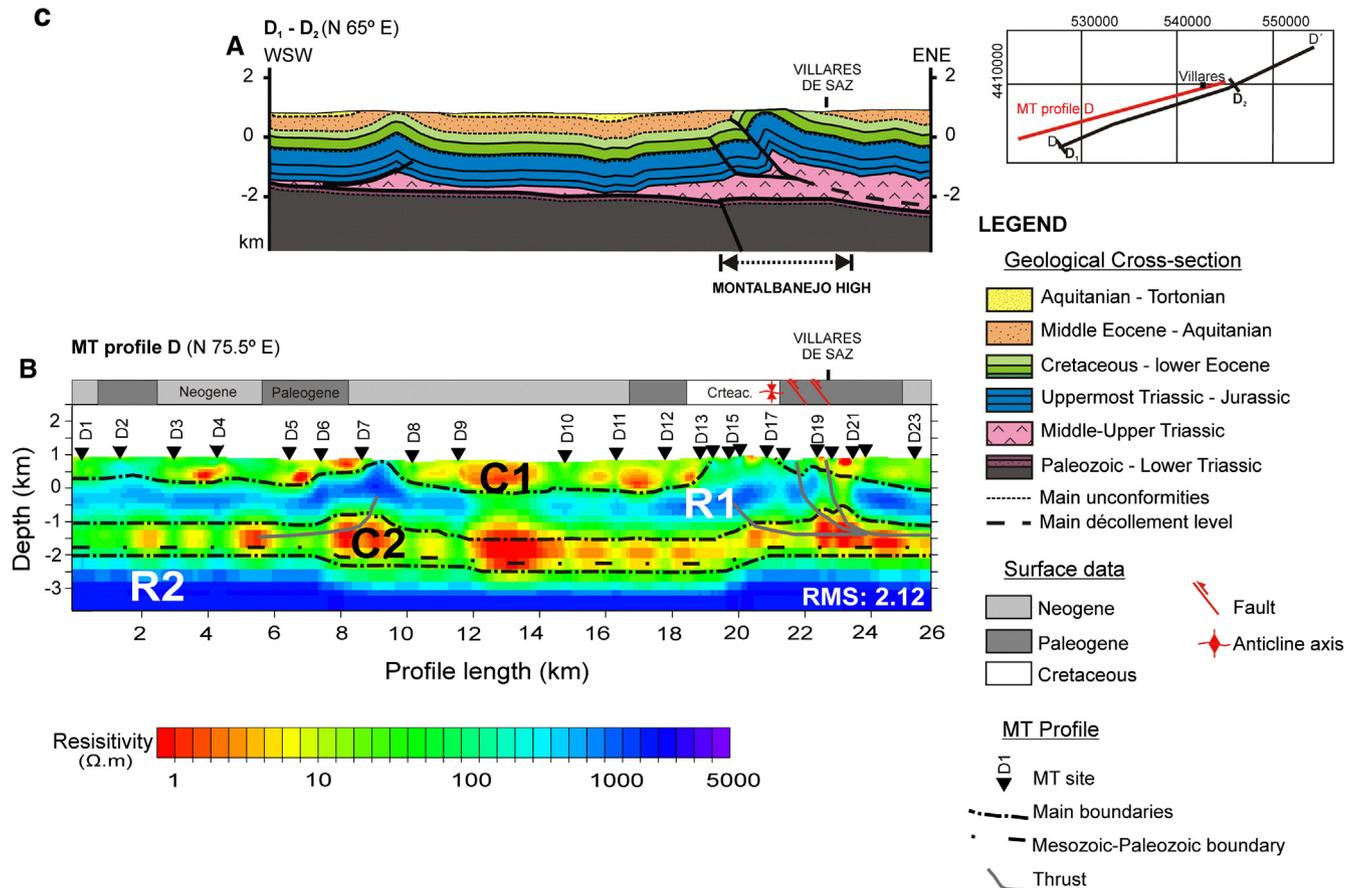


Fig. 10 (continued).

5. Geological interpretation and discussion

5.1. Low-resistivity structures (C1 and C2)

The C1 feature is the shallowest structure in the inverted 2-D resistivity models and intersects the ground surface. Lithological units and faults mapped at the surface (Albert and Ferrero, 1990; Hernaiz and Cabra, 1992; Lagartos and Martín, 1991) are shown at the top of each MT profile (Fig. 10) and are correlated with the locations the C1 feature and the Cenozoic (Neogene and Paleogene) continental sediments. These sediments are affected by several faults, which are observed in the resistivity models.

The Cenozoic continental sediments in the Loranca Basin are mainly conglomerates, sandstones, clays, limestones and gypsum (Vera, 2004), which can explain its low resistivity.

The conductive feature labelled C2 (Fig. 10) may include different geological units. As the upper basement (Carboniferous shales) is conductive, this feature could correspond to both Triassic units and Carboniferous basement. This is supported by the lithological and structural data from the Hito-1 well, which are summarised in the 2-D resistivity model for profile B (Fig. 10b). This conductive layer (C2) encompasses the Triassic Units, mainly Keuper clays and evaporites and Buntsandstein sandstone and conglomerates, as well as the Carboniferous shales of the conductive basement. Despite the differences in lithology, these layers have similar resistivity values due to the presence of salt water in the Buntsandstein sands and conglomerates (IGME, 2009).

The top of this conductive layer is accurately resolved in the final 2-D resistivity models, and several faults can be observed. Most of these faults are shown in geological cross sections and the 2-D

resistivity models (Fig. 10), but additional faults are proposed based on the MT resistivity models.

To locate the Mesozoic–Palaeozoic boundary within this conductive layer, the Hito-1 well data were also considered. Consequently, a constant thickness of approximately 200 m was assigned to the Carboniferous shales over the Carboniferous–Silurian boundary, which was determined from the basement sensitivity test (Section 4.4).

5.2. High-resistivity structures (R1 and R2)

The R1 feature has a thickness of approximately 1000 m and is completely buried beneath the Cenozoic continental sediments in profile A, outcropping in the central part of profile B and in the eastern part of profile D (Fig. 10). This resistive layer corresponds well with the location and thickness of the deepest part of the cover, the Mesozoic carbonated levels, which outcrop in the EHA core (Fig. 2a).

Unlike the C1 and C2 conductive features, this resistive layer has large lateral variations in resistivity that may correspond, in part, to lateral variations in the lowermost Jurassic rocks. The oldest Jurassic succession (Cuevas Labradas and Cortes de Tajuña Fm in Fig. 2) in the study area consists mainly of three facies formed by gypsum-anhydrite with dolomitic intercalations, breccias (with evaporitic and dolomitic clasts) and massive dolomites. This facies displays important lateral and vertical variations (Bordonaba and Aurell, 2002).

The same faults affecting Triassic units are observed in this resistive layer, indicating that all Mesozoic units are deformed by these structures. The faults are mainly located in less-resistive portions of this layer. This fracturing may be related to lateral resistivity variations, as faults could favour the circulation of fluids.

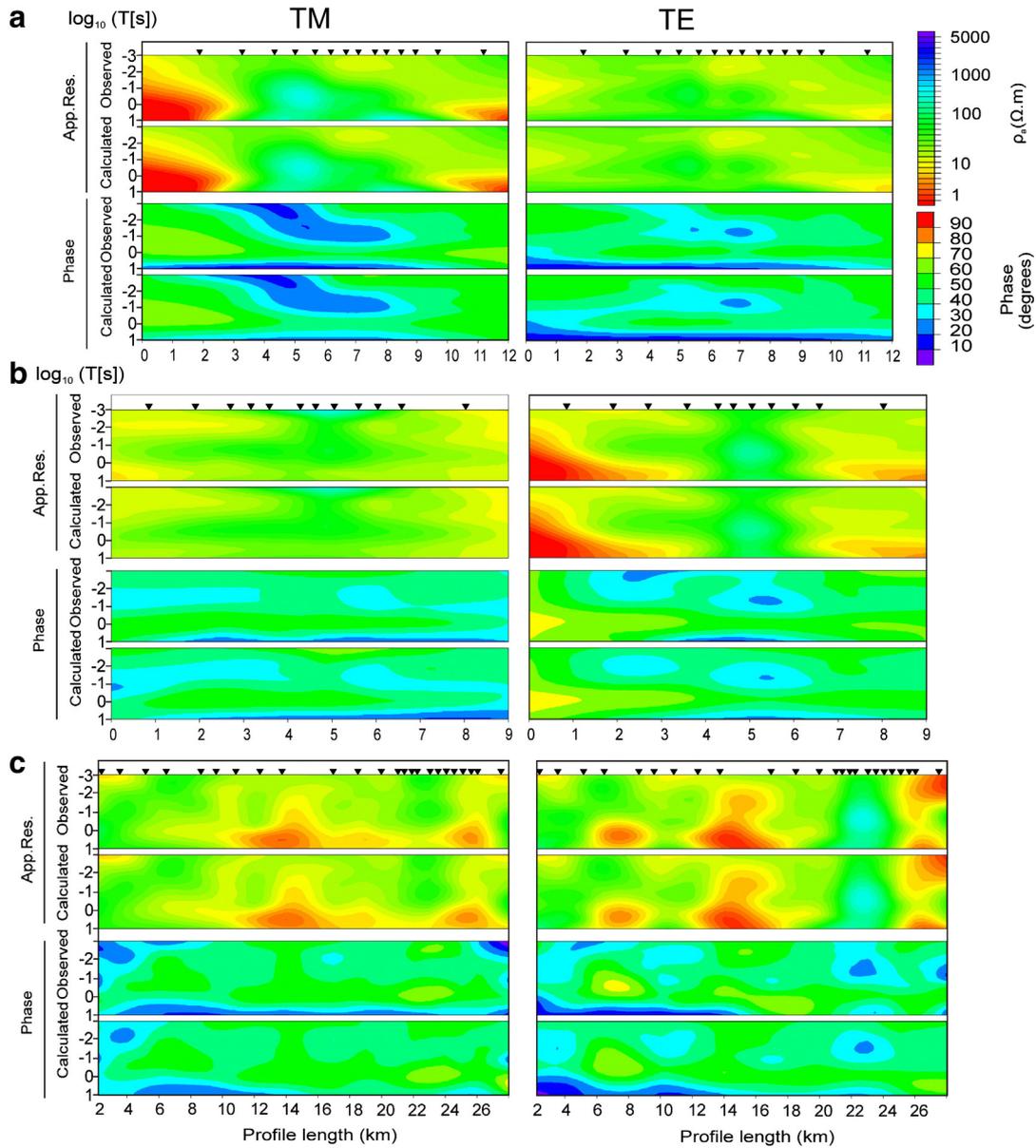


Fig. 11. Pseudosections of TM and TE modes: comparison of apparent resistivity and phases of TM mode (left) and TE mode (right) for the observed data and model responses. a) Profile A, b) profile B, and c) profile D.

The deeper resistive feature (R2) corresponds to the deeper part of the Palaeozoic basement, i.e., the Silurian quartzites. The top of this resistive unit corresponds to the Silurian–Carboniferous boundary, which was constrained by the sensitivity test of the basement (Section 4.4). This sensitivity test was also used to identify basement highs (Fig. 10). Profile A (Fig. 10a) shows that the basement is shallowest to the west; in profile B (Fig. 10b), there is a basement high beneath site B6; and in the southern profile (profile D; Fig. 10c), the basement is deepest in the centre of the profile.

These basement structures may be related to faults that are not observed in the final 2-D resistivity models (Fig. 10). These structures should be reverse faults because the development of the EHA is controlled by the partial or total inversion of older basement faults (Section 2.1).

The resistive basement depth increases to the south. The footwall is located approximately 2000 m b.s.l. in profiles A and B, while it is at approximately 2300 m b.s.l. in the southern profile. The behaviour of the hanging wall is similar; it is at approximately 1500 m b.s.l. in profiles A and B, and at approximately 1800 m b.s.l. in the southern profile.

6. Conclusions

Three 2-D resistivity models of the El Hito Anticline (EHA) were developed from 2-D inversions of 51 MT sites at periods of 0.001–0.1 s. Preliminary results obtained from the initial inversions of the MT data were not geologically reliable. To understand the MT response of the structures, a conceptual model was constructed from previous geological and geophysical data. Several tests were conducted using this conceptual model using different initial models and constraints on the structure. From these tests, we conclude that to accurately recover the structure of the EHA, the initial model should contain the maximum available information. Despite explicitly introducing geoelectrical structures in the initial models, no hard constraints were imposed during the inversion procedure. Thus, the inversion routine can modify the initial structures and recover features that better fit the data.

The EHA is a small structure with a thick subsurface conductor (Triassic units and Carboniferous shales), above a resistive basement whose base is poorly resolved in the MT resistivity models. Thus, a

sensitivity test was carried to determine the location of the top of resistive basement, the results of which show that the MT data fit better with a structure different than that in the initial models. The final 2-D resistivity models incorporate this new information.

The construction of a suitable initial model, based on previous geological information, plays a key role to obtain geologically meaningful results.

The 2-D resistivity models developed in this study allow us to conclude that:

- [1] The final 2-D resistivity models agree with the geological information available for the EHA.
- [2] The main stratigraphic levels of the EHA can be correlated with resistivity, particularly high-resistivity areas correlated with Silurian basement (quartzites) and Jurassic–Cretaceous carbonates, areas of medium-high resistivity correlated with Mesozoic cover (mainly Jurassic–Cretaceous carbonates), and low-resistivity areas correlated with Triassic units (clays and sandstones), Carboniferous basement (Shales) and Cenozoic cover (sandstones and gravels).
- [3] The Jurassic–Cretaceous carbonates are strongly fractured, and these faults could promote fluid flow. This behaviour, together with the lateral and vertical lithological variations of the lowermost Jurassic rocks, could explain the large lateral resistivity variations of these units.
- [4] The lithology is the main factor controlling the resistivities observed in this area, except for the Buntsandstein sandstones and conglomerates and for the Jurassic–Cretaceous carbonate levels, where the presence of fluids mainly controls the resistivity.
- [5] The geometry of the anticline has been characterised based on the established correlation between lithology and resistivity.
- [6] In the EHA region, the Palaeozoic basement can be divided into two different basements based on its geoelectrical behaviour: a conductive basement at the top, corresponding to Carboniferous shales, and a resistive basement formed by Silurian quartzites.
- [7] The Palaeozoic basement could be affected by faults, resulting in basement highs. Based on the resistivity models, these faults could be interpreted as having throws of approximately 300 m.
- [8] The MT resistivity models show a southward increase in basement depth.
- [9] Overall, the MT resistivity models address several uncertainties concerning the geometries of shallow and deep structures, information that could be used to modify existing geological models.

The new electrical resistivity image of the EHA structure will help to decide whether to perform or not new geophysical surveys in the area in order to determine the EHA viability as a possible CO₂ geological storage site.

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.06.002>.

Acknowledgements

The authors sincerely thank the Editor-in-chief Klaus Holliger and the anonymous reviewers for their useful comments. This work was funded by the projects “Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO₂ en España” (64.044–64.055) and “PIER-CO₂” (CGL2009-07604) of the Ministerio de Ciencia e Innovación. The authors also wish to acknowledge Yonas Brenner, Carmen Reyes, Ruth Soto and Manoel Valcarcel for their help in field work, as well as Xènia Ogaya for her useful comments. Perla Piña-Varas is being currently supported by the Spanish Geological Survey (IGME).

References

Albert, V., Ferrero, E., 1990. Memoria y hoja geológica nº 634. San Lorenzo de la parrilla. Instituto Geológico y Minero de España. Serie MAGNA. Escala 1:50000.

- Alvaro, M., Capote, R., Vegas, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica. *Acta Geologica Hispánica* 14, 172–177 (Libro Hom. Prof. Solé Sabaris).
- Biete, C., Roca, E., Hernaiz-Huerta, P.P., 2012. The Alpine structure of the basement beneath the southern Lorca Basin and its influence in the thin-skinned contractional deformation of the overlying Mesozoic and Cenozoic cover. *Geo-Temas* 13, 1576–1572.
- Bordonaba, A.P., Aurell, M., 2002. The Pliensbachian of the Aragonese branch of the Iberian chain: facies analysis and identification of shallowing-upward sequences. *Journal of Iberian Geology* 28, 31–44.
- Chave, A.D., Jones, A.G. (Eds.), 2012. *The Magnetotelluric Method*. Cambridge University Press, Cambridge. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781139020138>.
- Constable, S.C., Parker, R.L., Constable, C.G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics* 52 (3), 289–300. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1442303>.
- ELEKT Group, 1997. KTB and the electrical conductivity of the crust. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* 102 (B8), 18289–18305. <http://dx.doi.org/10.1029/96JB03861>.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Clarke, J., 1979. Error analysis for remote reference magnetotellurics. *Geophysics* 44 (5), 959–968.
- Goy, A., Gómez, J.J., Yébenes, A., 1976. El jurásico de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). *Unidades litoestratigráficas. Estudios Geológicos* 32, 391–423.
- Groom, R.W., Bailey, R.C., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research* 94 (B2), 1913–1925.
- Guimerà, J., 2004. Cadenas con cobertera: las cadenas Iberica y costera Catalana. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid.
- Guimerà, J., Alvaro, M., 1990. Structure et évolution de la compression Alpine dans la chaine Ibérique et la chaine còtière Catalane (Espagne). *Bulletin. Société Géologique de France* 8 (VI), 339–348.
- Hernaiz, P. P., Cabra, P., 1992. Memoria y hoja geológica nº 661. Villarejo de Fuentes. Instituto Geológico y Minero de España. Serie MAGNA. Escala 1:50.000.
- Hoversten, G.M., Constable, S.C., Morrison, H.F., 2000. Marine magnetotellurics for base-of-salt mapping: Gulf of Mexico field test at the Gemini structure. *Geophysics* 65 (5), 1476–1488.
- IGME, 2009. Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO₂ en España. SID IGME database docs nº 64.044 to 64.055.
- Lagartos, N., Martín, G., 1991. Mapa geológico de España. Informe hidrogeológico de la hoja nº633. Palomares del campo. Instituto Geológico y Minero de España. Serie MAGNA. Escala 1:50.000.
- Lanaia, J.M. (Ed.), 1987. *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Instituto Geológico y Minero.
- Ledo, J., 2006. 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation. *Surveys in Geophysics* 27 (5), 511–543.
- Martí, 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2009.03.004>.
- Matsuno, T., Seama, N., Evans, R.L., Chave, A.D., Baba, K., White, A., Utada, H., 2010. Upper mantle electrical resistivity structure beneath the Central Mariana subduction system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (9), Q09003. <http://dx.doi.org/10.1029/2010GC003101>.
- McNeice, G.W., Jones, A.G., 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics* 66 (1), 158–173.
- Muñoz Martín, A., 1997. Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del tajo desde el oligoceno hasta la actualidad. *Univ. Complutense De Madrid* 500.
- Muñoz Martín, A., De Vicente, G., 1998. Cuantificación del acortamiento Alpino y estructura en profundidad del extremo sur-occidental de la Cordillera Ibérica (sierra de altomira y bascuñana). *Revista De La Sociedad Geológica De España* 11 (3–4), 39–58.
- Muñoz Martín, A., De Vicente, G., Giner, J.L., 2003. Análisis de las deformaciones y esfuerzos recientes y su relación con la sismicidad en el borde oriental de la cuenca del tajo (España Central). *Boletín Geológico y Minero* 114 (1), 103–120.
- Muñoz, G., Ritter, O., Moeck, I., 2010. Magnetotelluric exploration of the gross Schönebeck low enthalpy geothermal reservoir. Paper Presented at the Bali, Indonesia.
- Parker, R.L., 1980. The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data. *Journal of Geophysical Research* 85, 4421–4428.
- Parker, R.L., Whaler, K.A., 1981. *Numerical Methods for Establishing Solutions to the Inverse Problem*.
- Querol, R., 1989. *Geología del subsuelo de la cuenca del tajo*. E.T.S. De Ingenieros De Minas De Madrid. 48.
- Rodi, W., Mackie, R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66 (1), 174–187. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1444893>.
- Simpson, F., Bahr, K., 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Vera, J.A. (Ed.), 2004. *Geología de España*. Instituto Geológico y Minero.
- Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. In: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, pp. 641–711.
- Wannamaker, P.E., Doerner, W.M., 2002. Crustal structure of the Ruby mountains and southern Carlin Trend region, Nevada, from magnetotelluric data. *Or Geology Reviews* 21 (3–4), 185–210. [http://dx.doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00089-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00089-6).
- 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. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00089.x>.
- Weidelt, P., 1985. Construction of conductance bounds from magnetotelluric impedances. *Journal of Geophysics* 57, 191–206.

2

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* (In Press).

3-D Magnetotelluric Exploration of Tenerife Geothermal System (Canary Islands, Spain)

P. Piña-Varas · J. Ledo · P. Queralt · A. Marcuello · F. Bellmunt ·
R. Hidalgo · M. Messeiller

Received: 11 August 2013 / Accepted: 22 January 2014
© Springer Science+Business Media Dordrecht 2014

Abstract The resistivity structure of the Tenerife geothermal system has been determined by the 3-D inversion of data from different magnetotelluric surveys. In this paper, the ocean and topography effects on the magnetotelluric data were investigated by constructing a 3-D conceptual geoelectrical model of the island. The study showed that these effects should be taken into account in order to obtain a reliable subsurface model of the island. Data from 148 sites were used during three-dimensional inversion. The most interesting feature in the final geoelectrical model of the geothermal system is a low resistivity structure ($<10 \Omega\text{m}$) above the resistive core of the system. The low resistivity structure has been interpreted as a hydrothermal clay alteration cap typically generated in the conventional geothermal systems. The resistivity model has been correlated with a recent seismic velocity model, showing that a low resistivity structure surrounds an area with high P wave velocity and medium–high resistivity. This medium–high resistivity area can be associated with a slowly solidified magma and, therefore, with a hotter part of the geothermal system.

Keywords 3-D Magnetotellurics · Hydrothermal system · Geothermal resource characterization · Tenerife Island

P. Piña-Varas (✉) · J. Ledo · P. Queralt · A. Marcuello · F. Bellmunt
Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, GEOMODELS Research Institute,
Universitat de Barcelona, C/Martí Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain
e-mail: ppinavaras@gmail.com

P. Piña-Varas
Spanish Geological Survey (IGME), Rios Rosas 23, 28003 Madrid, Spain

J. Ledo
Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN), 38400 Puerto de la Cruz, Tenerife, Canary Islands,
Spain

R. Hidalgo · M. Messeiller
Petratherm España s.l., Avenida Italia, 8. 1º, 37006 Salamanca, Spain

1 Introduction

Magnetotelluric surveys have been used in volcanic areas for structural investigation, geothermal evaluation and hydrothermal circulation (Uchida and Sasaki 2006; Nurhasan et al. 2006; Heise et al. 2008; Kanda et al. 2008; Ingham et al. 2009; Garcia and Jones 2010). Many of those studies have imaged low resistivity structures associated with hydrothermal fluid circulation, clay and/or with partial melting (Newman et al. 1985; Ingham 1992; Kagiya et al. 1999; Jones and Dumas 1993; Schnegg 1997; Ritter et al. 1998; Pous et al. 2002; Matsushima et al. 2001; Manzella et al. 2004; Harinarayana et al. 2004; Coppo et al. 2008; Newman et al. 2008; Hill et al. 2009; Aizawa et al. 2009; Müller and Haak 2004; Monteiro Santos et al. 2006; Siniscalchi et al. 2012; Yamaya et al. 2013). In geothermal areas, the low resistivity structures usually correspond to the smectite clay ring that typically exists around a geothermal resource, so magnetotellurics (MT) can be used to delineate the resource by indirectly mapping this clay ring. Smectite and smectite–illite clays are the predominant rock alteration products that form in the 50–200 °C zone over and adjacent the highest temperature volcanic-hosted, neutral pH geothermal systems (Browne 1978). This clay cap is an active component of the geothermal hydrology, often partially sealing the reservoir top and sides and creating perched aquifers in vadose zones that overlie high elevation geothermal reservoirs. Thus, MT is routinely used to map geothermal resources (Young et al. 2012) because most projects are relatively deep and most successful conventional resources will have a thick clay alteration cap (1–10 Ωm) that develops over and adjacent to geothermal reservoirs (5–100 Ωm).

Tenerife Island is 80 km long in its longer side and 50 km wide in its central area, with a peak elevation of 3,718 m a.s.l. at Teide located in the centre of the island (Fig. 1). The existence of a steep topography and the surrounding ocean severely affects observed MT responses. The ocean influence on MT data depends on the distance of the MT sites from the coast; this will be a substantial influence when the separation distance from the coast is smaller than the skin depth of the frequency of interest (Yang et al. 2010). Therefore, the ocean effect makes it difficult to determine the reliable geoelectrical structures, especially for the deepest parts of the subsurface. Estimation of such effects is therefore essential before inversion. Recently several 3-D modelling and inversion algorithms have been developed (e.g., Wannamaker 1991; Mackie et al. 1994; Sasaki 1999; Mackie and Madden 1993; Siripunvaraporn et al. 2005; Nam et al. 2007; Avdeev and Avdeeva 2009; Siripunvaraporn and Egbert 2009; Egbert and Kelbert 2012; Farquharson et al. 2002), and numerous case studies have been made to analyse such effects (e.g., Lee et al. 2007; Newman et al. 2008; Nam et al. 2009; Choi et al. 2013). However, understanding MT responses in a steep surface topography environment with a surrounding ocean is a difficult task.

To understand these effects on the MT responses in Tenerife Island, we construct a 3-D conceptual model incorporating the geological information, topography and bathymetry of the surrounding ocean. We investigate the topography and ocean effects on MT data observed in Tenerife Island using the WingLink[®] 3-D forward modelling (Mackie and Madden 1993). The modelling results confirm that the topography and ocean of Tenerife influence MT responses in a different frequency range, but there is a superposition of the effects on the lower frequencies.

After that, a 3-D inversion resistivity model of Tenerife Island was performed using the ModEm code developed by Egbert and Kelbert (2012). The final model allows imaging the

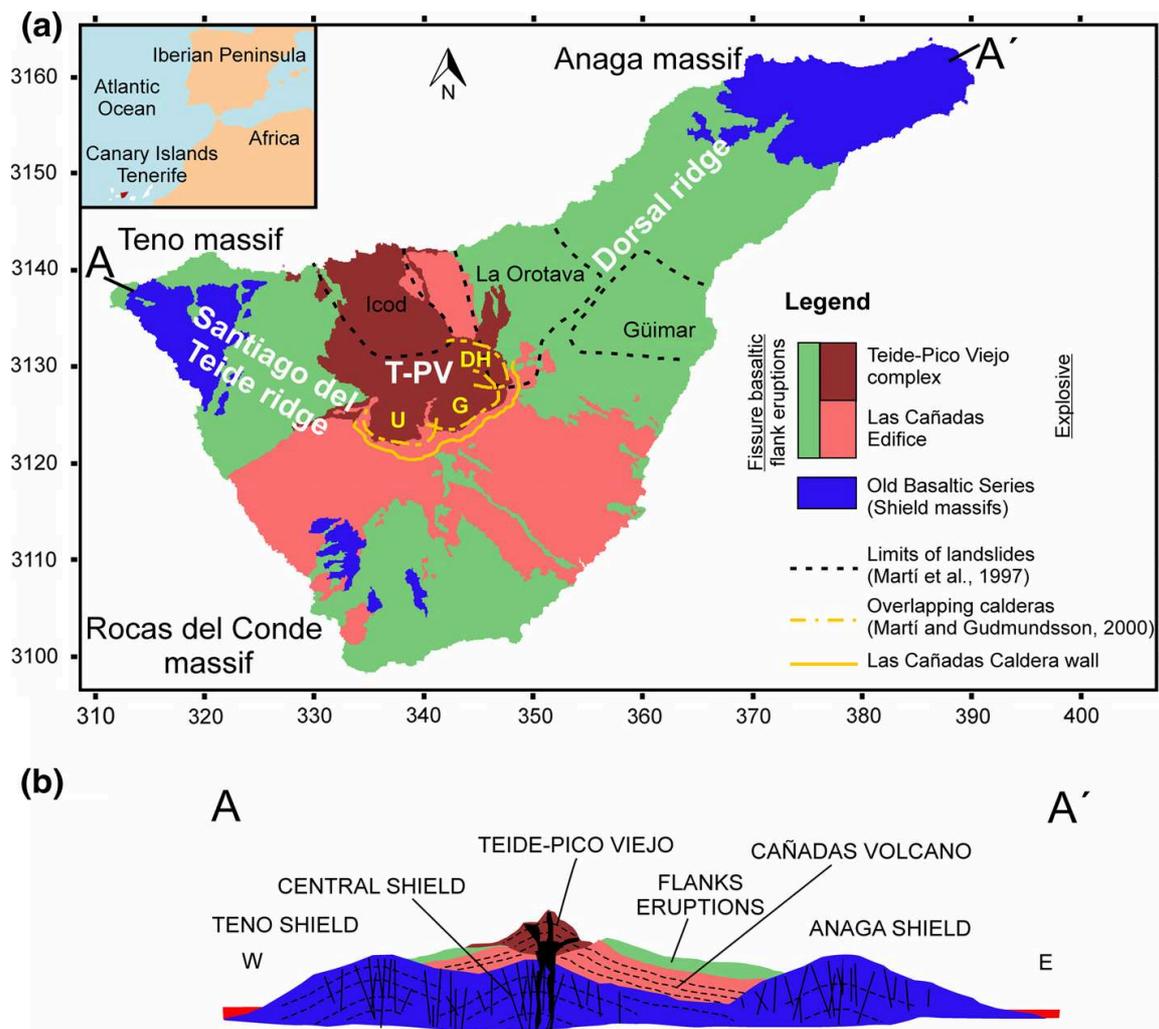


Fig. 1 **a** Simplified geological map of Tenerife Island. The Las Cañadas caldera is indicated by a *solid line*. The suggested limits of landslides and the *outline* of the three overlapping calderas forming Las Cañadas are represented by *dashed lines*. *T-PV* Teide-Pico Viejo, *U* Ucanca, *G* Guajara, *DH* Diego Hernandez. **b** Geological cross section of the Island. Modified from Carracedo et al. 2007

sub-surface resistivity distribution of the island and delineating the top of the conductive cap layer associated with the smectite and smectite–illite clays.

2 Geological Setting

Tenerife is a volcanic island built up on the oceanic crust located a few hundred kilometres in front of the north-western African passive margin. It is the largest island of the Canarian archipelago (2,058 km²) and is one of the most complex from the volcanological point of view. Its geology is very heterogeneous, with basaltic and felsic lava flows, domes, monogenetic cones, stratovolcanoes, calderas and pyroclastic deposits, implying diverse volcanic processes.

The oldest visible units on the island are the old basaltic series (Fig. 1) formed of basaltic lavas and pyroclastics. These form three deeply eroded edifices, not visibly connected, in the NE (Anaga massif), NW (Teno massif) and S (Rocas del Conde massif) of the island. The younger volcanic sequences formed the most important complex of the island known as Las Cañadas-Teide-Pico Viejo Complex (CTPVC).

2.1 Fissure Basaltic and Explosive Volcanism

The geological evolution of Tenerife is an alternation in both constructive and destructive episodes. Constructive episodes involve the accumulation of volcanic materials corresponding to two kinds of volcanism, fissure basaltic and explosive, while destructive episodes include gravitational landslides (the Icod, La Orotava and Güimar valleys; Fig. 1).

The fissure basaltic volcanism is concentrated preferentially along two extensional structural lineaments referred as the NE–SW-oriented Dorsal Ridge and NW–SE-oriented Santiago del Teide Ridge (Fig. 1). These rifts link the massifs of Anaga and Teno with the central area of the island and are dominated by monogenetic mafic eruptions (mainly basalts). The crests of these ridges are formed by young volcanic cones, <0.17 Ma (Ancochea et al. 1995), but the maximum eruptive activity took place around 0.8 Ma ago (Ancochea et al. 1990). A third rift zone (N–S-oriented ridge) has been considered as such for some authors (e.g., Carracedo 1994; Galindo et al. 2005), but this possible ridge is not considered in most studies. This is because, in the southern part of the island, there is only a group of very recent volcanoes dispersed in a wide area that do not show preferable alignments and do not form a morphological crest.

Explosive eruptions involve shallow phonolitic magma chambers, which were developed in the centre of the island to form a central volcanic complex, the CTPVC. This complex is formed by a caldera (Las Cañadas caldera) and a stratovolcano complex known as Teide-Pico Viejo. Of basaltic to phonolitic composition, the Las Cañadas edifice was constructed and modified by several volcanic cycles (Araña 1971; Ancochea et al. 1990; Martí et al. 1994; Ancochea et al. 1998, 1999). The upper part of Las Cañadas edifice was destroyed forming a large caldera (16 × 9 km) filled by later emissions of Teide-Pico Viejo complex. This caldera resulted from multiple vertical collapse episodes (Fig. 1) that occurred during the construction of the Las Cañadas edifice (Martí et al. 1994; Ablay et al. 1998; Martí and Gudmundsson 2000; Carracedo et al. 2007). Las Cañadas caldera is limited to the south, east and west by a scalloped wall, up to 500 m high, and its internal structure and origin are still a matter of debate. The absence of a visible caldera wall to the north has led some workers to infer a lateral collapse origin of the Las Cañadas Caldera (Cantagrel et al. 1999; Ancochea et al. 1999). Others see clear evidences for vertical collapse origin of the caldera based on the abundance and nature of pyroclastic deposits consistent with explosive caldera formation (Martí et al. 1997; Bryan et al. 1998; Ablay and Hürlimann 2000; Martí and Gudmundsson 2000; Brown and Branney 2004).

In the northern sector of Las Cañadas caldera, the Teide-Pico Viejo basanite-phonolitic complex (Ablay 1997) was constructed as the product of the most recent phase of explosive volcanism of Tenerife. The Teide and Pico Viejo are two large stratovolcanoes which overlap to form an elongated double edifice and represent a still active, constructive episode in the long-lived central volcanic complex of Tenerife. The highest altitude corresponds to the youngest summits of Teide, at 3,718 m. The magma chamber of the last phonolitic events is supposed to be 1,000 m b.s.l. although other magma chambers belonging to Teide-Pico Viejo-Las Cañadas system seem to be located deeper in the crust (Araña et al. 1989; Ablay and Martí 1995).

2.2 Hydrothermal Features

There are clear examples that show that there has been and there is still hydrothermal activity in the caldera (Pous et al. 2002; Coppo et al. 2008). The presence of important gas emissions, mainly carbon dioxide and helium and fumaroles at Teide, suggest an active geothermal system in the central part of the island (Albert-Beltran et al. 1989, 1990; Pérez

et al. 1994, 1996; Hernández et al. 2000, 2004a, 2004b). These gas emissions and the recent (2000 years ago approximately) phonilitic eruption of Montaña Blanca support the idea of the presence of a fluid circulation centred under Montaña Blanca probably related to a shallow magma chamber (Aubert and Kieffer 1998; Carracedo et al. 2007). Even so, compared with developed geothermal systems around the world, the geochemical indicators of geothermal conditions under Tenerife are weak.

On the other hand, there are an intense hydrothermal alteration effects in the southern part of the caldera. Two types of hydrothermal alteration have been recognized in this area (Galindo et al. 2005), being the Los Azulejos outcrop where the hydrothermal alteration is more intense. These deposits are aligned to the southern edge of Las Cañadas Caldera, indicating a possible preferential flow area of hot fluids that altered the host rock (Bustillo 1989; Galindo et al. 2005). This hydrothermal alteration show bluish, greenish, and yellowish colours corresponding to the clay minerals of smectite and illite groups.

3 Geophysical Data

3.1 Previous Works

Previous geophysical studies in Tenerife have been focused mainly on obtaining subsurface image of Las Cañadas caldera at different scales. These geophysical techniques have included aeromagnetic surveys (Blanco-Montenegro et al. 2011), gravity (Camacho et al. 1991, 1996; Araña et al. 2000; Gottsmann et al. 2008; Camacho et al. 2011), seismological studies (Canales et al. 2000; García-Yeguas et al. 2012) and resistivity measurements (Ortiz et al. 1986; Pous et al. 2002; Coppo et al. 2008, 2010). Recent geophysical studies presented a 3-D model of Tenerife from high-resolution aeromagnetic survey (Blanco-Montenegro et al. 2011) and from high-resolution P wave velocity studies (García-Yeguas et al. 2012). The first one observed a high-magnetization region beneath the northern flank of Teide-Pico Viejo, suggestive of a dense dike complex. The second one observed a high P wave velocity body at the centre of the island, interpreted as evidence for a single central volcanic source for the formation of Tenerife.

Regarding MT studies, only four have been performed on the island. The first MT survey confirmed the existence of a double tectono-volcanic depression inside the Las Cañadas caldera partly filled by coarse material and lava, and expressed the possibility that geothermal fluids may circulate under the central area of the eastern sector at relatively shallow depths (Ortiz et al. 1986). In addition, they interpreted a deep conductive horizon detected at 13 km beneath the Las Cañadas caldera as the Moho discontinuity. In this study, the data were modelled using a 1-D approach.

The second MT and audiomagnetotellurics (AMT) study identified two closed depressions in the western and central sectors of the caldera, and a gentle inclination of the top of the main conductive zone towards the northeast (La Orotava Valley) in the eastern sector of the Las Cañadas caldera (Pous et al. 2002). They highlighted the presence of a narrow and marked conductive anomaly running parallel to the present caldera wall, suggesting the presence of the structural border of the caldera. Based on the resistivity data, they postulated two main aquifer zones and proposed the presence of another buried structural feature separating the eastern and central part of the Las Cañadas Caldera, in accordance with the postulated overlapping collapse origin proposed by Martí and Gudmundsson (2000). In this study, the data were inverted using 2-D codes without topography and a simplified 3-D model was used to study the effect of the ocean.

The third MT survey is one of the first high-resolution geophysical images to a depth of approximately 1,500 m beneath the Las Cañadas caldera floor. It was provided by the audiomagnetotellurics study of Coppo et al. (2008), which enabled the identification of three adjacent bowl-shaped depressions consistent with a multiple-event vertical collapse origin of the Las Cañadas Caldera. In this last case, the data were modelled separately using a 1-D modelling scheme and a 3-D image was obtained from the interpolation of the resistivity distribution obtained.

The fourth MT study (Coppo et al. 2010) reveals the morphology of a shallow conductive layer identified in the eastern part of Las Cañadas Caldera. The authors interpret this conductive layer as a plastic breccia in the flanks and as a product of hydrothermal alteration process inside calderas. In this last case, the data were processed through 1-D modelling and gathered to form profiles.

3.2 MT Data

In this work, a dataset consisting of 233 broadband (10^{-3} – 10^2 s) magnetotelluric soundings has been used. These data have been acquired since 1987 till 2012 by different agencies and institutions. In 1987 and 1991, two MT surveys were carried out by the Spanish Geological Survey (IGME). These data in paper format (129 MT sites in total) were collected and digitized. For this, the data included in the survey reports obtained from the IGME database were copied and transformed into EDI format. In this case, we only have the apparent resistivity and phase curves for the off-diagonal components of the impedance tensor (Z_{xy} , Z_{yx}). In October 2009, 81 stations were acquired for Petrathem Ltd., and 23 stations in March 2012 by the University of Barcelona. In this last survey, the instrumentation consisted of Metronix ADU06 and Metronix ADU07. The x-axis was oriented in the magnetic N–S direction pointing the north and y-axis in the E–W direction pointing the east. At each site, the four horizontal components of the electromagnetic field (e_x , e_y , h_x and h_y) were recorded at periods of 10^{-3} – 10^2 s. A reference signal from a remote site (located 25 km of the survey area) was used to correct for uncorrelated noise (Gamble et al. 1979). Data quality is quite good for 10^{-3} – 10^1 s but at highest periods becomes low. Thus, these high periods are not taken into account during the inversion process.

In total, 233 MT stations distributed around the island are available for this study (Fig. 2). A dimensionality analysis was carried out using the WALDIM code (Martí et al. 2009) based on the WAL invariants (Weaver et al. 2000). The results show a predominant 3-D behaviour. At short periods, much of the data behaves as 2-D, but as periods increases, the behaviour is mainly 3-D for periods longer than 0.1 s (Fig. 3). These results prove the need to do a 3-D inversion of the data, although previous work did only 1-D and 2-D inversion without topography (Pous et al. 2002; Coppo et al. 2008, 2010).

4 Topography and Ocean Effects

4.1 3-D Conceptual Model

A simplified 3-D conceptual model of the island using known geological and geophysical data has been created to identify the ocean and topography effects on the MT data (Fig. 4a). The typical conceptual model of a generic high-temperature volcanic geothermal system (Cumming 2009; Pellerin et al. 1996) and 1-D models from the MT data have played a key role for the correct construction of this conceptual model. In general, the

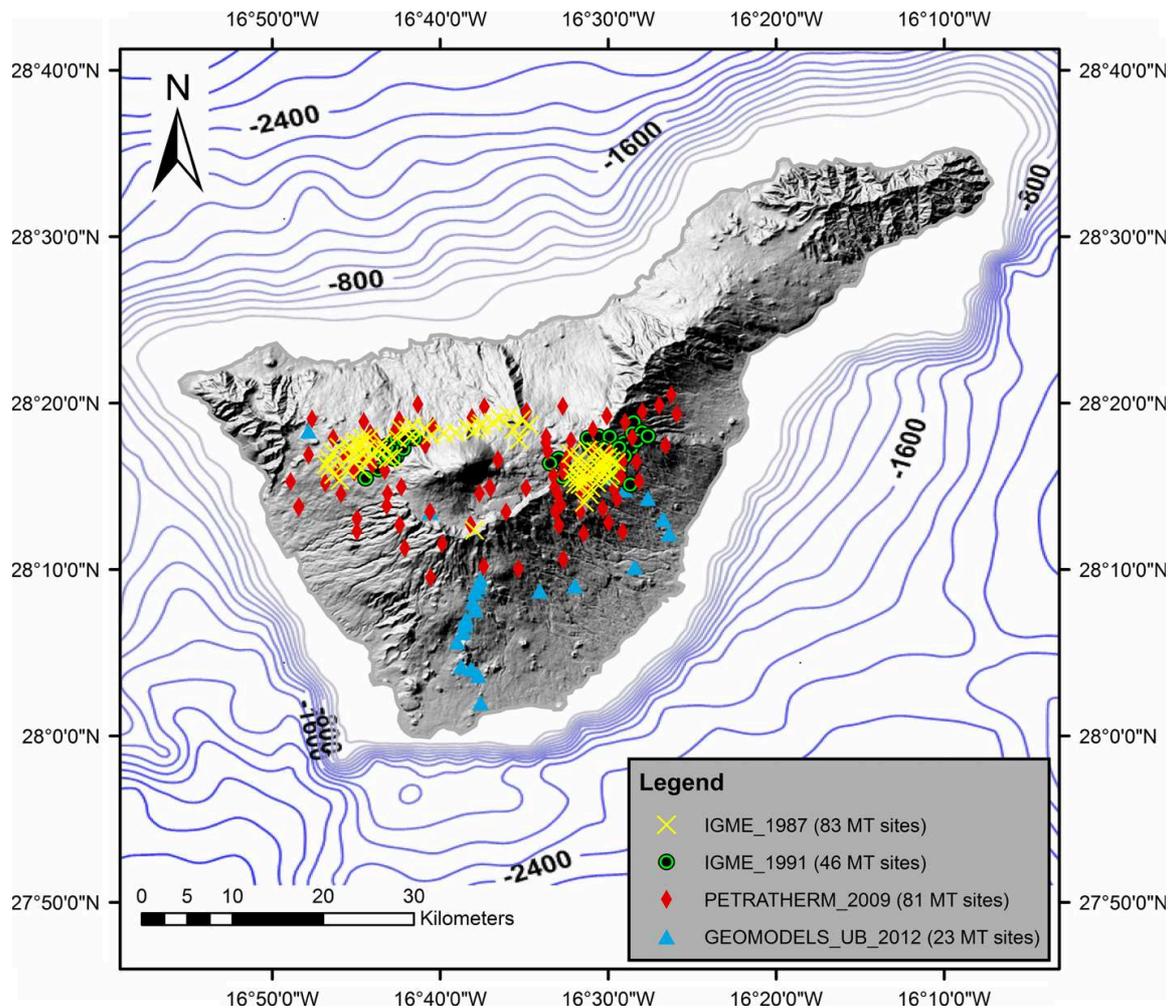


Fig. 2 Shaded topography of Tenerife and location of the MT sites. *Red diamonds* correspond to the MT sites acquired by Petratherm in 2009; *blue triangles* correspond to MT sites acquired by University of Barcelona in 2012, and *yellow crosses* and *green circles* correspond to MT sites acquired by Spanish Geological Survey (IGME) between 1987 and 1991. The IGME sites only contain the off-diagonal components of the impedance tensor; these data were digitalized for this work. *Solid lines* correspond to the bathymetry; *spacing contours* 200 m

electrical structure of the island can be simplified as a four-layer model, which follows the topography (Fig. 4a). The topmost layer has 1,000 m thickness and corresponds to Teide-Pico Viejo Complex and flanks eruptions. It is a layer formed mainly by basalts with a resistivity of 1,000 Ωm . The second layer corresponds to smectite–illite clay alteration produced by a hydrothermal system, with a low resistivity of 5 Ωm and 1,000 m thickness. The third layer is formed by Las Cañadas edifice materials; it has 3,000 m thickness and a resistivity of 200 Ωm and partly corresponds to the zone of hydrothermal fluid circulation. Finally, the fourth layer is formed by the basaltic shield, the Old Basaltic Series. This layer has a resistivity of 3,000 Ωm , and it extends to the bottom of the model.

The 3-D synthetic model covers an area of 193×175 km, corresponding to the Tenerife Island and surrounding ocean. The area is split into a grid of $77 \times 53 \times 133$ layers ($\times 13$ air layers) with a cell size increasing outside the core area; the vertical grid spacing varies with depth. Topography was obtained from a digital elevation model, extracted from the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), and bathymetry, taken from standard bathymetric maps (ETOPO1). The ocean was modelled using a constant resistivity of 0.33 Ωm .

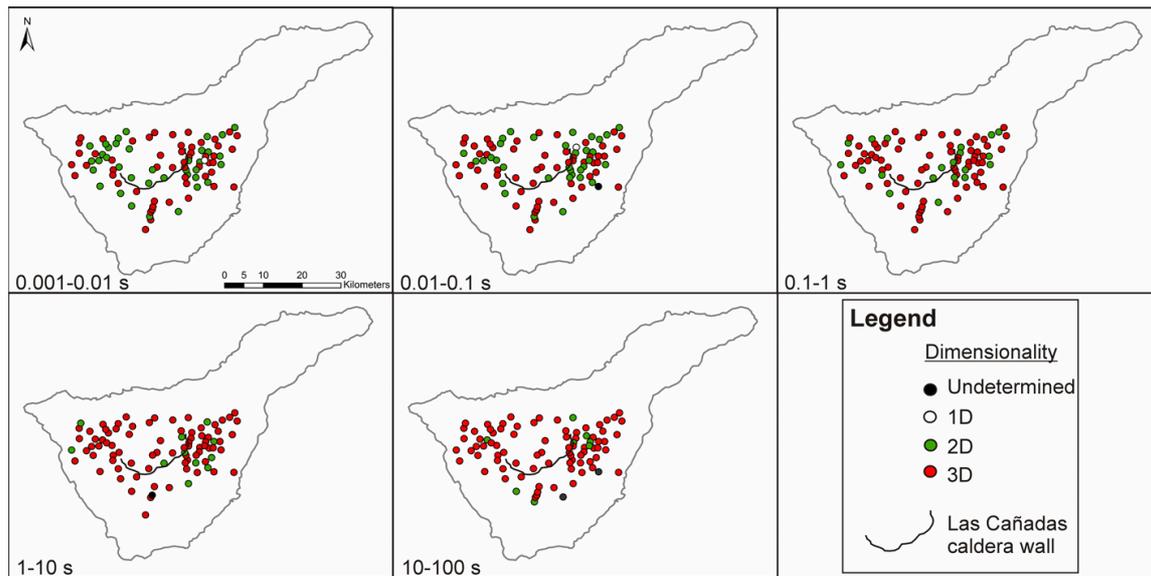


Fig. 3 Map of dimensionality for five different period bands. The dimensionality analysis was done using WALDIM code (Martí et al. 2009)

The island has a steep topography from 3,718 m a.s.l. in the centre of the island (El Teide) to 3,600 m b.s.l. within 40 km from the island coast, which is likely to affect the MT response.

Figure 4c shows examples of raw MT sounding curves observed at sites TEN030a, TEN060a and TEN074a (Fig. 4b), which are located around the Las Cañadas Caldera. In this figure, we can compare the raw data with the synthetic MT data generated for the conceptual model (solid lines).

4.2 Topography and Ocean Effects

Synthetic forward modelling was performed on a set of models to determine the effect of topography and of the conductive ocean. All the forward responses were obtained using the WingLink[®] 3-D forward modelling code (Mackie and Madden 1993). Three simplified models are used: *sea*, *land* and *1-D* models. The *sea model* corresponds to the conceptual model described above, with topography and ocean. The *land model* is derived from replacing the ocean resistivity with a land resistivity of 1,000 Ωm in the sea model. The *1-D* model consists of the same layer thickness distribution as the conceptual model without the ocean and topography, resulting in a flat stratified Earth. We select two MT sites (Fig. 4b) located, one close to an area with steeper topography (site D) and another in a flatter area (site B) to investigate the topography effect, and three MT sites (sites A, B and C; Fig. 4b) located at different distances from the coast to compare the responses of the ocean and land models.

Figure 5a compares the resistivity curves for the land model at sites B and D with the 1-D model, while Fig. 5b shows the pseudosections of the phase difference between the 1-D and land models corresponding to a profile N80E including all the stations. The land model produces larger apparent resistivity than the 1-D model at frequencies lower than 0.6 Hz and a small difference between XY and YX curves in the site located in the area with the steeper topography (site D). For the site B, located in The Caldera, the difference between 1-D model and land model is smaller and the difference between XY and YX curves is almost non-existent. The same effect is appreciable for the case of phases (Fig. 5b). The comparison of the land and sea models provides information about the combined response of the topography and

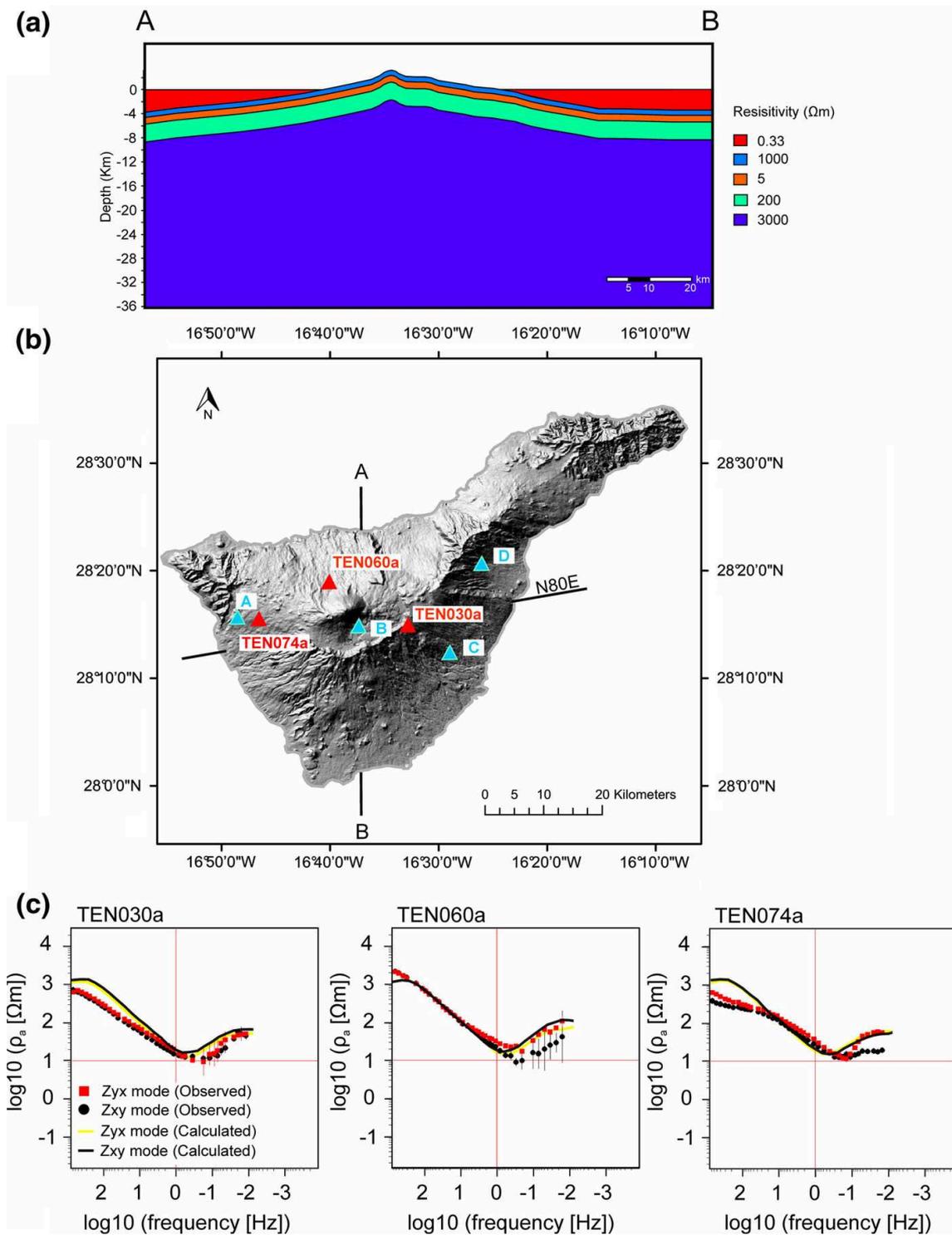


Fig. 4 **a** Vertical cross section of the 3-D conceptual model, consisting of four layers whose resistivities are 1,000, 5, 200 and 3,000 Ωm from the Earth's surface. The conceptual model includes topography and surrounding sea. **b** MT sites used to test the topography (sites D and B) and ocean effects (sites A, B and C). The pseudosections shown in Figs. 5, 6 and 7 correspond to the profile N80E. **c** Comparison of apparent resistivity of observed data and calculated data for the conceptual model for sites TEN030a, TEN060a and TEN074a

ocean effects (Fig. 6). Apparent resistivity curves for the sea and land model at stations A, B and C (see Fig. 4b for localization) are displayed in Fig. 6a. At frequencies lower than 1 Hz, there are relevant differences between the response of the sea and land model. These differences are produced by the presence of the conductive ocean in the sea model and are more

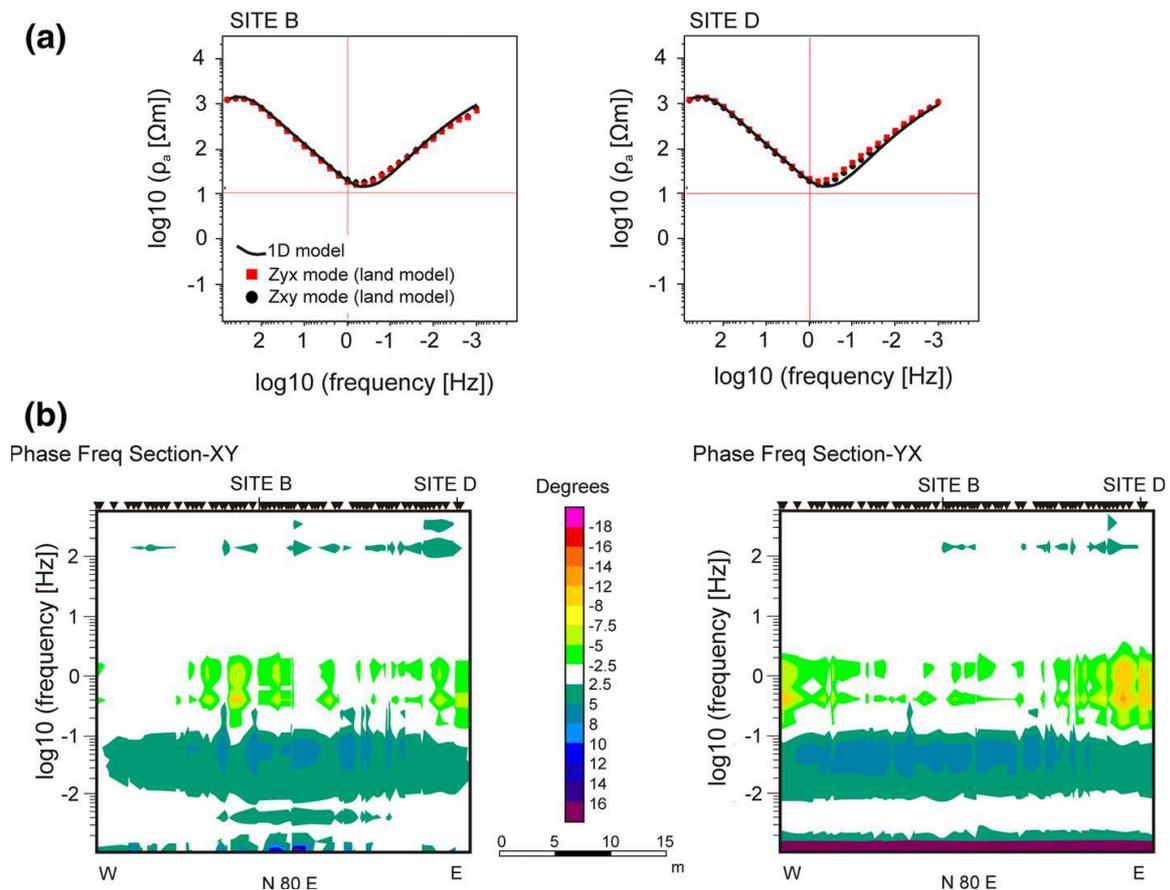


Fig. 5 a Calculated apparent resistivities at sites D and B for both land and 1-D model. b Pseudosection plots of phase difference between land and 1-D model

relevant to site A, located only at 3 km from the coast line. Nevertheless, for those sites located further away from the coastline (sites B and C), the sea effect is appreciable at frequencies lower than 0.1 Hz.

Figure 6b shows the pseudosections of the phase difference between the sea and land models corresponding to a profile N80E including all the stations. Considering a phase difference larger than 2.5° between both models, the ocean effect is appreciable for sites located close to the coast at frequencies lower than 0.6 Hz in the XY mode and 0.2 Hz in the YX mode.

Taking into account the results obtained from this synthetic test, we can assume that the MT responses are strongly distorted by the effect of topography and sea at frequencies lower than 0.1 Hz.

5 3-D Inversion

A 3-D electrical resistivity model of Tenerife Island has been computed with the ModEm code (Egbert and Kelbert 2012). In total, 148 MT sites have been taking into account from the different field surveys. The reduction in the number of sites (out of 233 sites available, 83 stations were discarded) has two reasons. First, this reduction is due to computing limitations and, second, to avoid sites that are too close to each other and having the same regional behaviour. The model is discretised onto a $94 \times 65 \times 133$ -layer grid, and the inversions are undertaken using the off-diagonal components (Z_{xy} , Z_{yx}) of the impedance

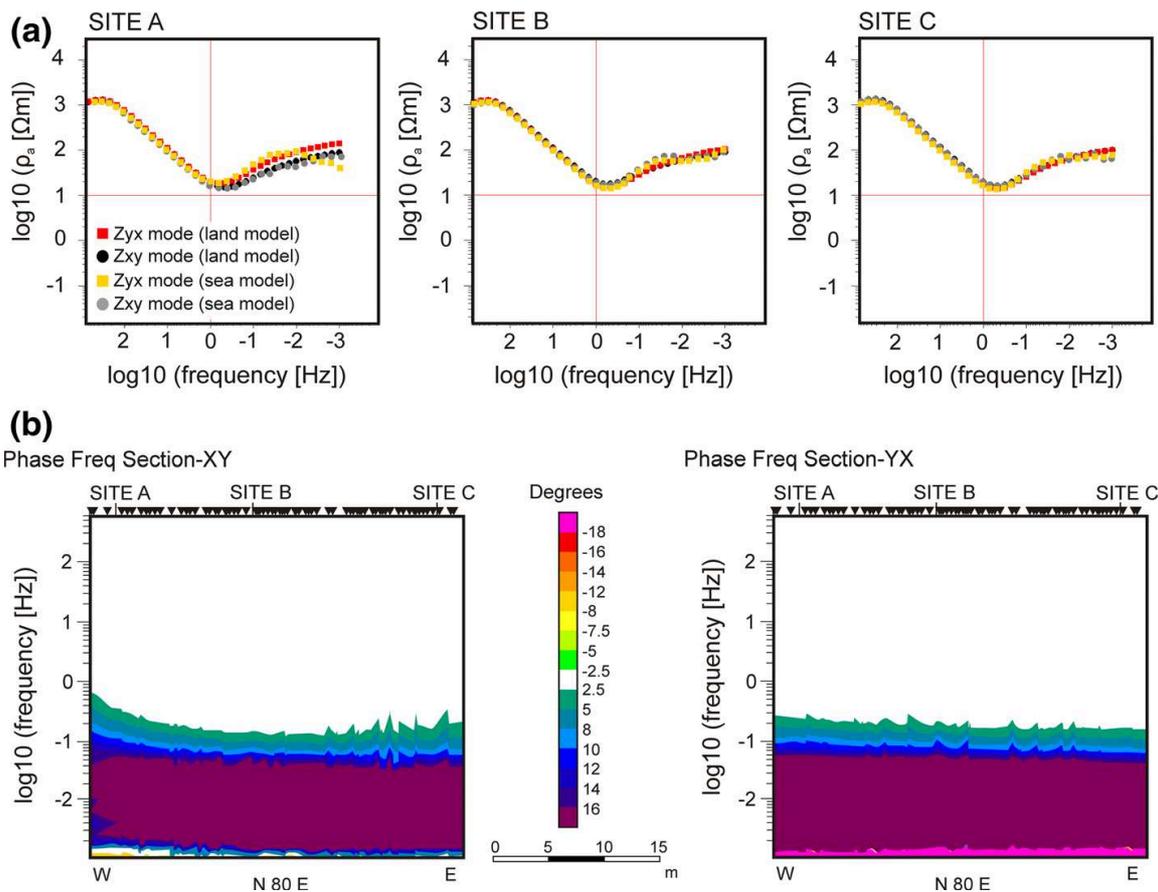


Fig. 6 **a** Calculated apparent resistivities at sites A, B and C for both sea and land model. **b** Pseudosection plots of phase difference between land and sea model. The sea model includes topography and ocean. The land model is derived from replacing the ocean resistivity with a land resistivity of 1,000 Ωm in the sea model

tensor for 16 periods in the frequency range from 1,000 to 0.1 Hz. As in the case of the conceptual model, topography was obtained from a digital elevation model. The ocean was fixed during the inversion process, and the resistivity value of the seawater is assumed to be 0.33 Ωm .

The inversion has been restricted to frequencies higher than 0.1 Hz because, at lower frequencies, the data quality becomes low. This restriction allowed for a higher number of frequencies from 1,000 to 0.1 Hz to be included during the 3-D MT inversion, allowing optimizing the computing resources to obtain a clear image of the clay cap and the reservoir.

In the inversion process, a 5 % error floor in the impedance components was imposed. The starting model was obtained from the commercial 3-D inversion of 81 sites (2009 survey) carried out using the code described by Mackie and Madden (1993) subsequently developed and implemented by Geosystem. The starting RMS was 6.7, while the final RMS is 2.3 after 50 iterations. Figure 7 shows the comparison, in pseudosection format, of the apparent resistivity and phases between the model responses and the raw data. Fig. S-1 in the supplementary material shows the comparison between the raw data and model responses as apparent resistivity and phases curves for each site used in inversion.

5.1 The 3-D Resistivity Model

The final 3-D resistivity inversion model is shown in Figs. 8, 9, 10. Figure 8 shows eight horizontal depth slices. The most obvious feature is the low resistivity central region

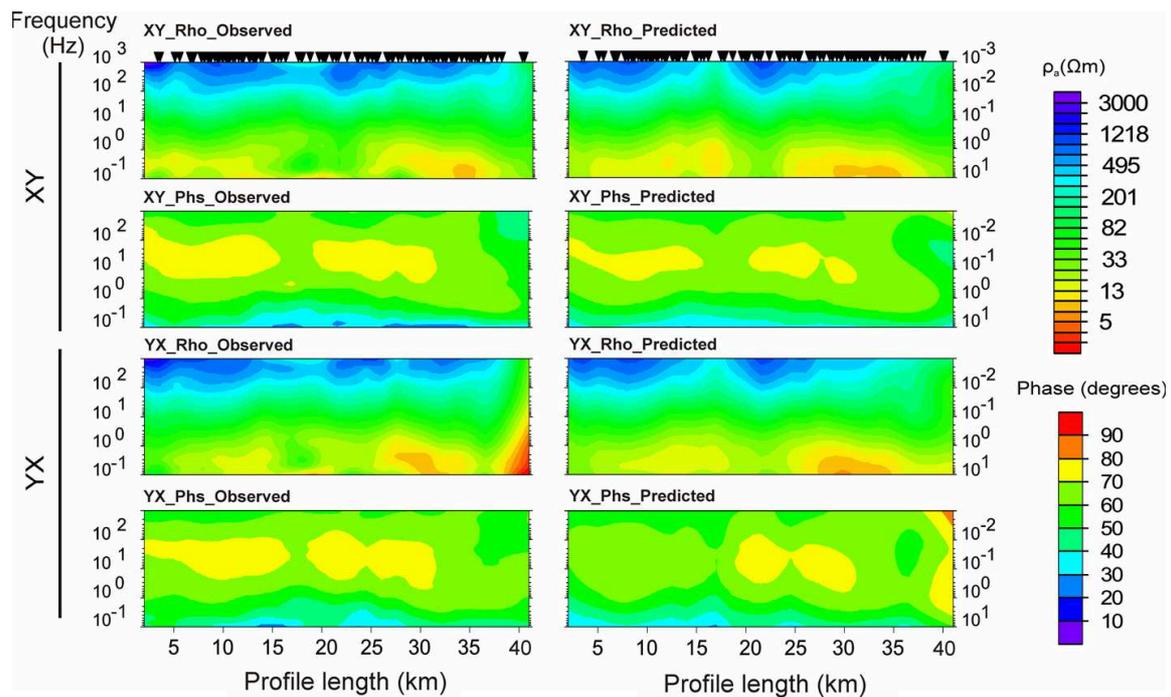


Fig. 7 Pseudosection plots of Z_{xy} and Z_{yx} apparent resistivities and phases for observed and predicted data along the N80E section (see Fig. 4a for location). *Black triangles* correspond to the MT sites

(<10 Ωm). The surface trace of the Las Cañadas caldera wall is parallel to this low resistivity feature up to 300 m a.s.l., suggesting the presence of the structural border of the caldera. The ring-shaped form of this anomaly suggests that its northern limit could border the buried caldera's wall. The most striking aspect of this body is its ring-shaped arrangement; the central area corresponds to moderate resistivities with values similar to those of the surrounding area (20–100 Ωm). Below 300 m a.s.l., this low resistivity body still retains its ring-shaped arrangement but it is open at the NE coinciding with the trajectory of the Dorsal ridge (Fig. 1). Finally, below 2,400 m b.s.l., this ring-shaped arrangement begins to disappear.

Two vertical cross sections are given in Fig. 9; Fig. 9b shows a vertical NS section, and Fig. 9c shows an EW vertical section. As in the case of the horizontal slice (Fig. 8), the most obvious feature is the low resistivity body, which has continuity along the whole section (labelled L in Figs. 9, 10). The most striking feature of this low resistivity layer is its morphology as it follows the topography. This behaviour is evident in both sections, as well as the fact that the low resistivity layer increases in thickness towards the ocean. Apart from this low resistivity body, three other areas can be distinguished according to their resistivity values. Their interpretation is superimposed on the resistivity vertical cross sections in Fig. 9. The area surrounding the low resistivity body is occupied by the low–medium values of resistivity (20–100 Ωm ; labelled LM in Figs. 9, 10), while the most superficial part of the model corresponds to high resistivity values (>500 Ωm ; labelled H in Figs. 9, 10). Finally, in the deepest part of the EW section, a structure of medium–high resistivity (100–500 Ωm ; labelled MH in Figs. 9, 10) appears from the bottom of the model (Fig. S-2 in the supplementary material).

Finally, Fig. 10 shows a three-dimensional perspective of the model. The steep topography and the same resistivity structures described in the horizontal and vertical slices can be observed in this figure.

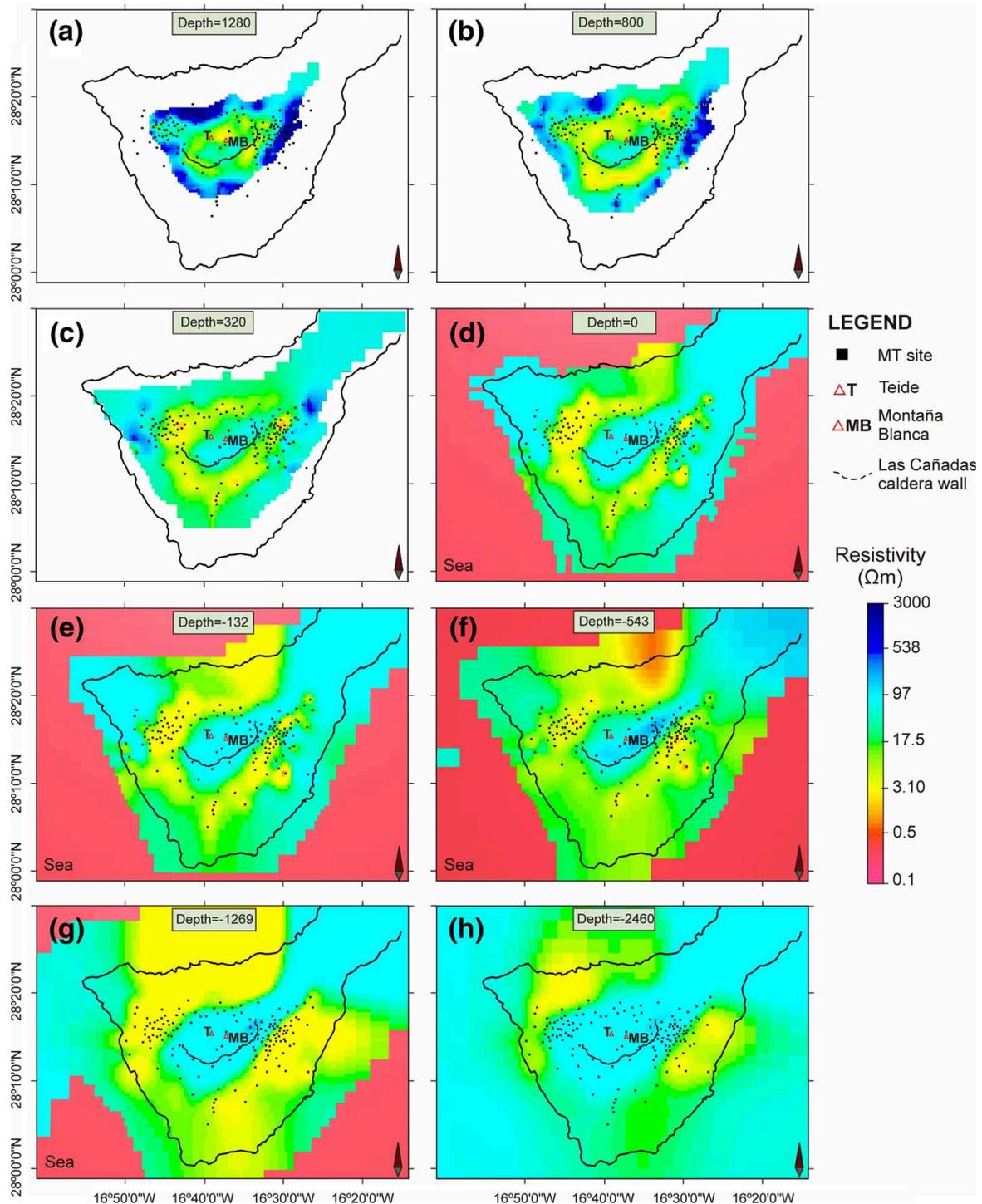


Fig. 8 Horizontal slice through the 3-D resistivity model at different depths above sea level. *Black solid line* corresponds to the location of the Las Cañadas caldera wall, and *white triangles* correspond to Teide (*left*) and Montaña Blanca (*right*)

6 Discussion

Conventional geothermal systems typically produce a hydrothermal clay alteration cap over the top of the upwelling fluid/steam zone; this clay cap typically conforms to the top of the reservoir (Anderson et al. 2000; Cumming et al. 2000). Smectite and smectite–illite clays are the predominant rock alteration products that form in the 50–200 °C zone (Browne 1978). In general, hot saline fluids and clay alteration together with the high

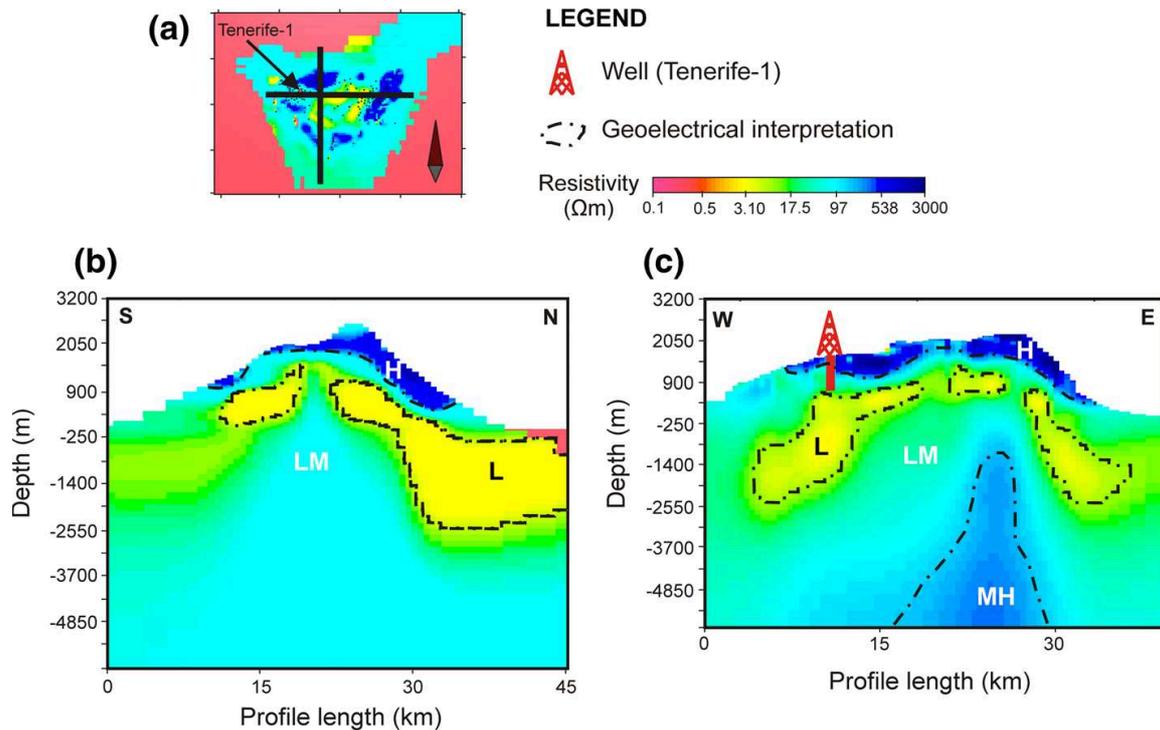


Fig. 9 **a** Simplified map of the island showing *vertical* cross-section location. The *colour* base map indicates the resistivity distribution obtained at 1,200 m a.s.l. **b** *Vertical* (north–south) resistivity cross section of the 3-D final model. **c** *Vertical* (east–west) resistivity cross section of the 3-D final model. The *dashed line* corresponds to the area with a resistivity lower than 10 Ωm , which has been interpreted as the smectite clay cap corresponds to hydrothermal alteration zone

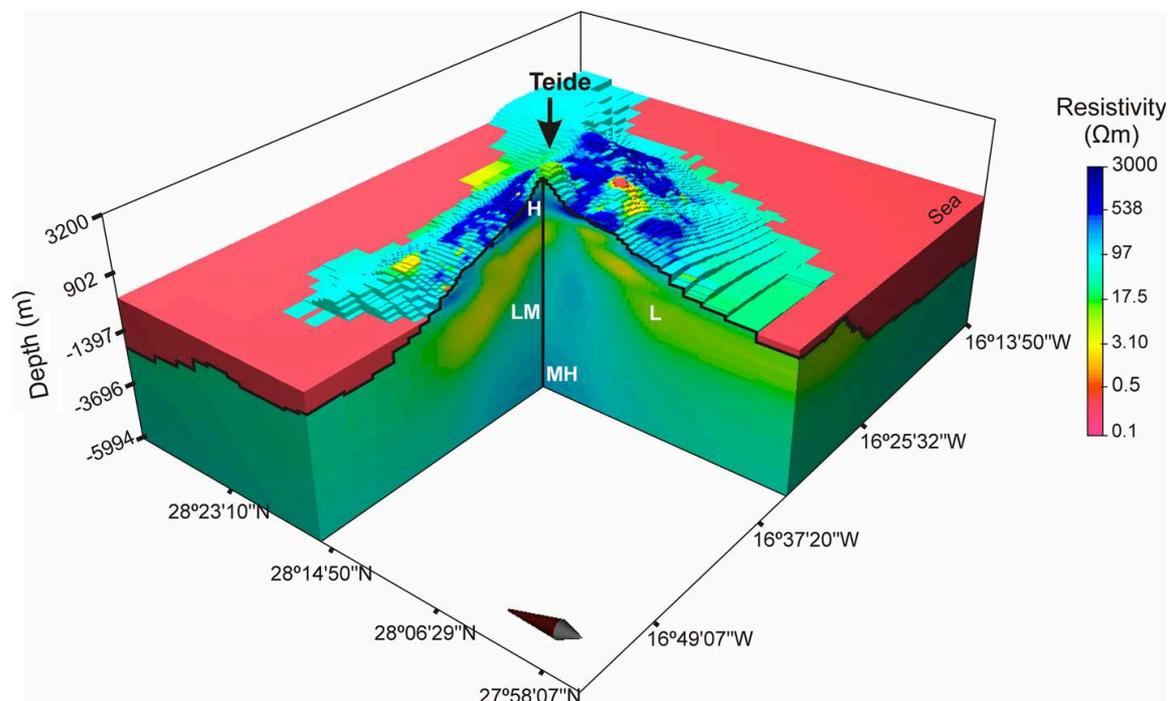


Fig. 10 3-D perspective view of final 3-D inversion model

temperature associate with geothermal activity tend to result in low overall resistivity in geothermal systems. Typically, a resistivity value of 1–10 Ωm is assigned to this clay cap, while for the adjacent geothermal reservoir, this value is 5–100 Ωm (Wright et al. 1985;

Pellerin et al. 1996). Therefore, the hotter parts of the geothermal systems are characterized by higher resistivity than that observed in the adjacent hydrothermal alteration zone (Ussher et al. 2000).

The overall resistivity pattern of Tenerife Island (Figs. 8, 9, 10) can be interpreted in a geothermal context. The geoelectrical structures described in Figs. 8, 9 and 10 can be correlated with the different elements of a geothermal system. The low resistivity layer (L) is consistent with a hydrothermal clay cap overlying a geothermal reservoir. The low–medium resistivity structure (LM) can be associated with rocks at higher temperatures. The low resistivity layer (L) is domed, and it is 500 m a.s.l., or about 1,500 m depth below the Caldera surface. The EW section (Fig. 9c) coincides with the unique deep well existing in the island. This well, Tenerife-1, is 1,060 m deep and was drilled by the Spanish Geological Survey (IGME) in 1992 for geothermal research. The temperature reached 50 °C at the bottom of the well that coincides with the top of the clay cap. These temperatures are consistent with values found at the top of clay caps in active geothermal systems (Browne 1978). The deepest body with medium–high resistivity (MH) could be associated with a hotter part of the geothermal system (Ussher et al. 2000). The apex of this resistive structure is usually related with a site of high permeability (Cumming and Mackie 2010).

The 3-D seismic velocity model obtained by García-Yeguas et al. (2012) is one of the most recent geophysical studies carried out on Tenerife Island. Figure 11 shows the distribution of absolute velocities in horizontal slices at 1,000 m a.s.l. (Fig. 11a) and at 1,000 m b.s.l. (Fig. 11b) with the contours of the low resistivity structure (L) superimposed. García-Yeguas et al. (2012) observed a small vertical low seismic velocity structure, extending from the surface to about 3,000 m b.s.l., beneath Montaña Blanca associated with hydrothermal alteration. This is consistent with the low electrical resistivity observed in the 1,000 m a.s.l. slice (Fig. 11a), which has been interpreted here as the clay cap of the geothermal system. Figure 11b shows that the P wave velocity beneath Montaña Blanca is slightly higher (4.2–4.95 km/s), as well as the resistivity (60–100 Ωm). This could suggest that the hydrothermal alteration zone is not located beneath Montaña Blanca at this depth; it could be located farther from the centre of the island.

High P wave velocities are located at the centre of the island (Fig. 11a, b) and surrounded by the low resistivity structure (L). Similar correlation was observed by Aoki et al.

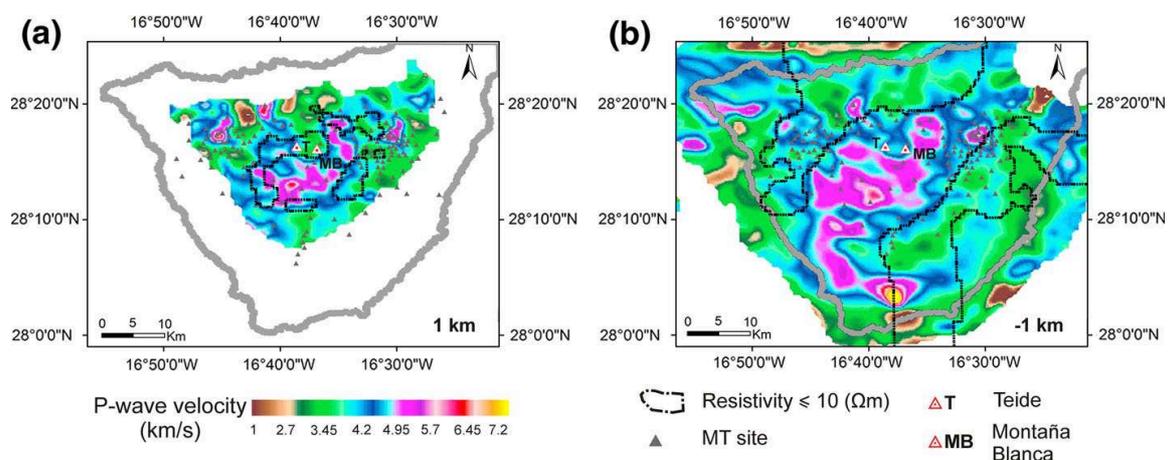


Fig. 11 Comparison between the 3-D P wave velocity model derived by García-Yeguas et al. (2012) and the final 3-D resistivity model. **a** Horizontal slice at 1,000 m above sea level. **b** Horizontal slice at 1,000 m below sea level. Dashed line corresponds to resistivity values <10 Ωm , which has been interpreted as the smectite clay cap corresponds to hydrothermal alteration zone. Grey triangles correspond to the MT sites. White triangles correspond to Teide (left) and Montaña Blanca (right)

(2009) in the Asama volcano (Japan). The authors interpreted the high velocity zone as slowly solidified magma with low permeability resulting in high resistivity (Aizawa et al. 2008; Aoki et al. 2009). In the case of the Tenerife geothermal system, this could be a suitable hypothesis.

7 Conclusions

In order to understand the effect of topography and conductive ocean on the MT data, a conceptual model of Tenerife Island was constructed from previous geological data and 1-D MT models. The models include a surrounding sea, topography and bathymetry, which provide information on the ocean water depth near the coast. Synthetic forward modelling was performed on a set of models. The responses of the 3-D models, which consist of four layers of different resistivity following the topography morphology, have been calculated using the WingLink[®] 3-D forward modelling code (Mackie and Madden 1993).

There is a superposition of the topography and ocean effects in our models. The topography affects the MT responses at frequencies lower than 0.6 Hz being more evident in sites located in the area with the steepest topography. This effect results in a small deviation of the resistivity curves to higher resistivity values. The ocean effect has a serious influence on the MT responses at low frequencies. It produces a split in apparent resistivity and phase curves at frequencies lower than 1 Hz for those sites located close to the coastline, and from 0.1 Hz for the rest of the sites.

A 3-D resistivity inversion model of Tenerife Island was obtained with the ModEm code (Egbert and Kelbert 2012) using off-diagonal data from 148 MT sites over a frequency range of 1,000–0.1 Hz. The 3-D model shows the classical geoelectrical distribution of a high-temperature geothermal system, with a conspicuous low resistivity argillic (smectite clay) hydrothermal alteration zone that sits above a more resistive zone, which may correspond to rocks at higher temperatures.

Acknowledgments The authors sincerely thank the Editor in chief M. J. Rycroft and the three anonymous reviewers for their useful comments. This work was funded by the projects “GEOTHERCAN: Desarrollo experimental de modelos 3D para la caracterización de yacimientos geotérmicos en el subsuelo de Canarias mediante el uso y la aplicación combinada de métodos geofísicos, geoquímicos y geológicos” (IPT-2011-1186-920000) and “PIER- CO2” (CGL2009-07604) of the Ministerio de Ciencia e Innovación. The authors also wish to acknowledge to J. De la Puente from Repsol-BSC Research Centre for his technical support. We also thank ITER (Instituto Tecnológico y de Energías Renovables de Tenerife) for field support. Gary Egbert is thanked for providing the ModEm code. Xenia Ogaya is thanked for her useful comments. Perla Piñá-Varas was supported by the Spanish Geological Survey (IGME).

References

- Ablay GJ (1997). Evolution of the Teide–pico viejo complex and magmatic system, Tenerife, Canary Islands. PhD Thesis. University of Bristol, Bristol (UK), p 336
- Ablay GJ, Hürlimann M (2000) Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *J Volcanol Geotherm Res* 103:135–159
- Ablay GJ, Martí J (1995) Stratigraphy and structure on the Teide-pico viejo volcanic complex. In: A field guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands). Serie casa de Los volcanes, Cabildo Insular de Lanzarote 4, p 47
- Ablay GJ, Carroll MR, Palmer MR, Martí J, Sparks RSJ (1998) Basanite-phonolite lineages of the Teide-pico viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands. *J Petrol* 39(5):905–936

- Aizawa K, Ogawa Y, Hashimoto T, Koyama T, Kanda W, Yamaya Y, Mishina M, Kagiya T (2008) Shallow resistivity structure of Asama volcano and its implications for magma ascent process in the 2004 eruption. *J Volcanol Geotherm Res* 173(3–4):165–177
- Aizawa K, Ogawa Y, Ishido T (2009) Groundwater flow and hydrothermal systems within volcanic edifices: delineation by electric self-potential and magnetotellurics. *J Geophys Res Solid Earth* 114(B1):B01208
- Albert-Beltrán JF, Díez JL, Valentin A, De la Noceda CG, Araña V (1989). El sistema fumaroliano del Teide. Los volcanes y la caldera del parque nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias). In: Araña V, Coello J (eds), ICONA, Serie Técnica, 7. P 347
- Albert-Beltrán JF, Araña V, Díez JL, Valentin A (1990) Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands). *J Volcanol Geotherm Res* 43(1–4):321–332
- Ancochea E, Fuster J, Ibarrola E, Cendrero A, Coello J, Hernan F, Cantagrel JM, Jamond C (1990) Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-ar data. *J Volcanol Geotherm Res* 44(3–4):231–249
- Ancochea E, Brändle JL, Huertas MJ (1995) Alineaciones de centros volcánicos en la isla de Tenerife. *Geogaceta* 17:56–59
- Ancochea E, Cantagrel JM, Fuster JM, Huertas MJ, Arnaud NO (1998) Comment to “Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands” by J. Martí, M. Hurlimann, G. J. Ably and A. Gudmundsson. *Geology* (26):861–863
- Ancochea E, Huertas MJ, Cantagrel JM, Coello J, Fúster JM, Arnaud N, Ibarrola E (1999) Evolution of the Cañadas edifice and its implications for the origin of the Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *J Volcanol Geotherm Res* 88(3):177–199
- Anderson E, Crosby D, Ussher G (2000). Bulls-eye!: simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. World Geothermal congress proceedings 2000. Kyushu, Tohoku, Japan, May 28–June 10, 2000 p 909
- Aoki Y, Takeo M, Aoyama H, Fujimatsu J, Matsumoto S, Miyamachi H, Nakamichi H, Ohkura T, Ohminato T, Oikawa J et al (2009) P-wave velocity structure beneath Asama volcano, Japan, inferred from active source seismic experiment. *J Volcanol Geotherm Res* 187(3–4):272–277
- Araña V (1971) Litología y estructura del edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias). *East Geol* 27:95–135
- Araña V, Barberi F, Ferrara G (1989). El complejo volcánico del Teide-pico viejo. In: Los volcanes y la caldera del parque nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias). Araña V, Coello J (eds), ICONA, Madrid, p 101
- Araña V, Camacho AG, García A, Montesinos FG, Blanco I, Vieira R, Felpeto A (2000) Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological data. *J Volcanol Geotherm Res* 103(1–4):43–64
- Aubert M, Kieffer G (1998) Hypothèse d’un processus de glissement sur le secteur nord-est de la caldera de las cañadas del Teide (Tenerife, canaries, Espagne): arguments géophysiques et morpho-structuraux. *Comptes Rendus De l’Académie Des Sciences—Series IIA—Earth and Planetary Science* 326(2):87–92
- Avdeev D, Avdeeva A (2009) 3D magnetotelluric inversion using a limited-memory quasi-newton optimization. *Geophysics* 74(3):F45–F57
- Blanco-Montenegro I, Nicolosi I, Pignatelli A, García A, Chiappini M (2011) New evidence about the structure and growth of ocean island volcanoes from aeromagnetic data: the case of Tenerife, Canary Islands. *J Geophys Res: Solid Earth* 116(B3):B03102
- Brown RJ, Branney MJ (2004) Bypassing and diacrinous deposition from density currents: evidence from a giant regressive bed form in the poris ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. *Geology* 32(5):445–448
- Browne PRL (1978) Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annu Rev Earth Planet Sci* 6:229–250
- Bryan SE, Martí J, Cass RAF (1998) Stratigraphy of the bandas del sur formation: an extracaldera record of quaternary phonolitic explosive eruptions from the las Cañadas edifice, Tenerife (Canary Islands). *Geol Mag* 135(05):605–636
- Bustillo MA (1989). Alteración hidrotermal en los azulejos. Los Volcanes y la caldera del parque nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias). Araña V, Coello J (eds), ICONA, Serie Técnica, 7, p 101
- Camacho AG, Vieira R, De Toro C (1991) Microgravimetric model of the Las Cañadas caldera (Tenerife). *J Volcanol Geotherm* 47:75–88
- Camacho AG, Montesinos FG, Vieira R (1996) Gravimetric structure of Teide volcano environment. In Proceedings of the second workshop on European laboratory volcanoes. Thira, Santorini Island, Greece, p 605
- Camacho AG, Fernandez J, Gottsmann J (2011) The 3-D gravity inversion package GROWTH2.0 and its application to Tenerife Island, Spain. *Comput Geosci* 37(4):621–633

- Canales JP, Dañobeitia JJ, Watts AB (2000) Wide-angle seismic constraints on the internal structure of Tenerife Canary Islands. *J Volcanol Geotherm Res* 103(1–4):65–81
- Cantagrel JM, Arnaud NO, Ancochea E, Fuster J, Huertas MJ (1999) Repeated debris avalanche on Tenerife and genesis of las Cañadas caldera wall (Canary Islands). *Geology* 27:739–742
- Carracedo JC (1994) The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large Oceanic-Island Volcanoes. *J Volcanol Geotherm Res* 60(3–4):225–241
- Carracedo JC, Rodríguez Badiola E, Guillou H, Paterne M, Scaillet S, Pérez Torrado FJ, Paris R, Fra-Paleo U, Hansen A (2007) Eruptive and structural history of Teide volcano and rift zones of Tenerife Canary Islands. *Geol Soc Am Bull* 119:1027–1051
- Choi J, Lee TJ, Yang J, Lee SK, Park IH, Song Y (2013) Three-dimensional interpretation considering the static and the sea-effects of magneto telluric data obtained in Jeju, Korea. *J Appl Geophys* doi: [10.1016/j.jappgeo.2013.07.003](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.07.003)
- Coppo N, Schnegg P, Heise W, Falco P, Costa R (2008) Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the las Cañadas Caldera, Tenerife Canary Islands. *J Volcanol Geotherm Res* 170(3–4):153–166
- Coppo N, Schnegg PA, Falco P, Costa R (2010) Conductive structures around las Cañadas Caldera, Tenerife (Canary Islands, Spain): a structural control. *Geol Acta* 8(1):67–82
- Cumming W (2009). Geothermal resource conceptual models using surface exploration data. In proceedings of thirty-fourth workshop on geothermal reservoir engineering. February 9–11; Stanford University, Stanford, California, 9–11 Feb 2009
- Cumming W, Mackie R (2010) Resistivity imaging of geothermal resources using 1D, 2D and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a glass mountain case history. In proceedings of world geothermal congress 2010; 25–29 April; Bali, Indonesia, 25–29 April 2010
- Cumming W, Nordquist G, Astra D (2000). Geophysical exploration for geothermal resources: an application for combined MT-TDEM. 70th annual international meeting. *Soc Expl Geophys* 1071–1074
- Egbert G, Kelbert A (2012) Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophys J Int* 189:251–267
- Farquharson CG, Oldenburg DW, Haber E, Shekhtman R (2002) Three-dimensional forward-modelling and inversion algorithms for magneto telluric data. In: Proceedings of the 16th workshop on electromagnetic data Santa Fe, New Mexico, June 2002 p 16
- Galindo I, Soriano C, Martí J, Pérez N (2005) Graben structure in the Las Cañadas edifice (Tenerife, Canary Islands): implications for active degassing and insights on the caldera formation. *J Volcanol Geotherm Res* 144(1–4):73–87
- Gamble TD, Goubau WM, Clarke J (1979) Error analysis for remote reference magnetotellurics. *Geophysics* 44(5):959–968
- García X, Jones AG (2010) Internal structure of the western flank of the Cumbre Vieja Volcano, la palma, canary islands, from land magnetotelluric imaging. *J Geophys Resh: Solid Earth* 115(B7): B07104
- García-Yeguas A, Koulikov I, Ibáñez JM, Rietbrock A (2012) High resolution 3D P wave velocity structure beneath Tenerife island (Canary Islands, Spain) based on tomographic inversion of active-source data. *J Geophys Res: Solid Earth* 117(B9)
- Gottsmann J, Camacho AG, Martí J, Wooller L, Fernández J, García A, Rymer H (2008) Shallow structure beneath the central volcanic complex of Tenerife from new gravity data: implications for its evolution and recent reactivation. *Phys Earth Planet Int* 168(3–4):212–230
- Harinarayana T, Abdul Azeed KK, Naganjaneyulu K, Manoj C, Veeraswamy K, Murthy DN, Prabhakar Eknath Rao S (2004) Magnetotelluric studies in puga valley geothermal field, NW Himalaya, Jammu and Kashmir, India. *J Volcanol Geotherm Res* 138(3–4):405–424
- Heise W, Caldwell TG, Bibby HM, Bannister SC (2008) Three-dimensional modelling of magnetotelluric data from the rotokawa geothermal field, taupo volcanic zone, New Zealand. *Geophys J Int* 173:740–750
- Hernández P, Pérez N, Salazar J, Sato M, Notsu K, Wakita H (2000) Soil gas CO₂, CH₄, and H₂ distribution in and around las Cañadas Caldera, Tenerife, Canary Islands Spain. *J Volcanol Geotherm Res* 103(1–4):425–438
- Hernández P, Pérez N, Salazar J, Reimer M, Notsu K, Wakita H (2004a) Radon and helium in soil gases at Cañadas Caldera, Tenerife, Canary Islands Spain. *J Volcanol Geotherm Res* 131(1–2):59–76
- Hernández PA, Pérez NM, Salazar JML, Ferrell R, Álvarez CE (2004b) Soil volatile mercury, boron and ammonium distribution at Cañadas Caldera, Tenerife, Canary Islands Spain. *Appl Geochem* 19(6):819–834
- Hill GJ, Caldwell TG, Heise W, Chertkoff DG, Bibby HM, Burgess MK, Cull JP, Cas RAF (2009) Distribution of melt beneath Mount st Helens and mount Adams inferred from magnetotelluric data. *Nat Geosci* 2(11):785–789

- Ingham M (1992) Audiomagnetotellurics soundings on white Island Volcano. *J Volcanol Geotherm Res* 50(3):301–306
- Ingham MR, Bibby HM, Heise W, Jones KA, Cairns P, Dravitzki S, Bennie SL, Caldwell TG, Ogawa Y (2009) A magnetotelluric study of Mount Ruapehu volcano, New Zealand. *Geophys J Int* 179(2):887–904
- Jones AG, Dumas I (1993) Electromagnetic images of a volcanic zone. *Phys Earth Planet Int* 81(1–4):289–314
- Kagiyama T, Utada H, Yamamoto T (1999) Magma ascent beneath Unzen volcano, SW Japan, deduced from the electrical resistivity structure. *J Volcanol Geotherm Res* 89(1–4):35–42
- Kanda W, Tanaka Y, Utsugi M, Takakura S, Hashimoto T, Inoue H (2008) A preparation zone for volcanic explosions beneath naka-dake crater, aso volcano, as inferred from magneto telluric surveys. *J Volcanol Geotherm Res* 178(1):32–45
- Lee TJ, Song Y, Uchida T (2007) Three-dimensional magneto telluric surveys for geothermal development in Pohang Korea. *Explor Geophys* 60:89–97
- Mackie RL, Madden TR (1993) Three-dimensional magneto telluric inversion using conjugate gradients. *Geophys J Int* 115(1):215–229
- Mackie RL, Smith JT, Madden TR (1994) Three-dimensional electromagnetic modelling using finite difference equations: the magneto telluric example. *Radio Sci* 29:923–935
- Manzella A, Volpi G, Zaja A, Meju M (2004) Combined TEM-MT investigation of shallow-depth resistivity structure of mt somma-vesuvius. *J Volcanol Geotherm Res* 131(1–2):19–32
- Martí J, Gudmundsson A (2000) The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *J Volcanol Geotherm Res* 103(1–4):161–173
- Martí J, Mitjavila J, Araña V (1994) Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geol Mag* 131(6):715–727
- Martí J, Hurlimann M, Ablay GJ, Gudmundsson A (1997) Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology* 25(10):879–882
- Martí A, Queralt P, Ledo J (2009) WALDIM: a code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. *Comput Geosci* 35(12):2295–2303
- Matsushima N, Oshima H, Ogawa Y, Takakura S, Satoh H, Utsugi M, Nishida Y (2001) Magma prospecting in usu volcano, Hokkaido, Japan, using magneto telluric soundings. *J Volcanol Geotherm Res* 109(4):263–277
- Monteiro Santos FA, Trota A, Soares A, Luzio R, Lourenço N, Matos L, Almeida E, Gaspar JL, Miranda JM (2006) An audio-magneto telluric investigation in Terceira Island (Azores). *J Appl Geophys* 59(4):314–323
- Müller A, Haak V (2004) 3-D modelling of the deep electrical conductivity of merapi volcano (central java): integrating magnetotellurics, induction vectors and the effects of steep topography. *J Volcanol Geotherm Res* 138(3–4):205–222
- Nam MJ, Kim HJ, Song Y, Lee TJ, Son J-, Suh JH (2007) Three-dimensional magneto telluric modelling including surface topography. *Geophys Prospect* 55:277–287
- Nam MJ, Kim HJ, Song Y, Lee TJ, Suh JH (2009) Three-dimensional topographic and bathymetric effects on magnetotelluric responses in Jeju Island Korea. *Geophys J Int* 176(2):457–466
- Newman GA, Wannamaker PE, Hohmann GW (1985) On the detectability of crustal magma chamber using the magnetotelluric method. *Geophysics* 50:1136–1143
- Newman GA, Gasperikova E, Hoversten GM, Wannamaker PE (2008) Three-dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field. *Geothermics* 37(4):369–399
- Nurhasan Ogawa Y, Ujihara N, Tank SB, Honkura Y, Onizawa S, Mori T, Makino M (2006) Two electrical conductors beneath kusatsu-shirane volcano, Japan, imaged by audiomagnetotellurics and their implications for hydrothermal system. *Earth Planets Space* 58:1053–1059
- Ortiz R, Araña V, Astiz M, Garcia A (1986) Magnetotelluric study of the Teide (Tenerife) and Timanfaya (Lanzarote) volcanic areas. *J Volcanol Geotherm Res* 30(3–4):357–377
- Pellerin L, Johnston JM, Hohmann GW (1996) A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics* 61:121–130
- Pérez NM, Wakita H, Nakai S, Sano Y, Williams SN (1994) $^3\text{He}/^4\text{He}$ isotopic ratios in volcanic-hydrothermal discharges from the Canary Islands, Spain: implications on the origin of the volcanic activity. *Mineral Mag* 58:709–710
- Pérez NM, Nakai S, Wakita H, Hernández PA, Salazar JM (1996) Helium-3 emission in and around Teide volcano, Tenerife, Canary Islands Spain. *Geophys Res Lett* 23(24):3531–3534
- Pous J, Heise W, Schnegg P, Muñoz G, Martí J, Soriano C (2002) Magnetotelluric study of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): structural and hydrogeological implications. *Earth Planet Sci Lett* 204(1–2):249–263

- Ritter O, Hoffmann-Rothe A, Müller A, Dwipa S, Arsadi EM, Mahfi A, Nurnusanto I, Byrdina S, Echternacht F, Haak V (1998) A magnetotelluric profile across central java, Indonesia. *Geophys Res Lett* 25(23):4265–4268
- Sasaki Y (1999) Three-dimensional frequency-domain electromagnetic modelling using the finite-difference method. *Butsuri-Tansa* 52:421–432
- Schnegg PA (1997) Electrical structure of plaine des sables caldera, piton de la furanose volcano (Reunion Island). *Ann Geofis* 40:305–317
- Siniscalchi A, Tripaldi S, Neri M, Balasco M, Romano G, Ruch J, Schiavone D (2012) Flank instability structure of Mt Etna inferred by a magnetotelluric survey. *J Geophys Res*, 117
- Siripunvaraporn W, Egbert G (2009) WSINV3DMT: vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation. *Phys Earth Planet Int* 173(3–4):317–329
- Siripunvaraporn W, Egbert G, Lenbury Y, Uyeshima M (2005) Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. *Phys Earth Planet Int* 150(1–3):3–14
- Uchida T, Sasaki Y (2006) Stable 3D inversion of MT data and its application to geothermal exploration. *Explor Geophys* 37(3):223–230
- Ussher G, Harvey C, Johnstone R, Anderson E (2000) Understanding resistivities observed in geothermal systems. In *proceedings world geothermal congress 2000 Kyushu-Tohoku, Japan*
- Wannamaker PE (1991) Advances in three-dimensional magnetotelluric modelling using integral equations. *Geophysics* 56:1716–1728
- Weaver JT, Agarwal AK, Lilley FEM (2000) Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophys J Int* 141(2):321–336. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00089.x>
- Wright PM, Ward SH, Ross HP, West RC (1985) State of the art geophysical exploration for geothermal resources. *Geophysics* 50:2666–2696
- Yamaya Y, Alanis PKB, Takeuchi A, Cordon JM, Cordon JM, Cordon JM, Cordon JM Jr, JMogi T, Hashimoto T, Sasai Y, Nagao T (2013) A large hydrothermal reservoir beneath taal volcano (Philippines) revealed by magnetotelluric resistivity survey: 2D resistivity modelling. *Bull Volc* 75(7):1–13
- Yang J, Min D, Yoo H (2010) Sea effect correction in magnetotelluric (MT) data and its application to MT soundings carried out in Jeju Island Korea. *Geophys J Int* 182(2):727–740
- Young K, Reber T, Witherbee K (2012) Hydrothermal exploration best practices and geothermal knowledge exchange on opened. In: *Proceedings of thirty-seventh workshop on geothermal reservoir engineering*. Stanford University, Stanford, California, January 30–February 1, 2012 SGP-TR-194