

TESIS DOCTORAL

Programa de Doctorado en CIENCIAS DE LA TIERRA

FROM 2D TO 3D ATTENUATION TOMOGRAPHY IN VOLCANOES

*The study of Tenerife (Canary Islands)
and Deception Island (Antarctica)*

Janire Prudencio S3nora



UNIVERSIDAD DE GRANADA

AÑO 2013

Editor: Editorial de la Universidad de Granada
Autor: Janire Prudencio Sóñora
D.L.: GR 501-2014
ISBN: 978-84-9028-807-8

TESIS DOCTORAL

FROM 2D TO 3D ATTENUATION TOMOGRAPHY IN VOLCANOES

*The study of Tenerife (Canary Islands) and
Deception Island (Antarctica)*

REALIZADA POR:

Janire Prudencio Sónora

DIRECTORES DE LA TESIS:

Dr. Jesús M. Ibáñez Godoy

Dr. Edoardo Del Pezzo

Dra. M^a Araceli García Yeguas

Dep. Física Teórica y del Cosmos

Instituto Andaluz de Geofísica

La doctoranda **Janire Prudencio Sónora** y los directores de la tesis FROM 2D TO 3D ATTENUATION TOMOGRAPHY IN VOLCANOES. THE STUDY OF TENERIFE (CANARY ISLANDS) AND DECEPTION ISLAND (ANTARCTICA) garantizamos, al firmar esta tesis doctoral, que el trabajo ha sido realizado por la doctoranda bajo la dirección de los directores de la tesis y hasta donde nuestro conocimiento alcanza. En la realización del trabajo, se han respetado los derechos de otros autores a ser citados, cuando se han utilizado sus resultados o publicaciones.

Granada, 13 de Septiembre de 2013.

Doctoranda



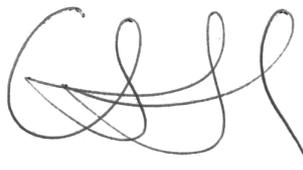
Fdo. Janire
Prudencio Sónora

VºBº del Director



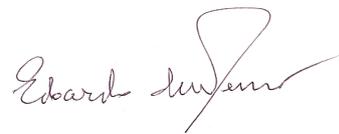
Fdo. Jesús M.
Ibáñez Godoy

VºBº del Director



Fdo. Mª Araceli
García Yeguas

VºBº del Director



Fdo. Edoardo
Del Pezzo

*A Sergio,
a mis aitas
y a mis aitites.*

TESIS DOCTORAL

**FROM 2D TO 3D
ATTENUATION
TOMOGRAPHY
IN VOLCANOES**

*The study of Tenerife (Canary Islands)
and Deception Island (Antarctica)*

PALABRAS CLAVE *Atenuación intrínseca, scattering, tomografía atenuativa*

Ohana means family.
Family means nobody gets left behind, or forgotten.

— Lilo & Stitch

AGRADECIMIENTOS

Supongo que, en trabajos de investigación, ésta es la página que más gente suele saltarse a fin de evitar las largas listas de desconocidos. Sin embargo, esta es una de las partes más humanas del trabajo, en la que podemos dar las gracias a todas aquellas personas que nos han acompañado y ayudado en este hermoso pero, a veces, difícil camino.

En primer lugar, me gustaría dar las gracias a quien me ha ayudado económicamente: al Gobierno Vasco, que gracias a su Programa de Ayudas de Formación y Perfeccionamiento de Personal Investigador (BF109.277) pude seguir con mi sueño de trabajar con volcanes en Granada y a su programa de Estancias Cortas, que me permitió vivir tres meses en las faldas del Vesubio y trabajar en el INGV de Nápoles. Al proyecto CTM2010-11740-E/ANT del Ministerio de Ciencia E Innovación del Gobierno de España que me permitió vivir una de las experiencias más bonitas de mi vida en la Isla Decepción, en la Antártida. Y a los proyectos HISS (CGL2008-01660) y EPHESTOS (CGL2011-29499-C02-01) del Ministerio de Ciencia E Innovación del Gobierno de España y al proyecto MED-SUV (ENV.2012.6.4-2) de la Unión Europea, que me han permitido la elaboración de este trabajo.

Tengo mucho que agradecer a mis compañeros del Instituto Andaluz de Geofísica, especialmente a Gerardo por su serenidad, sabios consejos y amistad. A Pepe, siempre dispuesto a aconsejarte y a ayudarte con los trámites administrativos que cada vez son más complicados. A Inma por su energía y los “*sigue todo en marcha, ¿no?*” que me han ayudado a seguir adelante. A Javi, que tanto me ha ayudado este curso con los problemas de Física de Volcanes, pero sobretodo, por darme la oportunidad de ser parte de la XXV Campaña Antártica, ¡Gracias!. A Paco Carrión, por sus consejos, su sinceridad y por esos “*Aupa!*” que tanto me alegran las mañanas. A Merche, por su amabilidad y dulzura. A Rafa, José Ángel (*¡mi compi antártico!*), Guille y Alejandro que siempre están ahí para echarte una mano.

A los componentes del INGV de Nápoles que hicieron que mi primera estancia no acabara como empezó... A los componentes del INGV de Catania, por su cercanía, su predisposición para trabajar y por el esfuerzo que hicieron en no reírse mucho cuando me vieron con vestido y tacones para subir al Etna ¡culpa de Alitalia por perderme la maleta!. Al grupo de sismología del Institut für Geophysik, en especial a Luca por ayudarme tanto con la tomografía, soportar mis emails llenos de dudas y recibirme siempre que nos vemos con una sonrisa.

No puedo olvidarme de Cintia (*¡Qué bueno que viniste!*) que la conocí el mismo año que comenzó esta aventura (que bueno fue el 2010...) y a la que echo mucho de menos. Gracias por hacerme sentir que tu casa es mi casa y por enseñarme Buenos Aires en tiempo record. Ojalá nos veamos pronto. Tampoco de Mauri, que he conocido hace poco entre maletas perdidas, visitas "*especiales*" al Etna y platos enormes de pasta. Y tenían razón, eres tan generoso y simpático como decían. Tampoco de Alfonso, mi esposo argentino (espero que tu rubia no se enfade) con el que compartí toda la aventura antártica: desde la salida de Granada, el calor asfixiante de Buenos Aires, tu pérdida de maleta, los Glaciares del Calafate (*¡Sí!* era el Spegazzini), la ruta por las Torres del Paine, mi primer paso del Drake y el "*¡Biodramina! ¡Biodramina!*" y todos los buenos momentos vividos en Isla Decepción. Fue un placer compartir esa aventura contigo.

En último lugar, porque siempre dejo lo mejor para el final, están las personas más importantes para mí y que son las que más me han ayudado. Empezando por Araceli, quien casi desde el primer día creyó en mí, luchó porque siguiera adelante y tanto me aconsejó en mis comienzos. Muy pronto dejaste de ser mi compañera de despacho y te convertiste en mi amiga, en una buena amiga. Gracias por tener siempre un SÍ para mí, por ayudarme sin ni siquiera pensártelo. Este año ha sido un poquito más duro desde que te fuiste a Cádiz, aún así, te he seguido sintiendo cerca. Gracias por todos los momentos que hemos vivido juntas (y los que nos quedan...).

A mis directores de tesis, Edo y Jesús, quienes han sido los mejores directores de orquesta que podría imaginar y a quienes debo agradecer todo cuanto he conseguido. La dirección de Edo vino por sorpresa, una maravillosa sorpresa. Al principio, no podía imaginar que Edoardo Del Pezzo (*¡el gran Edo!*) iba a ser mi director de tesis. Edo, con estas líneas quiero decirte, antes de nada, que ha sido un auténtico placer haber sido tu alumna. Gracias por ayudarme tanto, por esforzarte en que tuviera todo bajo control, por tu rigurosidad, por tu exigencia, por enseñarme tantas cosas... por todo. Muchas gracias.

Y Jesús, ¿por dónde empiezo? Todo comenzó cuando bajé a Granada con la intención de trabajar en volcanes, en volcanes y contigo. Nos conocimos allá por el año 2006, cuando llevaba unos meses en Granada, me había enterado del experimento TOM-TEIDEVS y llegué a tu despacho diciéndote que yo también quería participar, pero no hubo suerte aquella vez. Fuiste mi profesor en la asignatura de Física de Volcanes y en el Máster y poco a poco quería demostrarte que de verdad quería trabajar contigo y, al final, conseguí que me dieras un trabajo sobre atenuación sísmica que se convirtió en mi Trabajo Fin de Máster. Un poco más adelante, mientras trabajabas conseguí engañarte un poquito para que me firmases como director de tesis una solitud de beca para el Gobierno Vasco y... ¡lo conseguí! Ya sabes que los vascos somos unos cabezones. Y no me equivoqué, no he podido imaginar un director de tesis mejor. Gracias por tener siempre la puerta de tu despacho abierta, por darme tan buenos consejos, por ayudarme en tantas cosas, por darme tantas oportunidades...por todo...por ser un amigo. Muchas gracias.

Aita, ama, a vosotros debo de agradecerlos todo: desde quién soy a cómo soy. A pesar de que os he obligado a ir a exposiciones de minerales, os he convencido para subir al Teide (dos veces) en el mismo día, os he obligado a permanecer más de una hora viendo los sismogramas de la casa de los volcanes de Lanzarote, os he dado una charla sobre "pillow-lavas" mientras recorriamos la caldera de Taburiente, os he llenado la casa de libros y documentales sobre volcanes... y todo esto lo habéis aguantado siempre con una sonrisa en la cara, creo que no podré agradecerlos lo suficiente. Además de todo esto, que no es poco, sin vosotros la aventura granadina nunca hubiera sido posible, gracias por el esfuerzo y sacrificio que habéis tenido que hacer. Aunque estemos separados 800 kilómetros, siempre estáis a mi lado apoyándome, animándome y sobretodo, creyendo en mí. Ama tengo que agradecerte que te hayas leído esta memoria de arriba abajo, aunque haya sido algo difícil y, seguramente, aburrido; estoy segura de que te lo has aprendido de memoria. Gracias por dejarme enseñarte lo poquito que voy aprendiendo, no es nada comparado con lo que tú me ha enseñado todos estos años. Aita gracias por transmitirme esa fuerza que tienes para creer en mí, muchas veces no sé ni de donde la saca. Recuerdo cuando en los primeros meses de carrera me dijiste que si lo próximo sería el doctorado y yo riendo te dije que aún acababa de empezar. Gracias aita por ser el primero en creer en mí y gracias por mostrarme que te sientes orgulloso de mí, no sabes cuánto significa para mí. Al final los sueños se cumple. Os quiero mucho.

Y por último, me queda dar las gracias a la persona que apareció en mi vida poco después de comenzar esta aventura, en septiembre del 2010. A pesar de que en ese año conseguí mi beca y viví otros muchos buenos momentos, fuiste tú sin duda lo mejor

del 2010. Cada vez que te cuento que tengo que escribir los agradecimientos dices que no tengo nada que agradecerte y precisamente eso, tu humildad y tu sencillez, es lo que no sólo yo, sino mucha gente debería agradecerte. Gracias por aparecer en mi vida, gracias por devolverme esa ilusión que creía perdida, gracias por apoyarme en todas las decisiones que hemos tenido que tomar, gracias por traerme tanta alegría a mi vida, gracias por ayudarme aún cuando no te lo pido, gracias por echarme tanto de menos cuando estaba lejos y recibirme con un beso ¡y un erizo de peluche de un metro!, gracias por tratarme con tanto cariño, gracias por cuidar de mi no sólo cuando estás a mi lado, sino sobre todo, cuando hay un océano que nos separa, gracias por ser tan comprensivo, gracias por entender que este año (casi) lo más importante era la tesis... por eso y por un millón de cosas más, ¡Gracias! ¡Te quiero rubio!

ÍNDICE

PRÓLOGO	1
RESUMEN EXTENDIDO	3
EXTENDED ABSTRACT	27
1 ATENUACIÓN SÍSMICA: PRINCIPIOS	53
1.1 INTRODUCCIÓN	53
1.2 ¿POR QUÉ ESTUDIAR LA ATENUACIÓN SÍSMICA?	54
1.3 EXPANSIÓN GEOMÉTRICA, ABSORCIÓN ANELÁSTICA Y SCATTERING	57
1.3.1 Expansión geométrica	57
1.3.2 Absorción anelástica o atenuación intrínseca	60
1.3.3 Scattering	63
1.4 SIGNIFICADO E IMPORTANCIA DEL FACTOR DE CALIDAD Q	65
2 DETERMINACIÓN DE LA ATENUACIÓN SÍSMICA	73
2.1 INTRODUCCIÓN	73
2.2 EL MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA	75
2.3 EL MODELO DE DIFUSIÓN	78
3 EL PROBLEMA DE LA INVERSIÓN TOMOGRÁFICA	83
3.1 INTRODUCCIÓN	83
3.2 INVERSIÓN PARA LA DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA ENERGÍA DEL MODELO DE DIFUSIÓN	84
3.2.1 Mapas 2D probabilísticos	85
3.3 TOMOGRAFÍA 3D DE ATENUACIÓN SÍSMICA	89
3.3.1 Tratamiento matemático	90
3.3.2 Parametrización del modelo	91
3.3.3 El trazado del rayo sísmico	92
3.3.4 Inversión de ratios espectrales	94
3.3.5 Calidad de la solución	97
4 MARCO GEOLÓGICO Y GEODINÁMICO DE TENERIFE	103
4.1 LAS ISLAS CANARIAS	103

4.1.1	El origen de las Islas Canarias	103
4.1.2	La construcción de las islas	105
4.1.3	Formación de la isla de Tenerife	107
4.2	ESTUDIOS GEOFÍSICOS	113
4.2.1	Estudios gravimétricos	113
4.2.2	Estudios magnéticos	119
4.2.3	Estudios magnetotelúricos	123
4.2.4	Sismicidad	124
4.2.5	La estructura en velocidad de Tenerife	129
4.2.6	Estudios previos de atenuación sísmica	136
5	DATOS Y PRE-PROCESADO	141
5.1	MOTIVACIÓN DEL EXPERIMENTO DE SÍSMICA ACTIVA	141
5.2	EL EXPERIMENTO TOM-TEIDEVS	142
5.3	DATOS Y PRE-PROCESADO DE DATOS	142
6	SEPARACIÓN DE Q_i Y Q_s MEDIANTE EL MODELO DE DIFUSIÓN	147
6.1	APLICACIÓN DEL MÉTODO	147
6.2	RESULTADOS	155
6.2.1	Mid-point maps	155
6.2.2	2D probabilistic maps	156
6.3	DISCUSIÓN	160
6.3.1	Distribución regional de Q_i^{-1}	165
6.3.2	Distribución regional de Q_s^{-1} y Q_t^{-1}	165
6.3.3	Distribución regional de las anomalías de Q_i^{-1} y Q_s^{-1}	166
7	ESTRUCTURA 3D DE ATENUACIÓN MEDIANTE EL MÉTODO DE NORMAL- IZACIÓN DE LA CODA	169
7.1	APLICACIÓN DEL MÉTODO	169
7.1.1	Trazado del rayo y selección de los datos	169
7.1.2	Estimación de los observables mediante el método NC	169
7.2	TEST DE RESOLUCIÓN	171
7.3	RESULTADOS	175
7.4	DISCUSIÓN	175
8	MARCO GEOLÓGICO Y GEODINÁMICO DE DECEPCIÓN	185
8.1	EL ESTRECHO DE BRANSFIELD	187
8.1.1	Volcanismo en el Estrecho de Bransfield	189
8.2	FORMACIÓN DE ISLA DECEPCIÓN	190

8.2.1	El volcanismo reciente	194
8.3	ESTUDIOS GEOFÍSICOS	197
8.3.1	Estudios gravimétricos	197
8.3.2	Estudios magnéticos	198
8.3.3	Estudios magnetotelúricos	200
8.3.4	Sismicidad	202
8.3.5	La estructura en velocidad de la Isla Decepción	208
8.3.6	Estudios previos de atenuación sísmica	214
9	DATOS Y PRE-PROCESADO	221
9.1	MOTIVACIÓN DEL EXPERIMENTO DE SÍSMICA ACTIVA	221
9.2	EL EXPERIMENTO TOMODEC	221
9.3	DATOS Y PRE-PROCESADO DE DATOS	223
10	SEPARACIÓN DE Q_i Y Q_s MEDIANTE EL MODELO DE DIFUSIÓN	229
10.1	APLICACIÓN DEL MÉTODO	229
10.2	RESULTADOS	236
10.2.1	Mid-point maps	236
10.2.2	2D probabilistic maps	240
10.3	DISCUSIÓN	248
10.3.1	Los valores medios de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} y su dependencia con la frecuencia	248
10.3.2	Distribución regional de Q_i^{-1}	249
10.3.3	Distribución regional de Q_s^{-1}	250
10.3.4	Distribución regional de las anomalías de Q_i^{-1} y Q_s^{-1}	251
11	ESTRUCTURA 3D DE ATENUACIÓN MEDIANTE EL MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA	255
11.1	APLICACIÓN DEL MÉTODO	255
11.1.1	Trazado del rayo y selección de los datos	255
11.1.2	Estimación de los observables mediante el método NC	255
11.2	TEST DE RESOLUCIÓN	257
11.3	RESULTADOS	261
11.4	DISCUSIÓN	261
12	CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO	273
12.1	CONCLUSIONES TEÓRICAS	273
12.2	CONCLUSIONES METODOLÓGICAS	273
12.3	CONCLUSIONES EXPERIMENTALES	274

12.4	TRABAJO FUTURO	275
13	CONCLUSIONS AND FUTURE WORK	277
13.1	THEORETICAL CONCLUSIONS	277
13.2	METHODOLOGICAL CONCLUSIONS	277
13.3	EXPERIMENTAL CONCLUSIONS	278
13.4	FUTURE WORK	279
	BIBLIOGRAFÍA	281
A	ANEXO 1	305
A.1	MID-POINT MAPS DE TENERIFE	305
A.2	2D PROBABILISTIC MAPS DE TENERIFE	308
A	ANEXO 2	317
A.1	MID-POINT MAPS DE LA ISLA DECEPCIÓN	317
A.2	2D PROBABILISTIC MAPS DE LA ISLA DECEPCIÓN	321

PRÓLOGO

La estructura interna de los volcanes suele estudiarse principalmente mediante la tomografía sísmica en velocidad y/o atenuación. Este tipo de análisis estudian la propagación de las ondas sísmicas y realizan procedimientos de inversión para la velocidad de las ondas o los parámetros de atenuación a lo largo del trazado del rayo entre la estación y la fuente. Cuando la distribución de estos trazados de rayo es suficientemente homogénea, estos procedimientos proporcionan una "imagen" de la distribución de la velocidad (y/o de los coeficientes de atenuación).

Una imagen tomográfica implica una gran base de datos registrada en una red densa de estaciones, requisito difícil de obtener en muchas ocasiones debido a la ausencia de sismicidad natural o a la carencia de una red sísmica densa permanente. Este último inconveniente puede solventarse mediante la planificación de experimentos de sísmica activa como aquellos realizados en los volcanes Kirishima, Unzen o Usu en Japón, el Merapi en Indonesia, el Vesubio y el Etna en Italia, la Isla Decepción en la Antártida, en Tenerife en las Islas Canarias o en la Isla de Montserrat en el mar Caribe. Todos estos experimentos han producido imágenes tomográficas en velocidad mediante la inversión de los tiempos de viaje, pero muy pocos han complementados sus estudios con trabajos de atenuación sísmica. En aquellos volcanes como el Merapi, el Etna o el Vesubio donde sí se han realizado trabajos de atenuación sísmica, los parámetros de atenuación corroboraron las interpretaciones realizadas mediante la tomografía en velocidad. Estos trabajos añadieron información sobre la naturaleza de las rocas que forman la estructura interna de los volcanes o ayudaron a comprender hasta que punto las complejas formas de onda observadas en terremotos volcánicos se ven modificadas por los efectos del trazado del rayo.

Las imágenes tomográficas de velocidad muestran que los volcanes son áreas muy heterogéneas, que se identifican como fallas, sistemas de diques o cámaras magmáticas. Estas heterogeneidades producen un fenómeno denominado "scattering" que reduce el flujo de energía de las ondas primarias (atenuación por scattering). La energía perdida por las ondas primarias se recupera en la coda en forma de fases secundarias registradas más tarde por la estación. Así, existen dos mecanismos que provocan la atenuación de las ondas sísmicas: la atenuación intrínseca, que transforma la energía elástica en calor y la atenuación por scattering, que transforma parte de la energía de las ondas primarias en ondas de coda. Cuantificar ambos efectos es crucial para comprender el mecanismo de atenuación. El hecho de poder calcular por separado la contribución de la atenuación intrínseca y del scattering, ayuda a realizar una mejor interpretación de la estructura de las regiones volcánicas. Sin embargo, la separación de ambos efectos no siempre es

posible y resulta más fácil la obtención de un valor de atenuación total. Bajo esta hipótesis, en los últimos años se ha utilizado el método de normalización de la coda, utilizado con anterioridad para obtener un valor medio de la atenuación a escala regional, con el objetivo de obtener imágenes tomográficas de atenuación tanto a escala regional como a escala más local como son los volcanes.

La contribución por separado de los efectos de atenuación intrínseca y de scattering se puede estimar mediante diferentes técnicas. El método MLTWA (Multiple Lapse Time Window Analysis) basado en la aproximación del múltiple scattering, es un método ampliamente usado para este trabajo. Sin embargo, este método no permite estimar los coeficientes de atenuación intrínseca y de scattering para trazados de rayos individuales y por tanto, no permite obtener ningún tipo de mapa de distribución regional de los valores. Recientemente, se ha calculado que el camino libre medio en ambientes volcánicos es al menos tres órdenes de magnitud menor que el estimado para otras regiones. Esta observación implica que el proceso de scattering domina frente a la atenuación intrínseca. Por tanto, el modelo de difusión, el cual es una aproximación de la ecuación de transferencia radiativa, es apropiado para el estudio de los volcanes.

En esta tesis, hemos utilizado el modelo de difusión para estimar por separado los efectos de atenuación intrínseca y de scattering en dos regiones volcánicas: la isla de Tenerife, en las Islas Canarias y la Isla Decepción, en la Antártida. La metodología utilizada se ha aplicado a las bases de datos generadas por dos experimentos de sismica activa realizados en las islas: el experimento TOM-TEIDEVS en Tenerife y el experimento TOMODEC en Decepción. Para cada pareja estación fuente se han calculado dos parámetros, proporcionales a los coeficientes de atenuación intrínseca y de scattering. Además, se ha introducido un nuevo método de representación de los valores de atenuación para obtener mapas de distribución de los valores de atenuación pesados por una función probabilística con forma de Gaussiana.

Puesto que estos mapas probabilísticos son una proyección en superficie del volumen estudiado, se ha querido conocer la estructura tridimensional en atenuación. Con este objetivo, se ha aplicado el método de normalización de la coda a las mismas bases de datos de las regiones estudiadas. El método se basa en relacionar la energía de las ondas primarias y la energía de las ondas de coda, con la distribución espacial del parámetro de atenuación total calculado para cada trazado de rayo entre la estación y la fuente.

RESUMEN EXTENDIDO

La estructura interna de los volcanes suele estudiarse principalmente mediante la tomografía sísmica en velocidad y/o atenuación. Este tipo de análisis estudian la propagación de las ondas sísmicas y realizan procedimientos de inversión para la velocidad de las ondas o los parámetros de atenuación a lo largo del trazado del rayo entre la estación y la fuente. Cuando la distribución de estos trazados de rayo es suficientemente homogénea, estos procedimientos proporcionan una "imagen" de la distribución de la velocidad (y/o de los coeficientes de atenuación).

En aquellos volcanes donde se han realizado trabajos de atenuación sísmica para complementar las tomografías en velocidad, los parámetros de atenuación han corroborado las interpretaciones realizadas mediante la tomografía en velocidad. Estos trabajos proporcionaron información sobre la naturaleza de las rocas que forman la estructura interna de los volcanes o ayudaron a comprender hasta que punto las complejas formas de onda observadas en terremotos volcánicos se ven modificadas por los efectos del trazado del rayo.

PARTE 1: INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO 1. ATENUACIÓN SÍSMICA: PRINCIPIOS

1.1. INTRODUCCIÓN

La Tierra es el medio de propagación de las ondas sísmicas y se sabe que no es ni homogénea ni isótropa. Esta estructura no homogénea deberá afectar al proceso de propagación de las ondas sísmicas porque no es un medio perfectamente elástico. Además, la presencia de heterogeneidades deberán afectar también a la propagación de las ondas.

Esta complejidad en la propagación de las ondas ha dado lugar al desarrollo de numerosos modelos cada vez más complejos que buscan explicar todos estos procesos.

1.2. ¿POR QUÉ ESTUDIAR LA ATENUACIÓN SÍSMICA?

La diferenciación espacial de las propiedades atenuativas de una región permite identificar las heterogeneidades estructurales de la misma. Las áreas volcánicas, regiones de estudio de esta tesis, son probablemente las regiones estructuralmente más complejas y heterogéneas de la Tierra y, por tanto, con mayores contrastes en sus propiedades físico-químicas.

Como se ha observado de los numerosos modelos teóricos y numéricos existentes en la bibliografía, la atenuación sísmica resulta muy buen indicador de los cambios de las propiedades físico-químicas del medio (O'Connell and Budiansky, 1977; Fehler, 1982; Gusev and Lemzikov, 1985; Fehler et al., 1988). En los primeros estudios se obtenían valores promedio de la atenuación sísmica y se observaban diferentes patrones en función de las características tectónicas de una región, su nivel de actividad sísmica o servían para diferenciar entre regiones tectónicas y volcánicas (Mayeda et al., 1992; Del Pezzo et al., 1995; Sato and Fehler, 1998).

Los avances en la potencia de cálculo, la realización de campañas intensivas de sísmica activa y pasiva y la aparición de nuevos modelos teóricos de atenuación, permiten por un lado separar la contribución de los fenómenos de atenuación intrínseca y scattering (Hoshiya et al., 2001; Martínez-Arevalo et al., 2003; Giampiccolo et al., 2006) y por otro lado, la obtención de modelos tridimensionales de alta resolución (Martínez-Arevalo et al., 2005; Del Pezzo et al., 2006a; Tramelli et al., 2006; De Siena et al., 2009).

1.3. EXPANSIÓN GEOMÉTRICA, ABSORCIÓN ANELÁSTICA Y SCATTERING

El fenómeno conocido como *expansión geométrica* es un fenómeno de distribución energética puramente geométrico. La energía radiada en forma de ondas sísmicas por un foco en un medio perfectamente elástico, homogéneo e isotropo debe conservarse. Por ello, conforme aumenta la distancia del frente de ondas a la fuente, disminuye la energía almacenada en el frente por unidad de volumen y, en consecuencia, la amplitud del movimiento oscilatorio.

Si la amplitud de las ondas sísmicas se atenúa con la distancia a la fuente debido a efectos no elásticos, [Anderson and Archambeau, 1964] en los que la energía elástica se disipa (es absorbida por el medio) en forma de calor por fricción, el fenómeno recibe el nombre de *absorción anelástica*. Este fenómeno constituye una propiedad intrínseca del medio en el que se propagan las ondas, por lo que depende de las características de dicho medio, relacionadas a su vez con los rasgos tectónicos y geológicos del mismo. La *absorción anelástica* es la responsable en buena medida de que las ondas sísmicas presenten una amplitud menor que la que predice la Teoría de la Elasticidad.

A la hora de contabilizar los mecanismos de atenuación que sufre una onda sísmica en un medio como la Tierra, existen aún más fenómenos que aún no se han considerado: los producidos por la anisotropía y la falta de homogeneidad del

medio. La presencia de heterogeneidades a todos los niveles, tiene un efecto crucial en la propagación de las ondas elásticas. La interacción de una onda con una heterogeneidad del medio da lugar a la generación de nuevas ondas secundarias que tienen por foco la propia heterogeneidad y que en su propagación pueden interferir entre sí. Este fenómeno recibe el nombre de *scattering*. Así, la presencia de heterogeneidades en el interior de la Tierra produce una redistribución de la energía en el espacio y en el tiempo y, por tanto, conocer el proceso de scattering en un medio informa sobre la mayor o menor heterogeneidad del mismo.

1.4. SIGNIFICADO E IMPORTANCIA DEL FACTOR DE CALIDAD Q

El parámetro clásico utilizado para evaluar la atenuación sísmica es el factor de calidad Q . Este parámetro representa para un mismo volumen de material sometido cíclicamente a un esfuerzo elástico, la relación entre la energía elástica total almacenada y la energía disipada por fenómenos de atenuación sísmica. Resulta evidente que en dicho parámetro se incluyen tanto los efectos de la absorción anelástica como los del scattering, ya que existen contribuciones a la atenuación por parte de la absorción anelástica como del scattering. Si se supone que la atenuación intrínseca viene caracterizada por un factor de calidad Q_i y la atenuación por scattering por un factor de calidad de Q_s , ambos parámetros se relacionan entre sí con el factor de calidad Q_t .

La determinación del factor de calidad Q y el estudio de su variación con la frecuencia constituye una potente herramienta para la delineación de elementos tectónicos, geodinámicos o como en el caso de esta tesis, volcanológicos en un área, la estimación de la actividad de la misma y el análisis de la proporción en que los distintos mecanismos implicados contribuyen a la atenuación.

CAPÍTULO 2. DETERMINACIÓN DE LA ATENUACIÓN SÍSMICA

2.1. INTRODUCCIÓN

El principal objetivo de esta tesis es el estudio de las diferencias locales de atenuación en regiones volcánicamente activas. Para este fin, es necesario seleccionar aquellos métodos que permitan obtener Q y que estos valores se asignen al trazado del rayo o a una región de volumen pequeño. Por otro lado, es necesario poder reparar en los efectos de Q_i y Q_s especialmente en regiones tan heterogéneas.

2.2. EL MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA

El método de normalización de la coda está diseñado para normalizar la amplitud espectral de la fuente por las ondas de coda en función de un lapso de tiempo dado y permite estimar el coeficiente de atenuación sísmica total (Q_t^{-1}). El método se basa en la idea de que las ondas coda consisten en ondas que han sufrido el proceso de scattering debido a las heterogeneidades distribuidas de manera aleatoria en el medio (Sato, 1977; Aki, 1980; Aki, 1982).

2.3. EL MODELO DE DIFUSIÓN

Mediante la teoría de la transferencia de energía (Wu, 1985; Zeng, 1991; Zeng, 1993) puede obtenerse una importante aproximación asintótica para los casos en los que se produce fuerte scattering: el modelo de difusión [Wegler, 2004], que permite separar las contribuciones de atenuación intrínseca y scattering. Debido a que los modelos de fuerte scattering suelen prevalecer en situaciones de estructuras geológicas con alto grado de heterogeneidad [Sato and Fehler, 1998], el modelo de difusión es el modelo más apropiado para describir la envolvente de los sismogramas en ambientes volcánicos, donde el grado de heterogeneidad es extremadamente alto [Wegler and Lühr, 2001].

CAPÍTULO 3. EL PROBLEMA DE LA INVERSIÓN TOMOGRÁFICA

3.1. INTRODUCCIÓN

Una vez calculados los valores de atenuación, el problema a resolver es asignar el valor de la atenuación a una región determinada. Así, cada técnica o método lleva asociada una zona de influencia o contribución. En el caso del modelo de difusión, los valores obtenidos corresponden a un elipsoide de revolución centrado en un entorno entre la estación y la fuente. Por tanto, será necesario buscar un método de representación donde se tenga en cuenta cuál es la zona más probable en donde ocurre el proceso de difusión de las ondas sísmicas.

Para el caso del método de normalización de la coda, es posible seleccionar paquetes de ondas suficientemente pequeños como para asignar los volúmenes de influencia a un entorno de la trayectoria del rayo. En este caso, la inversión espacial de todos los valores requiere el uso de técnicas muy similares, sino iguales, a las clásicas de tomografía sísmica.

3.2. INVERSIÓN PARA LA DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA ENERGÍA

La ecuación que representa el modelo de difusión para un medio homogéneo puede linearizarse de forma sencilla. Esta ecuación describe la densidad de la energía en función del tiempo y para una distancia estación-fuente [Dainty and Toksöz, 1981]. La estimación de los efectos debido al scattering y a la atenuación intrínseca se basa en el ajuste de los datos experimentales con las curvas teóricas descritas anteriormente.

Para obtener el promedio espacial de los valores obtenidos, en esta tesis presentamos una nueva técnica de representación. En una primera aproximación se asume que el sismograma se genera mediante procesos de scattering en la zona alrededor del camino directo entre la estación y la fuente. La probabilidad de que una heterogeneidad localizada en unas coordenadas dadas contribuya a la formación del sismograma, se asume que corresponde a una distribución Gaussiana. Esta distribución estará centrada en el punto medio entre la estación y la fuente. De esta manera, para cada punto de la superficie tendremos un grupo de parámetros estimados con su probabilidad asociada. El promedio de estos parámetros pesados por su probabilidad nos proporcionará para cada punto el valor "real" de cada parámetro.

3.3. TOMOGRAFÍA 3D DE ATENUACIÓN SÍSMICA

La tomografía sísmica permite localizar áreas anómalas de velocidad o atenuación mediante la inversión de variables directamente relacionadas con el parámetro elegido. Los pasos requeridos para realizar una imagen tomográfica a partir de datos sísmicos pueden resumirse en:

- Tratamiento matemático: por reglar general los problemas tomográficos lineales pueden expresarse mediante la ecuación: $\mathbf{d} = \mathbf{Gm}$. En el caso del método de normalización de la coda, podemos invertir el problema para estimar el coeficiente de atenuación sísmica total (Q_t^{-1}).
- Parametrización del modelo: Debido a que la totalidad del volumen estudiado no está atravesado por la trayectoria de los eventos, impide conocer la estructura de la Tierra en cada punto del medio. Este hecho conlleva a la división del volumen en elementos de geometría definida.
- El trazado del rayo sísmico: el trazado del rayo debe de calcularse con la máxima precisión posible, para no introducir errores o variaciones ni en la velocidad ni en los valores de Q .

- Inversión de ratios espectrales: el objetivo es obtener los valores del vector \mathbf{m} partiendo de un sistema sobredeterminado que corresponde a la bien conocida expresión $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$. En nuestro caso, contrariamente a lo que ocurre en las tomografías de tiempos de viaje, la inversión es lineal y puede resolverse mediante un algoritmo de mínimos cuadrados.
- Calidad de la solución: Se suelen realizar diferentes test para asegurar que la solución obtenida es una solución robusta y única.

PARTE 2: ISLA DE TENERIFE (ISLAS CANARIAS)

CAPÍTULO 4. MARCO GEOLÓGICO Y GEODINÁMICO DE TENERIFE

4.1. LAS ISLAS CANARIAS

La isla de Tenerife pertenece al archipiélago de las Islas Canarias, situado en el océano Atlántico, al oeste del continente africano. A diferencia de lo que ocurre con otros archipiélagos volcánicos, la génesis y evolución de las Islas Canarias se mantiene abierto, ya que no se dispone de un modelo aceptado de forma unánime por la comunidad científica. El *modelo unificador* de [Anguita and Hernan \[2000\]](#) intenta integrar los aspectos más concordantes de los dos modelos más aceptados sobre la génesis del archipiélago: la hipótesis de una pluma mantélica ([Oyarzún et al., 1997](#); [Carracedo et al., 1998](#); [Carracedo et al., 2001](#), [Carracedo and Perez-Torrado, 2001](#)) o el modelo de fractura propagante que otorga a la tectónica un papel imprescindible en la distribución espacial y temporal de la actividad tectónica ([Anguita and Hernan, 1975](#); [Araña and Ortiz, 1991](#)). Del modelo de punto caliente reconoce que el origen del vulcanismo de las Islas Canarias es una anomalía térmica del manto, aunque no conserva los rasgos geofísicos ni geoquímicos de las plumas “vivas”. Del modelo tectónico toma la idea de que los magmas son drenados cuando se produce la distensión.

La actividad en la isla de Tenerife comienza en el Mioceno superior (hace 12 Ma, aproximadamente). Los materiales más antiguos de la isla y que representan el estadio inicial del crecimiento subaéreo de la isla, corresponden a tres grandes edificios antiguos independientes (Figura 10). La actividad volcánica posterior de Tenerife se concentró en dos grandes edificios: el edificio Cañadas y el edificio Dorsal (Figura 10). El primero es el resultado de una compleja actividad volcánica en la que han existido varias etapas de construcción y destrucción ([Cantagrel et al.,](#)

1999; Ancochea et al., 2000; Huertas et al., 2002). El Edificio Teide-Pico Viejo, podría ser considerado como la última fase de su evolución. En tiempos históricos la actividad volcánica de Tenerife ha sido de tipo estromboliano y ha tenido lugar tanto en las zonas externas como internas del edificio Cañadas. La última erupción en Tenerife fue la del volcán Chinyero en 1909 (Ancochea et al., 1998; Ancochea et al., 1999).

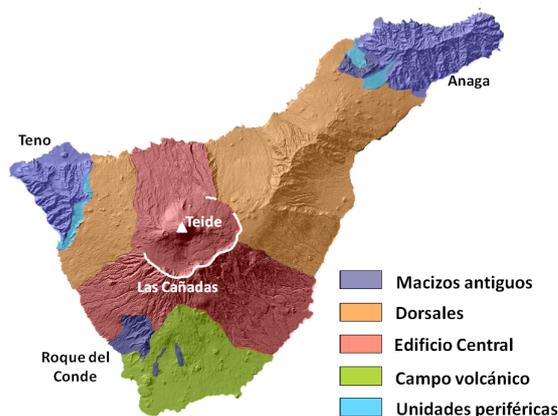


Figura 1: Mapa geológico simplificado de Tenerife. El triángulo blanco corresponde a la ubicación del Teide y la línea blanca dibuja la pared de las Cañadas (figura modificada de la figura 1 de Ablay and Martí [2000]).

4.2. ESTUDIOS GEOFÍSICOS

La base de datos geofísicos de Tenerife no es lo suficientemente densa como para abordar ningún estudio sobre la estructura interna de la isla. Este hecho genera un vacío en el conocimiento de la estructura interna de la isla y ha llevado a plantear diferentes experimentos y campañas geofísicas para intentar cubrir este vacío de conocimiento.

En el ámbito de la *gravimetría*, Gottsmann et al. [2008] realizaron un estudio con datos de antiguas y nuevas campañas para representar un mapa de anomalías de Bouguer del complejo volcánico central de la isla de Tenerife. Estos autores definen un cuerpo de alta densidad en el centro de la isla formado por la intersección de dos alineamientos estructurales. Interpretan estas estructuras como las estructuras que han controlado la morfología y evolución volcánica de la isla y del complejo central en los últimos millones de años.

Los trabajos realizados por García et al. [2007] y Blanco-Montenegro et al. [2011] recogen prácticamente todos los estudios (*aero*)magnéticos realizados en

la isla de Tenerife. [García et al. \[2007\]](#) realizaron una campaña para recoger datos magnéticos y obtuvieron un mapa de anomalías magnéticas que corroboró los patrones de anomalías que se habían observado con anterioridad ([Araña et al., 2000](#); [Blanco-Montenegro, 1997](#)). Utilizando la misma bases de datos que proporcionó la campaña, [Blanco-Montenegro et al. \[2011\]](#) presentaron dos modelos magnéticos en 3D. Estos autores interpretan que las anomalías magnéticas pueden ser interpretadas como cuerpos plutónicos profundos o sistemas de diques que contribuyeron en el crecimiento de la isla. Además, identifican el mayor complejo intrusivo bajo la parte noroeste del complejo Teide-Pico Viejo donde sugieren existe un dique de densidad muy alta, resultado de la intrusión de magma desde hace millones de años hasta el área de la reactivación que se produjo en el año 2004.

[Coppo et al. \[2008\]](#) realizaron un estudio de *audiomagnetotelúrica* con datos de la campaña realizada entre los años 2004 y 2006 dentro de la caldera de Las Cañadas. Los modelos revelan la existencia una capa superficial conductora que interpretan como una alteración hidrotermal. Bajo esta capa, los autores determinan otra más resistiva.

Los primeros trabajos de *sismicidad* se remontan a los años 90 con los trabajos de [Mezcua et al. \[1992\]](#) y [Del Pezzo et al. \[1997\]](#), donde los autores hicieron una revisión de la sismicidad en la isla de Tenerife y analizaron las ondas de coda, respectivamente. Debido a la reactivación sísmica que tuvo lugar en el año 2004, donde se vió incrementada la sismicidad de la isla, muchos han sido los autores que han tratado de dar explicación a esta reactivación (p.e. [Almendros et al., 2007](#); [Martí et al., 2009](#); [Domínguez Cerdeña et al., 2011](#)).

Sin embargo, como ya hemos avanzado, debido a que la sismicidad ocurrida en Tenerife no es suficientemente como para abordar ningún estudio sobre la estructura interna, [Watts et al. \[1997\]](#) y [Canales et al. \[2000\]](#) llevaron a cabo experimentos de sismica activa con el objetivo de conocer la estructura interna de la isla. El último experimento que se ha llevado a cabo en la isla, el experimento TOM-TEIDEVS proporcionó una gran base de datos que permitió a [García-Yeguas \[2010\]](#) y [García-Yeguas et al. \[2012\]](#) presentar un modelo tridimensional de velocidad para la onda P de alta resolución. Los autores observan que la isla de Tenerife está caracterizada por un núcleo de alta velocidad (Figura 11), sin ninguna orientación preferente en profundidad. Alrededor de este cuerpo central los autores identifican varias áreas con anomalías de baja velocidad que relacionan con la presencia de fluidos en el medio (agua, gas o magma), rocas porosas

o altamente fracturadas, alteraciones hidrotermales, depósitos volcanoclásticos, depósitos de deslizamientos o una combinación de todas ellas.

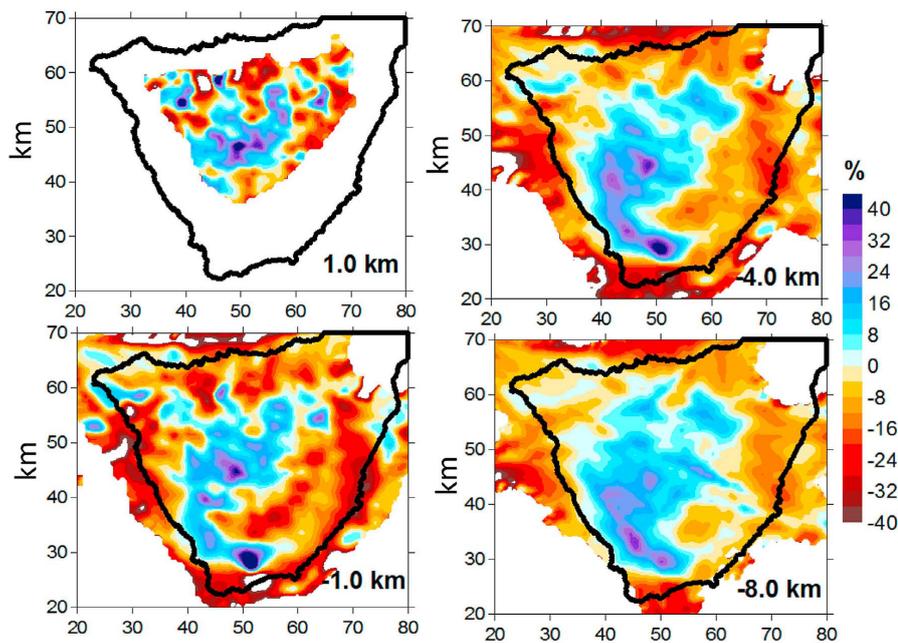


Figura 2: Secciones horizontales del modelo tomográfico donde se muestran las anomalías de velocidad respecto al modelo 1D de referencia (modificado de la figura 5 de [García-Yeguas et al. \[2012\]](#)).

Utilizando la misma base de datos, [De Barros et al. \[2012\]](#) han aplicado un análisis de *beam-forming* sobre los dos perfiles ortogonales que atravesaron la isla para localizar evidencias sobre la existencia de una cámara magmática. Los autores han podido demostrar que la técnica permite localizar estructuras atenuativas en profundidad e identifican dos anomalías principales. Estas anomalías podrían estar relacionadas con el sistema magmático según los autores.

En cuanto a los estudios de atenuación sísmica, la mayoría corresponden a estudios que comprenden todas las Islas Canarias y por tanto, no pueden ser comparados con el trabajo que aquí presentamos.

CAPÍTULO 5. DATOS Y PRE-PROCESADO

5.1. MOTIVACIÓN DEL EXPERIMENTO DE SÍSMICA ACTIVA

Como hemos podido observar, de todas las herramientas geofísicas que permiten conocer la estructura de la Tierra, probablemente la sismología sea la que mayor

cantidad de información y resolución pueda suministrar y la tomografía sísmica (en velocidad y/o atenuación) sea la mejor herramienta para este fin. Con este objetivo se realizó el experimento de sísmica activa TOM-TEIDEVS, que se convirtió en el primer experimento enfocado a la obtención de la tomografía sísmica en velocidad.

5.2. EL EXPERIMENTO TOM-TEIDEVS

Con el objetivo de obtener la tomografía sísmica en velocidad de la isla de Tenerife, el experimento se ideó para conseguir una distribución densa y homogénea de estaciones sísmicas y disparos. El experimento fue dividido en dos fases donde se desplegaron más de 100 estaciones sísmicas que cubrieron un total de 137 localizaciones. El diseño del mallado de los disparos alrededor de la isla consta de disparos de 300 metros entre línea y línea y con tres alineaciones transversales para poder realizar 3 perfiles 2D.

5.3. DATOS Y PRE-PROCESADO DE DATOS

El experimento generó más de 70 Gb de datos. Un total de 511.599 sismogramas fueron analizados y transformados a un único formato. Los datos fueron de gran calidad, lo que ha llevado a que se han realizado diversos estudios como la tomografía sísmica en 3D de alta resolución en velocidad de [García-Yeguas \[2010\]](#) y [García-Yeguas et al. \[2012\]](#), el análisis de beam-forming de [De Barros et al. \[2012\]](#) y el estudio de atenuación que aquí se presenta.

CAPÍTULO 6. SEPARACIÓN DE Q_i Y Q_s MEDIANTE EL MODELO DE DIFUSIÓN

6.1. INVERSIÓN PARA LA DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA ENERGÍA

Para obtener los valores de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} mediante el modelo de difusión, hemos utilizado la metodología descrita por [Wegler and Lühr \[2001\]](#). El método descrito tiene como objetivo hayar los coeficientes de atenuación intrínseca y de scattering como resultado del mejor ajuste entre la curva teórica y las envolventes de los sismogramas.

6.2. RESULTADOS

En esta tesis hemos presentados los resultados obtenidos mediante el procedimiento más usado para presentar los valores de atenuación en mapas 2D (*mid-point maps*) y mediante un nuevo método procedimiento para el cálculo de la media espacial basado en una función probabilística con forma de Gaussiana (*2D probabilistic maps*, figura 12). Estos últimos mapas nos permiten además aplicar

diferentes test de resolución y robustez para determinar la calidad de nuestros resultados.

En el caso de la atenuación intrínseca se observa un cuerpo de baja atenuación en el centro de la isla. En cuanto a los valores de atenuación por scattering, además de reconocer el cuerpo central de baja atenuación, puede identificarse altos valores de atenuación en las zonas externas de la isla. Podemos afirmar, por tanto, que existen fuertes contrastes de atenuación que vienen representados por la distribución de las anomalías de los valores de Q .

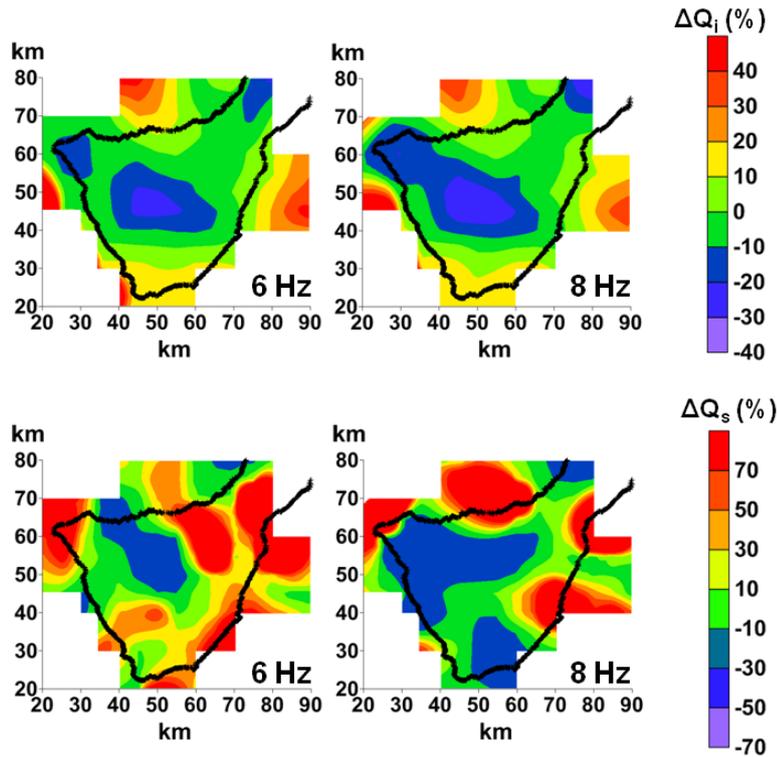


Figura 3: Mapas de anomalías de Q_i^{-1} (a) y Q_s^{-1} (b) obtenidos a 6 y 8 Hz. Los mapas resaltan áreas con fuertes contrastes de atenuación (modificado de la figura 12 de Prudencio et al. [2013a]).

6.3. DISCUSIÓN

En general, observamos una fuerte dependencia con la frecuencia tanto para Q_i^{-1} como para Q_s^{-1} . La distribución espacial de Q_i^{-1} muestra que existe un cuerpo central de baja atenuación que coincide con la posición del complejo Las Cañadas-Teide-Pico Viejo, asociado a estructuras relacionadas con magma

enfriado, magma residual o posición de antiguas erupciones. Las áreas de alta atenuación se localizan en las regiones externas de la isla de Tenerife. En estas áreas se localiza el volcanismo más reciente que recoge desde erupciones históricas hasta un número elevado de conos monogénéticos. Los valores de atenuación por scattering y atenuación total son muy similares, debido al dominio de este efecto frente a la atenuación intrínseca, y muestran una distribución altamente heterogénea a lo largo de la isla de Tenerife. El cuerpo central de la isla vuelve a mostrar baja atenuación. Sin embargo, en las zonas externas se incrementan los efectos de scattering. Estas observaciones corroboran el hecho de que las regiones externas de la isla poseen el mayor grado de heterogeneidad estructural y el mayor número de sistemas volcánicos heterogéneos.

CAPÍTULO 7. ESTRUCTURA 3D DE ATENUACIÓN MEDIANTE EL MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA

7.1. APLICACIÓN DEL MÉTODO

En primer lugar hemos trazado la trayectoria de cada rayo en el modelo 3D de velocidad de Tenerife obtenido por [García-Yeguas et al. \[2012\]](#) mediante una aproximación del método de *bending*. Dado que la metodología requiere tener señales de suficiente calidad, hemos definido el factor de calidad como la relación de la raíz cuadrática media de las amplitudes de las ondas P y las ondas de coda y hemos seleccionado aquellas señales con un ratio $\geq 1,5$.

Siguiendo las asunciones previamante realizadas, hemos establecido que la duración de la ventana de las ondas P es 1.5 segundos desde la llegada de la onda P. De la misma manera, hemos establecido la ventana de las ondas de coda entre los 15 y 18 segundos desde el tiempo origen. A continuación, hemos aplicado una Transformada de Fourier Discreta (DFT) para ambas ventanas y calculado la media del módulo de la DFT, para una banda de frecuencia centrada a 6 Hz.

Por último, hemos calculado las intersecciones de los trazados de rayos con los bloques de $4km^3$ en las que se ha dividido la región, obteniendo así los valores de s_b y l_{ijb} para cada bloque. Finalmente, hemos realizado la inversión para obtener los valores de Q_p^{-1} .

7.2. TEST DE RESOLUCIÓN

Hemos realizado un *checkerboard test* para comprobar la calidad y la robustez de la solución. Hemos obtenido una solución para aquellos bloques que son atravesados

al menos por 5 rayos. En la figura 4 podemos observar los resultados obtenidos. Podemos observar de la figura como la región NW de todo el área estudiada es la mejor resuelta.

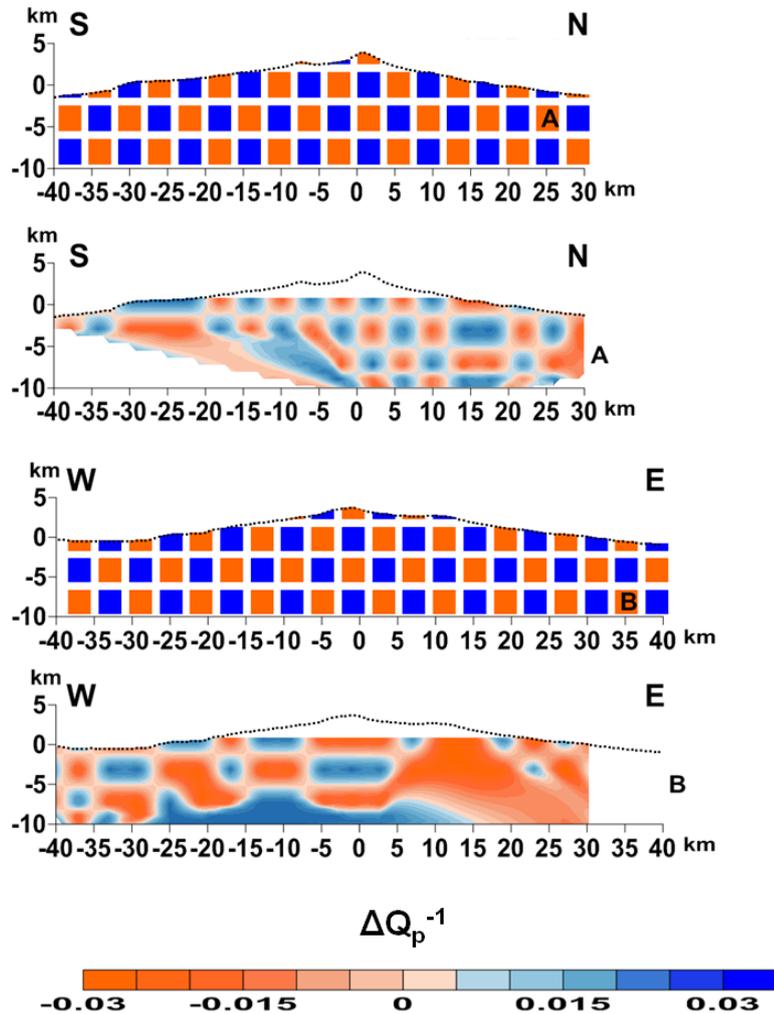


Figura 4: Secciones verticales S-N y W-E del modelo inicial del *checkerboard test* y los resultados obtenidos para ambas secciones.

7.3. RESULTADOS

Hemos representado las distribuciones regionales de Q_p^{-1} mediante mapas de anomalías (Figura 5) para resaltar las zonas con altos contrastes de atenuación. Como podemos observar y corroborando lo ya observado para la separación de la atenuación intrínseca y por scattering, la isla de Tenerife es una región muy heterogénea, con fuertes contrastes en atenuación. Es destacable el cuerpo de baja

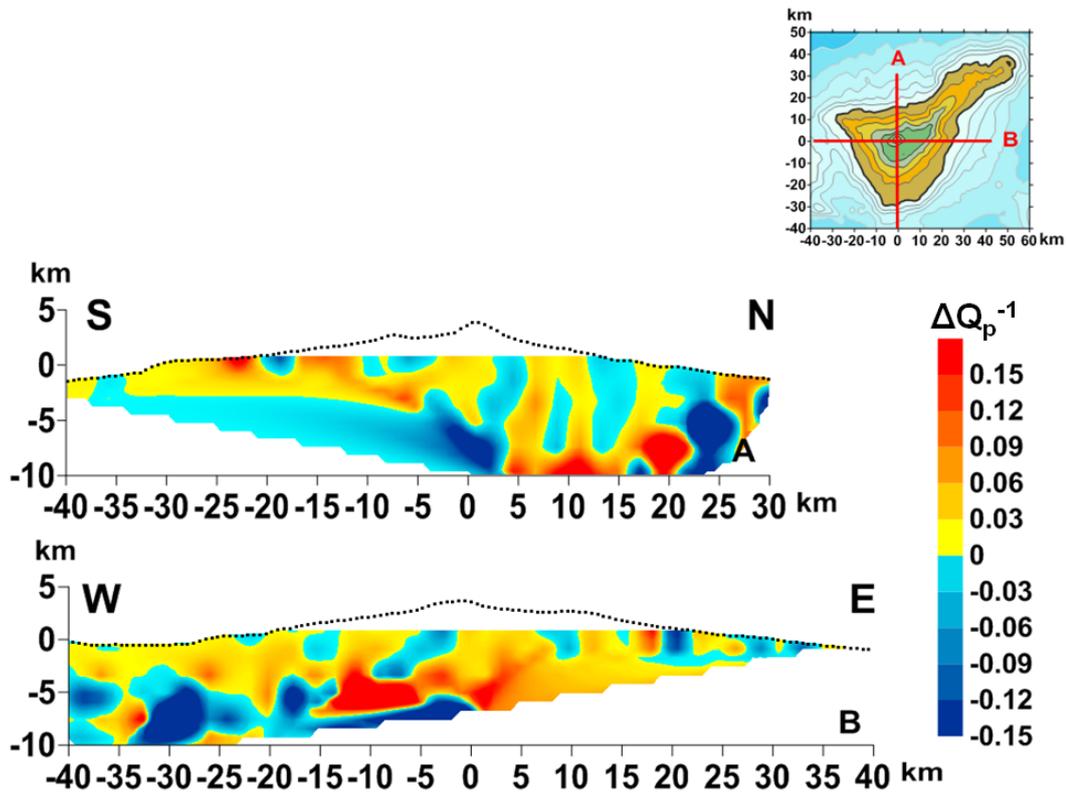


Figura 5: Secciones verticales S-N y W-E que representan la estructura de atenuación obtenidas mediante el método de normalización de la coda.

atenuación bajo el Teide que coincide con un cuerpo antiguo observado en otros estudios.

7.4. DISCUSIÓN

La metodología descrita por [Del Pezzo et al. \[2006a\]](#) y [De Siena et al. \[2009\]](#) fue inicialmente propuesta para realizar la tomografía atenuativa de terremotos, pero como ? demuestran esta metodología también es aplicable a una ventana de la onda P en señales generadas por sismica activa.

Siguiendo los resultados obtenidos para la separación de los efectos de atenuación intrínseca y de scattering, se ha observado que el coeficiente de atenuación total está influenciado por los efectos de scattering.

Puede observarse que la estructura de toda la isla es altamente heterogénea, con fuertes contrastes de atenuación sísmica. Las imágenes presentan correlaciones significativas con los contrastes de alta y baja velocidad de la tomografía de velocidad. Desde el punto de vista de distribución regional, podemos observar

que existen dos cuerpos de alta atenuación sísmica situados en el Norte y Este de la región estudiada. La estructura al Este coincide con la región de las erupciones de 1704-1705. La estructura al Norte, ya fue observada por [García-Yeguas et al. \[2012\]](#) y ha sido interpretada por la presencia de fluidos en el medio (agua, gas o magma), rocas altamente fracturadas y/o porosas, alteraciones hidrotermales, depósitos volcanoclásticos, depósitos de deslizamientos o una combinación de todas ellas. Cabe destacar que la estructura profunda bajo del Teide está dominada por baja atenuación, compatible con las observaciones de un cuerpo antiguo.

Finalmente, resulta interesante observar que de nuevo las imágenes de tomografía atenuativa ayudan a confirmar, o a interpretar mejor, la complejidad estructural de la región, con lo que se revela una herramienta indispensable en los estudios de las regiones volcánicas.

PARTE 3: ISLA DECEPCIÓN (ANTÁRTIDA)

CAPÍTULO 8. MARCO GEOLÓGICO Y GEODINÁMICO DE DECEPCIÓN

8.1. EL ESTRECHO DE BRANSFIELD

La Isla Decepción se sitúa en las Islas Shetland del Sur, al oeste de la península antártica. La isla Decepción se sitúa en un marco tectónico regional bastante complejo. En la región donde confluyen la placa sudamericana y la placa Antártica, confluyen además tres microplacas: la de Scotia, la de Drake y la de las islas Shetland del Sur donde se localiza la Isla Decepción. El estrecho de Bransfield es una cuenca marina de tipo “*back arc*” producida por la subducción situada al NW de las Islas Shetland del Sur entre las placas Antártica y la de Phoenix.

La extensión de la corteza a la que está sometida la región produce un adelgazamiento de la misma y la generación de fallas normales paralelas al eje del Estrecho de Bransfield. El desarrollo de las fracturas y el ascenso de material caliente favorece la salida al exterior de estos materiales, produciendo volcanes a lo largo del eje de la zona de extensión. Estos volcanes pueden llegar a ser subaéreos como es el caso de la Isla Decepción.

8.2. FORMACIÓN DE ISLA DECEPCIÓN

Las etapas de formación de la Isla Decepción, se dividen en depósitos pre-caldera, anteriores a la formación de la caldera, y post-caldera. La primera etapa

se caracterizó por erupciones de baja energía, como fuentes de lavas subacuáticas. La actividad final de esta etapa fue más explosiva y generó oleadas piroclásticas y acabó con una erupción a gran escala única en la isla que originó la caldera. A partir del tamaño de la depresión de la caldera, se cree que pudo haber sido aproximadamente 30km^3 de material, seguido por el colapso de la caldera. Recientemente, [Torrecillas et al. \[2013\]](#) han reconstruido el edificio paleo-volcánico de la isla, anterior a esta caldera, mediante el método GRM (*Geodynamic Regression Model*) que incluye deformación de terrazas y monitoreo de GPS.

La actividad post-caldera está caracterizada por erupciones freatomagmáticas y erupciones efusivas que crearon abundantes escorias, lavas clastogénicas y construyeron varias plataformas deltaicas.

El volcanismo reciente de la isla ha sido relativamente pequeño en volumen y se ha localizado cerca de la costa en la bahía interna de la isla. Los primeros registros históricos de erupción datan de 1842 y concluyen con la erupción de agosto de 1970 a lo largo del borde norte de Bahía Telefon.

8.3. ESTUDIOS GEOFÍSICOS

Al igual que ocurría en Tenerife, la base de datos geofísicos de la Isla Decepción no es lo suficientemente densa como para abordar ningún estudio sobre la estructura interna de la isla. Además, a este hecho debemos añadirle que no siempre se tiene registro de la actividad de la isla, ya que únicamente pueden hacerse mediciones durante los meses que dura la campaña antártica entre los meses de noviembre y marzo. Esta situación también ha llevado a plantear diferentes experimentos y campañas geofísicas para intentar cubrir este vacío en el conocimiento de la estructura interna.

En el ámbito de la *gravimetría* destacan los trabajos de [Navarro et al. \[2002\]](#) y [Muñoz-Martin et al. \[2005\]](#). Ambos trabajos reconocen la existencia de varias anomalías gravimétricas alineadas en dos ejes principales (NE-SW y NW-SE) y ambos interpretan estas anomalías, a grandes rasgos, como la consecuencia de antiguos depósitos volcánicos.

[Muñoz-Martin et al. \[2005\]](#) recoge en su estudio *magnético* las principales discontinuidades magnéticas observadas en la región. Estos autores identifican un eje de anomalías positivas con orientación NE-SW y que atraviesa todo el norte de la isla, podría corresponder a la línea de edificios volcánicos del Estrecho de Bransfield. Las anomalías negativas con tendencia NW-SE que localizan en el

NE de Port Foster, corresponden a los últimos episodios eruptivos y a anomalías térmicas. Este mínimo lo atribuyen los autores a un cuerpo de alta temperatura de magma andesítico a 2 km de profundidad que podría ser el responsable de una reducción termo-remanente de magnetización.

Con los cuatro perfiles realizados con eco-sonda de alta resolución durante el 2008, [Pedrera et al. \[2011\]](#) realizaron un estudio de *magnetotelúrica*. Obtuvieron un primer modelo 2D para identificar conductores principales y a continuación, teniendo en cuenta los conductores identificados, realizaron un modelo 3D de resistividad. Los autores identifican 3 cuerpos conductivos superficiales y pequeños. Identifican además un conductor elongado entre los 2 y 10 km de profundidad al sur de la isla, que interpretan como material parcialmente fundido asociado a una cámara magmática bajo la isla.

La monitorización de la *sismicidad* de la Isla Decepción comenzó en la década de los 50 cuando se instaló un sismómetro en la base argentina, pero las últimas erupciones acontecidas en la isla obligaron a evacuar las bases. Se retomó la monitorización sísmica de la isla durante la campaña antártica de 1986 y así ha continuado hasta la actualidad. El hecho de monitorizar la isla sólo durante los meses de verano austral, limita el conocimiento que se tiene sobre la isla. Los episodios más destacables en cuanto a la sismicidad corresponden a las crisis sísmicas de 1991-92 y 1998-99, en las cuales se detectó un importante aumento de la sismicidad, tanto en número como en magnitud.

Sin embargo, debido a la interrupción en la monitorización de la isla y a la no suficiente sismicidad de la isla, se han llevado a cabo experimentos de sísmica activa para conocer la estructura interna de la isla. La mayoría de ellos, se limitan a experimentos de reflexión [[Rey et al., 2002](#)] o son más regionales (p.e. [Sroda, 2002](#); [Agudo-Bravo, 2003](#); [Christeson et al., 2003](#)). Sin embargo, el último experimento llevado a cabo en la isla, el experimento TOMODEC, generó una gran base de datos que sí permitió obtener un modelo tridimensional de velocidad para la onda P de la Isla Decepción ([Zandomenighi, 2007](#); [Zandomenighi et al., 2009](#)), además de dos modelos 2D de velocidad de las ondas P calculados a lo largo de dos perfiles ortogonales [[Ben-Zvi et al., 2009](#)]. Los modelos obtenidos (Figura 15) muestran fuertes variaciones laterales en velocidad, que los autores atribuyen a la presencia de sistemas magmáticos con material parcialmente fundido o cuerpos intrusivos enfriados, variaciones en los espesores de los depósitos sedimentarios o elementos corticales de diferente edad y origen.

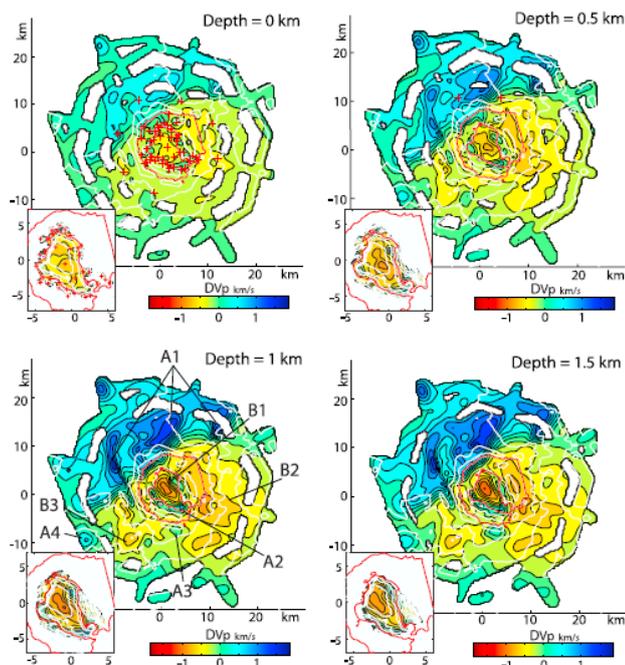


Figura 6: Secciones horizontales del modelo tomográfico a diferentes profundidades. La línea de costa de la Isla Decepción está dibujada en color rojo y la localización de las estaciones está representada mediante cruces rojas (figura 6 de Zandomeneghi et al. [2009]).

En las campañas antárticas donde se ha podido desplegar más de una estación, se han encontrado evidencias de que la estructura de la Isla Decepción produce una fuerte atenuación de las ondas sísmicas [Vila et al., 1995]. Martínez-Arevalo et al. [2003] mediante diferentes técnicas (decaimiento espectral, ensanchamiento del primer pulso y método de normalización de la coda, entre otras) estudiaron la *atenuación sísmica* a cortas distancias hipocentrales y para frecuencias entre 6 y 30 Hz. Los resultados obtenidos por estos autores indican que el proceso de scattering predomina sobre el proceso de atenuación intrínseca y que los valores de Q_c y Q_i son muy similares en el rango de frecuencias analizado.

CAPÍTULO 9. DATOS Y PRE-PROCESADO

9.1. MOTIVACIÓN DEL EXPERIMENTO DE SÍSMICA ACTIVA

Como hemos visto anteriormente, la tomografía sísmica (en velocidad y/o atenuación) es la herramienta que, probablemente, más información y resolución pueda suministrar. Con ese objetivo se desarrolló el experimento TOMODEC que se enfocó en la obtención de la tomografía sísmica en velocidad de la Isla Decepción.

9.2. EL EXPERIMENTO TOMODEC

El experimento se diseñó para conseguir una distribución densa y homogénea de estaciones sísmicas y disparos. El diseño final constó de 95 estaciones sísmicas desplegadas en tierra y 14 OBS (Ocean Bottom Seismometers) y se realizaron disparos mediante cañones de aire comprimido siguiendo un trayecto previamente establecido que consistía en un recorrido tanto por las inmediaciones de la isla como por la bahía interna.

9.3. DATOS Y PRE-PROCESADO DE DATOS

El experimento generó más de 70.000 trazas que fueron analizadas y transformadas a un único formato. La calidad de los datos registrados es por regla general muy buena, lo que ha permitido que se hayan realizado diversos estudios como la tomografía sísmica en 3D de alta resolución en velocidad de [Zandomeneghi et al. \[2009\]](#), la inversión de las llegadas de las ondas P a lo largo de dos perfiles ortogonales de [Ben-Zvi et al. \[2009\]](#) y el estudio de atenuación que en esta tesis se presenta.

CAPÍTULO 10. SEPARACIÓN DE Q_i Y Q_s MEDIANTE EL MODELO DE DIFUSIÓN

10.1. INVERSIÓN PARA LA DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA ENERGÍA

Para obtener los valores de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} mediante el modelo de difusión, hemos aplicado la metodología descrita por [Wegler and Lühr \[2001\]](#). El método tiene como objetivo obtener los coeficientes de atenuación intrínseca y de scattering como resultado del mejor ajuste entre la curva teórica y las envolventes de los sismogramas.

10.2. RESULTADOS

Igual que para el caso de Tenerife, en esta tesis hemos presentado los resultados obtenidos mediante dos métodos de representación diferentes. En primer lugar, hemos asignado el valor de la atenuación al punto medio entre la estación y la fuente, obteniendo los denominados *mid-point maps*. En segundo lugar, hemos calculado la media espacial utilizando una función probabilística con forma de Gaussiana, los denominados *2D probabilistic maps* (Figura 16). La ventaja de este último método de representación es que posibilita la obtención de test de resolución y robustez para determinar la calidad de la solución.

De los resultados se han observados los siguientes patrones: a) la distribución de los valores de Q revela una estructura altamente heterogénea, b) Q depende

fuertemente de la frecuencia y c) el proceso dominante es el fenómeno de scattering, como se ha observado en otras regiones volcánicas.

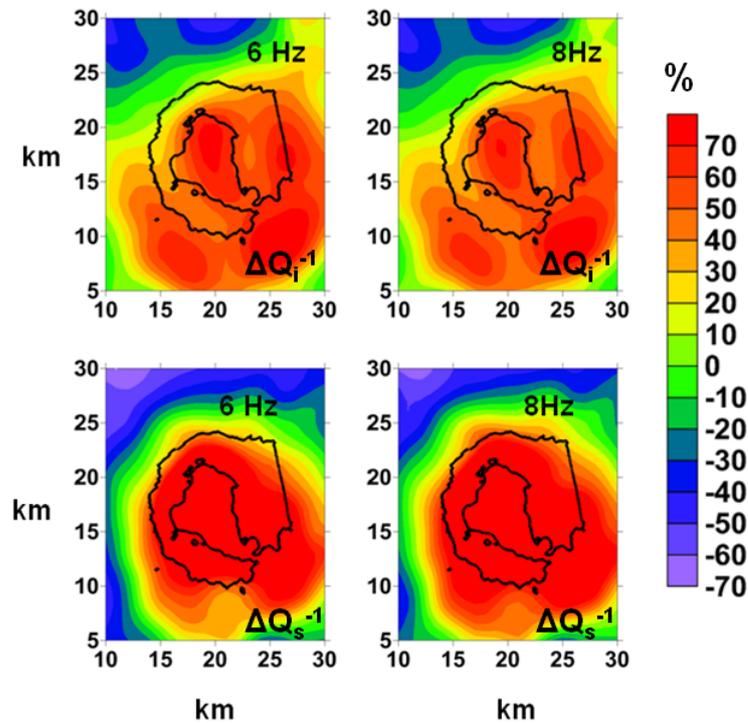


Figura 7: Mapas de anomalías de Q_i^{-1} (a) y Q_s^{-1} (b) obtenidos a 6 y 8 Hz. Los mapas resaltan áreas con fuertes contrastes de atenuación (modificado de las figuras 11 y 12 de Prudencio et al. [2013b]).

10.3. DISCUSIÓN

En general, observamos que la distribución de los valores de Q revela la existencia de una estructura altamente heterogénea para toda la isla y que existe una fuerte dependencia entre los valores de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} y la frecuencia. Podemos distinguir claramente dos regiones en función de su comportamiento de atenuación intrínseca: la zona norte de la región, la cual presenta valores muy bajos de atenuación que coincide con el basamento cristalino del margen continental del Estrecho del Bransfield [Zandomenighi et al., 2009] y el resto de la isla donde podemos identificar cuerpos de alta atenuación. Los cuerpos de alta atenuación intrínseca, coinciden con las zonas de baja velocidad descritas por Zandomenighi et al. [2009].

La principal observación que podemos hacer sobre la distribución de Q_s^{-1} es que la zona con mayores valores de scattering, en comparación con el resto de la región, corresponde con el centro de la Isla Decepción (Port Foster). Esta zona coincide con altos valores de atenuación intrínseca y corresponde a la zona donde estudios anteriores propusieron la existencia de una capa de material de baja velocidad que consistiría en una capa de relleno de cuenca junto con una cámara magmática subyacente que se extendería desde 1.5 km hasta aproximadamente 6 km y que podría contener un gran volumen de material parcialmente fundido.

CAPÍTULO 11. ESTRUCTURA 3D DE ATENUACIÓN MEDIANTE EL MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA

11.1. APLICACIÓN DEL MÉTODO

A partir del modelo 3D de velocidad obtenido por [Zandomenighi et al. \[2009\]](#) hemos obtenido la trayectoria de cada rayo sísmico mediante una aproximación del método de *bending*. Una vez realizado el trazado del rayo hemos considerado aquellas señales de máxima calidad siguiendo el mismo razonamiento de capítulos anteriores. Así, hemos seleccionado aquellas señales con un ratio (relación entre la amplitud de las ondas P y las ondas de coda) mayor a 1,5.

Siguiendo la misma metodología usada para Tenerife, hemos establecido que la duración de la ventana de las ondas P sea de 1.5 segundos desde la llegada de la onda P y de 3 segundos, de 9 a 12 segundos desde el tiempo origen, la duración de la ventana de las ondas de coda. Hemos aplicado la Transformada de Fourier Discreta (DFT) a estas ventanas y calculado la media del módulo de la transformada, la amplitud espectral, para una banda de frecuencia centrada a 6 Hz. A continuación, hemos calculado el ratio entre las amplitudes espectrales de las ondas P y las ondas de coda.

Por último, hemos calculado las intersecciones de los trazados de los rayos en cada bloque de $1km^3$ en los que hemos dividido la región, obteniendo así los valores de s_b y l_{ijb} . Finalmente, hemos realizado la inversión para obtener los valores de Q_p^{-1} .

11.2. TEST DE RESOLUCIÓN

Para comprobar la calidad y robustez de la solución hemos realizado un *test de checkboard* y hemos obtenido una solución para aquellos bloques que son atravesados al menos por 5 rayos. Los resultados obtenidos en la figura 8 muestran

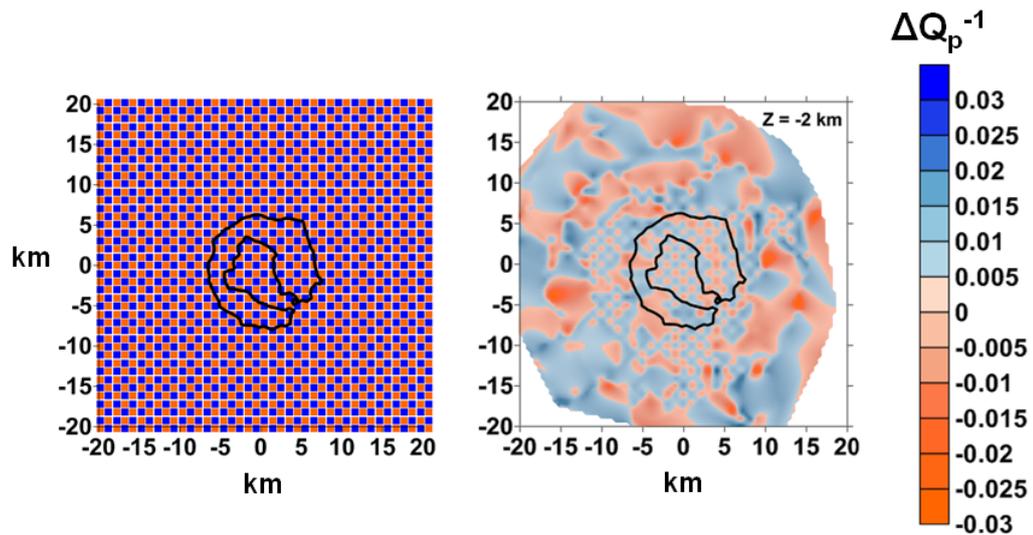


Figura 8: En la izquierda está representada la sección horizontal inicial del tablero de ajedrez. Además, se muestra el resultado de la sección horizontal a una profundidad de 2 km de profundidad.

que existe una muy buena resolución para toda la isla a 2 km de profundidad, lo que demuestra que nuestros resultados están bien resueltos y son de gran calidad.

11.3. RESULTADOS

Hemos representado las distribuciones regionales de Q_p^{-1} mediante mapas de anomalías para resaltar las zonas con altos contrastes de atenuación (Figura 9). Puede comprobarse que se trata de una región altamente heterogénea, destacando la heterogeneidad de alta atenuación que se localiza en el centro de la bahía de Port Foster.

11.4. DISCUSIÓN

Siguiendo los resultados obtenidos para la separación de los efectos de atenuación intrínseca y de scattering, se ha observado que el coeficiente de atenuación total es un reflejo de de la atenuación por scattering.

Como puede observarse, los mapas revelan una distribución muy heterogénea de las anomalías de atenuación, aunque la mayoría vienen asociados a la estructura volcánica de la isla Decepción. La anomalía positiva más destacada, se localiza en Port Foster, lo que implica una estructura de alta atenuación. Esta estructura coincide, en gran medida, con las observaciones realizadas en la separación de los efectos de atenuación intrínseca y de scattering y con las tomografías de velocidad

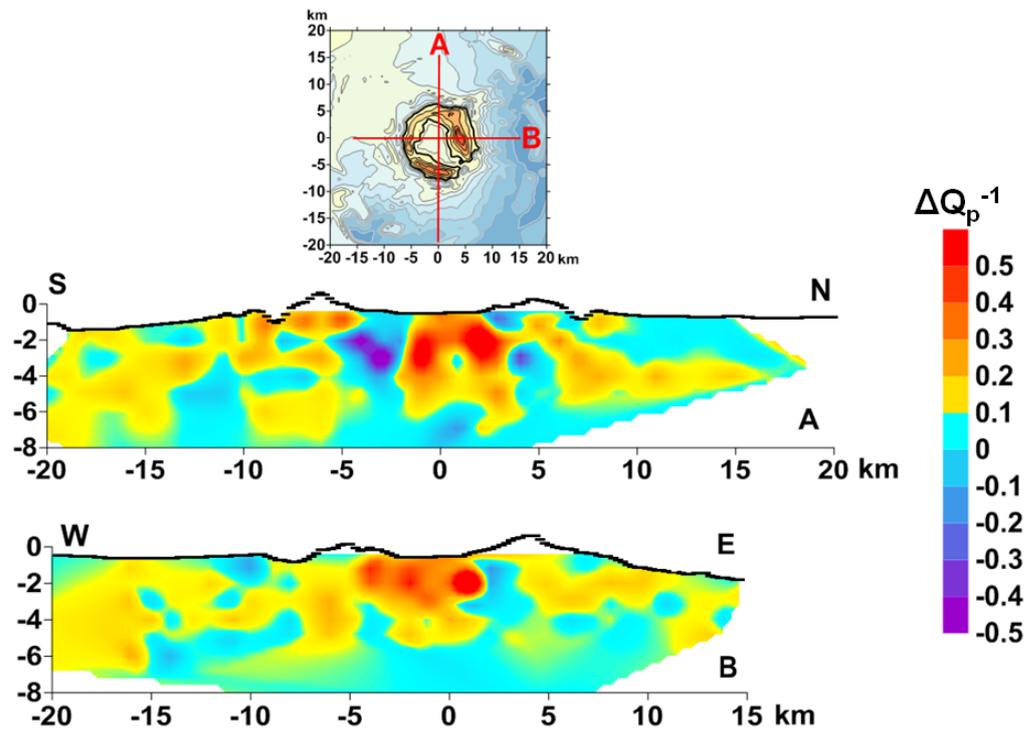


Figura 9: Secciones verticales S-N y W-E que representan la estructura de atenuación obtenidas mediante el método de normalización de la coda.

2D [Ben-Zvi et al., 2009] y 3D [Zandomeneghi et al., 2009]. Puesto que esta estructura se prolonga en profundidad, no es posible relacionarla exclusivamente a los posibles efectos de depósitos volcanoclásticos y sedimentarios en superficie. Por tanto, nuestra imagen puede suponer una confirmación adicional a las ya realizadas, sobre la presencia de un cuerpo de alta atenuación y baja velocidad con material magmático o material parcialmente fundido.

PARTE 4: CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

CAPÍTULO 12. CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

Los resultados obtenidos en la presente tesis nos permiten afirmar que los estudios de atenuación sísmica realizados son necesarios para poder entender de mejor manera o de manera más clara las complejas estructuras de las regiones volcánicas. La distribución bi o tridimensional de la estructura de atenuación resulta un elemento relevante para añadir información de la naturaleza de las rocas bajo los volcanes o ayudar a entender cómo de complejas pueden llegar a ser las estructuras internas en estos ambientes.

Como se ha comprobado, los métodos utilizados en nuestro estudio de atenuación son fiables e independientes y además, pueden aplicarse a regiones pequeñas como la isla Decepción o a más extensas como la isla de Tenerife. Así, pretendemos complementar las tomografías de tiempos de viaje realizadas en los volcanes Usu (Japón), Soufrière Hill (Isla de Montserrat) y Stromboli (Italia) con estos trabajos de atenuación.

Actualmente ha comenzado un proyecto europeo denominado MED-SUV con el objetivo de mejorar el conocimiento del volcán Etna, su entorno y las Islas Eolias. Entre los objetivos de este proyecto está la realización de un experimento de sísmica activa similar a los experimentos TOMODEC y TOM-TEIDEVS, que pretende generar una base de datos que permita realizar las tomografías de velocidad y atenuación.

EXTENDED ABSTRACT

The geological structure beneath volcanoes is mainly studied with the aid of velocity and/or attenuation tomography. Such techniques are based on the study of the propagation of direct waves and inverts for seismic wave velocity and/or total attenuation parameters along the ray paths connecting sources to receivers. When the ray-path distribution is sufficiently homogeneous in the earth volume under study, the method yields an “image” of the velocity and/or attenuation coefficient distribution inside the structure.

In those volcanoes where attenuation studies have been done to complement velocity tomographies, attenuation parameters supported the interpretation of velocity tomography images. These works have added information about the nature of the rocks beneath volcanoes or helped to understand how complex are the waveforms of volcanic earthquakes which have been modified by path effects.

PART 1: INTRODUCTION

CHAPTER 1. SEISMIC ATTENUATION: THE PRINCIPLES

1.1. INTRODUCTION

The Earth is the propagation medium of the seismic waves and we know that it is neither homogeneous or isotropic. This inhomogeneous structure will affect the propagation process of the seismic waves because it is not perfectly elastic. Furthermore, the presence of heterogeneities, will also affect the propagation of the seismic waves.

This complex propagation process had led the development of more complex models to explain all these processes.

1.2. WHY STUDY SEISMIC ATTENUATION?

Spatial distribution of attenuation properties of the region under study, permits identify possible structural heterogeneities. The volcanic regions, areas studied in this thesis, are probably the most complex and heterogeneous structures of the Earth, and therefore, with greater contrasts in physicochemical properties.

As noted in many theoretical and numerical models, the seismic attenuation is very good indicator of physical-chemical properties changes of the medium (O'Connell

and Budiansky, 1977; Fehler, 1982; Gusev and Lemzikov, 1985; Fehler et al., 1988). In the first studies, average values of seismic attenuation were obtained and different patterns were observed depending on the tectonics, seismic activity level or volcanic activity of the region (Mayeda et al., 1992; Del Pezzo et al., 1995; Sato and Fehler, 1998).

The advances in computing power, the performance of active seismic experiments and the appearance of new attenuation theoretical models, have allowed to separate intrinsic attenuation and scattering phenomenas (Hoshiya et al., 2001; Martinez-Arevalo et al., 2003; Giampiccolo et al., 2006) and obtain high-resolution 3D models (Martinez-Arevalo et al., 2005; Del Pezzo et al., 2006a; Tramelli et al., 2006; De Siena et al., 2009).

1.3. GEOMETRICAL SPREADING, ANELASTIC ABSORPTION AND SCATTERING

The *geometrical spreading* phenomenon is known as purely energy distribution. The seismic energy radiated by a source in a perfectly elastic, homogeneous and isotropic medium should be retained. Therefore, with increasing distance the stored energy is reduced and, consequently, the amplitude of the oscillatory motion.

If the amplitude of the seismic waves is attenuated due to non-elastic effects [Anderson and Archambeau, 1964], where the energy is dissipated (absorbed by the medium) as friction heat, the phenomenon is called *anelastic absorption*. It is an intrinsic property of the medium in which the seismic wave are propagated, thus it depends on the tectonic and geologic characteristics of the medium. Because of the anelastic absorption, the seismic waves amplitude registered is smaller than the predicted.

When we take into account the attenuation mechanism suffered by a seismic wave, there are more phenomena that have not yet been considered: those produced by the anisotropy and inhomogeneity of the medium. The presence of heterogeneities have very important effect on the seismic wave propagation. The interaction of a seismic wave with a heterogeneity leads to generate secondary seismic waves which can interfere with each other. This phenomenon is called *scattering*. Thus, the presence of heterogeneities redistribute the energy of the seismic waves. Understanding about the scattering process, we will have information about the heterogeneities of the medium.

1.4. THE MEANING AND THE IMPORTANCE OF QUALITY FACTOR (Q)

The most used parameter to represent the seismic attenuation is the quality factor Q . This parameter represents the ratio between total elastic energy stored and the energy dissipated by seismic attenuation phenomena. This parameter includes both absorption and scattering effects. Assuming anelastic absorption or intrinsic attenuation is characterized by Q_i and scattering attenuation characterized by Q_s , both parameters related to each other with total quality factor Q_t .

Determine the quality factor Q and its variation with the frequency is a powerful tool for the characterization of tectonic, geodynamic or, as in the case of this study, volcanological elements in a region.

CHAPTER 2. DETERMINATION OF SEISMIC ATTENUATION

2.1. INTRODUCTION

The main objective of this thesis is the study of seismic attenuation in active volcanic regions. For this purpose it is necessary to select those methods which allow to obtain Q values. These values are assigned to small regions surrounding the ray path. On the other hand, we should be able to separate Q_i and Q_s effects, especially in these so heterogeneous regions.

2.2. THE CODA NORMALIZATION METHOD

The coda normalization method is based on the equation that correlates, the ratio between the direct wave energy and the coda wave energy, to the spatial distribution of the total quality factors (Q_t^{-1}) calculated along the source and receiver ray path. This method has been applied in recent years to image attenuation structure at a regional and local scale. The method assumes that the coda waves are waves that have suffered scattering processes because of random heterogeneities of the medium (Sato, 1977; Aki, 1980; Aki, 1982).

2.3. THE DIFFUSION MODEL

The seismogram energy envelope can be modeled by the so-called Radiative Transfer equation (also called Transport model, Sato and Fehler, 1998). Useful approximations of Radiative Transfer equation are the single scattering and the diffusion model, which assumes strong multiple scattering [Wegler, 2004].

Since strong scattering processes occur in geological structures with high heterogeneity, the diffusion model is the most appropriate model. It describes

the envelope of the seismogram in volcanic environments, where the degree of heterogeneity is extremely high [Wegler and Lühr, 2001].

CHAPTER 3. THE INVERSION PROBLEM

3.2. INTRODUCTION

Once attenuation values are calculated we have to assign the value of the attenuation at a given region. Thus, each technique or method is associated with a influence or contribution zone. In the diffusion model, the attenuation values correspond to a revolution ellipsoid centered in the middle point between the station and the source. Therefore, it will be necessary to find a representation method which takes into account what is the most likely area where the diffusion process takes place. In the case of the coda normalization method, we can select small enough wave packages to assign influences volumes surrounding the ray path. In this case, the spatial inversion of the values require to use classical seismic tomography techniques.

3.2. INVERSION FOR THE TEMPORAL DISTRIBUTION OF ENERGY

The equation of the Diffusion model can be easily linearized with respect to the two attenuation parameters (b and d). It makes possible to separate the contribution of scattering and intrinsic attenuation effects, through simple linear inversion of the experimental energy envelopes. The equation describes the seismic energy density as a function of time and source-station distance [Dainty and Toksöz, 1981].

In this thesis, we have applied a novel representation technique, based on a new way of space averaging to plot the obtained attenuation values. Initially, we identified the zone surrounding the direct source-receiver path where the multiple scattering processes take place. The probability that the randomly distributed scatterers contribute to the seismogram formation, is represented by a Gaussian function, centered at the source-receiver midpoint. The sum of the probabilities would give us the best estimate of the attenuation parameter for each spatial point.

3.3. 3D ATTENUATION TOMOGRAPHY

Seismic tomography techniques calculate velocity or attenuation anomalies by inverting variables related to the chosen parameter. The steps to perform a tomographic image from seismic data can be summarized as: model parameterization, the direct problem, the inversion and the analysis of the solution.

- Tomographic problem: generally, all linear tomographic problems can be expressed by: $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$. In the case of coda normalization method the tomographic problem is linear and we can estimate the total attenuation coefficient (Q_t^{-1}) by least squares algorithms.
- Model parameterization: due to the studied volume is not completely crossed by ray paths, it is not possible to determine the inner structure of the area. This problem leads to divide the volumen under study into well defined geometrical elements.
- The ray-paths: the ray-path must be as real as possible, to avoid introducing errors or variations in the velocity or attenuation values.
- Inversion of the spectral ratios: the main objective is to obtain de values of \mathbf{m} vector, corresponding to total seismic attenuation coefficients (Q_t^{-1}) from an overdetermined system expressed by $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$. We can obtain vector values by least squares algorithms. Due to the inestability of theses types of problems, regularization methods are used to obtain a more stable and reasonable solution.
- Analysis of the solution: different robustness and resolution tests (e.g. checkerboard test) are used to check if the obtained solution is robust and unique.

PART 2: TENERIFE ISLAND (CANARY ISLAND)

CHAPTER 4. GEOLOGICAL AND GEODINAMICAL SETTINGS

4.1. THE CANARY ISLANDS

The Canary Islands archipelago is located in the Atlantic ocean, on the western side of Africa. In contrast to other volcanic islands, the origin and evolution of the Canary Islands remains open, since no model has been unanimously accepted by the scientific community. The *Unifying Model* developed by [Anguita and Hernan \[2000\]](#) tries to integrate the most accepted models: *Hot Spot Model* ([Oyarzún et al., 1997](#); [Carracedo et al., 1998](#); [Carracedo et al., 2001](#), [Carracedo and Perez-Torrado, 2001](#)) and *Propagating Fracture Model*, which gives to tectonics very important role in the spatial and temporal distribution of the activity ([Anguita and Hernan, 1975](#); [Araña and Ortiz, 1991](#)). From hot spot model they recognizes that the origin of

the volcanism is due to a mantle anomaly, but the model does not preserve the geophysical and geochemical features observed in other hot spot regions. From tectonic model they take the idea that the magma is drained when divergent forces exist.

Volcanic activity on Tenerife starts in the late Miocene (12 Ma). The oldest materials of the islands, which represents the initial subaerial stages, correspond to three old massifs (Figure 10). The subsequent activity is concentrated in two main edifices: the Central edifice and the Ridges (Figure 10). The Central edifice is the result of complex volcanic activity. It has been built in different stages (Cantagrel et al., 1999; Ancochea et al., 2000; Huertas et al., 2002). Teide-Pico Viejo Complex, could be considered as the final stage of its evolution. The volcanic activity has been considered as Strombolian but also explosive eruptions have been reported. The last eruption was Chinyero's eruption in 1909 (Ancochea et al., 1998; Ancochea et al., 1999).

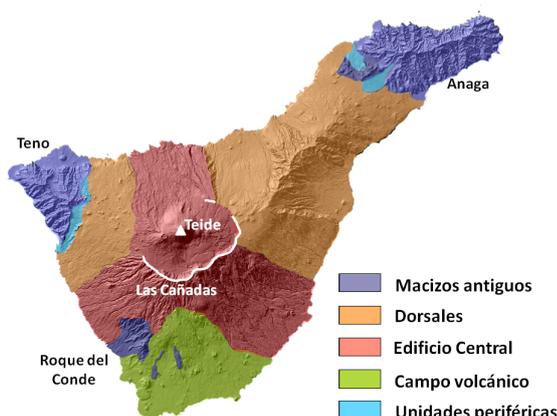


Figure 10: Simplified geological map of Tenerife Island. White triangle correspond to Teide volcano and white line draws Las Cañadas caldera wall (modified from figure 1 of Ablay and Martí [2000]).

4.2. GEOPHYSICAL STUDIES

The geophysical database of Tenerife is not dense enough to deal with any study to obtain inner structure of the island. This fact generates a knowledge gap of the internal structure of the region. To avoid this problem, many geophysical experiments have been carried out on Tenerife.

Gottsmann et al. [2008] carried out a *gravimetric* study with old and new databases to obtain Bouguer anomaly map for Central edifice of the island. The authors

define a body with high density in the center of the island, formed by two structural alignments. They interpret these structures as the structures that have controlled the morphology and volcanic evolution of the island in the last million years.

García et al. [2007] and Blanco-Montenegro et al. [2011] studies collect all (*aero*)magnetic studies performed in Tenerife. García et al. [2007] carried out an experiment to obtain magnetic data and they plot magnetic anomalies into a map which corroborate the patterns previously observed (Araña et al., 2000; Blanco-Montenegro, 1997). Using the same database that provides this experiment, Blanco-Montenegro et al. [2011] presented two 3D magnetic models. These authors interpret magnetic anomalies as deep plutonic bodies or dike systems. In addition, they identified the largest intrusive complex under Teide-Pico Viejo Complex. This feature suggests the existence of a very high density dike, resulting from magma intrusion.

Coppo et al. [2008] performed an *audiomagnetoteluric* study. They used a dataset provided by two experiments carried out in 2004 and 2006 inside Las Cañadas Complex. Obtained model reveals the existence of very conductive layer interpreted as hydrothermal alteration.

First *seismicity* works were done in the 90's (Mezcua et al., 1992 and Del Pezzo et al., 1997 studies). They reviewed the seismicity of the island and analyzed coda waves, respectively. Because of a seismic unrest in 2004, many author tried to give an explanation for this unusual activity (e.g. Almendros et al., 2007; Martí et al., 2009; Domínguez Cerdeña et al., 2011).

However, as seismicity is not dense enough, Watts et al. [1997] and Canales et al. [2000] developed active seismic experiments to obtain the inner structure of Tenerife Island. The last experiment carried out on the island is the TOM-TEIDEVS experiment. It has provided a huge database that allowed García-Yeguas [2010] and García-Yeguas et al. [2012] to perform a *3D P-wave velocity model*. These authors determine that Tenerife Island is characterized by a high velocity body in the center of the island (Figure 11). Around this central body, these authors have identified several areas with low velocity related to the presence of fluids (water, gas or magma), porous or fractured rocks, hydrothermal alterations, volcanoclastic deposits, landslide deposits or combination of these.

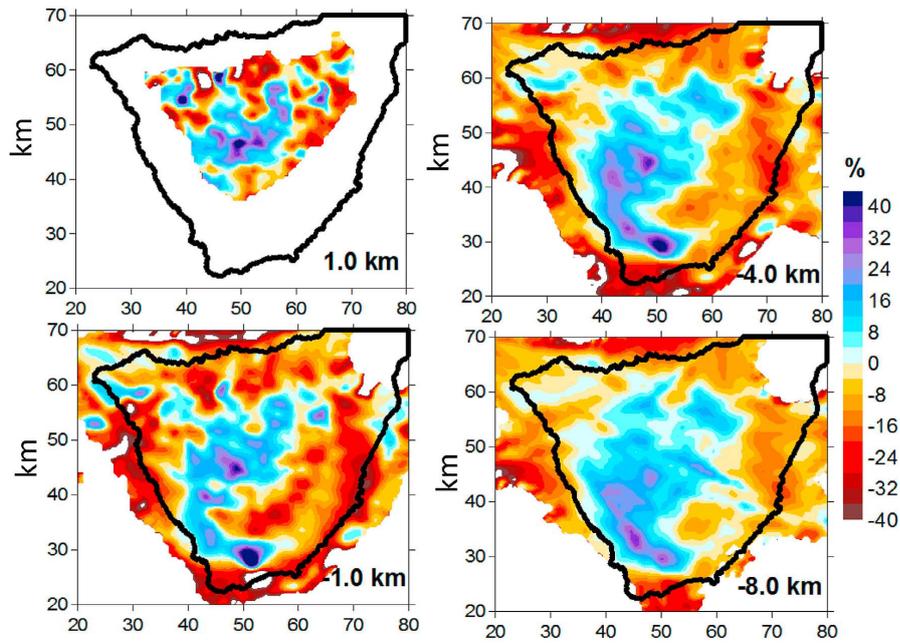


Figure 11: Result of velocity seismic tomography at depths of 1, -1, -4 and -8 km. Relative perturbations in % respect to de 1D reference model are shown (modified from figure 5 of [García-Yeguas et al. \[2012\]](#)).

Using the same dataset provide by TOM-TEIDEVS experiment, [De Barros et al. \[2012\]](#) applied a *beam-forming* analysis on two orthogonal profiles. These profiles crossed the island to find evidences of heterogeneities and the existence of a magmatic chamber. The authors have demonstrated that the technique can locate attenuative deep structures and they characterized two main anomalies. These anomalies could be related to any magmatic system.

Regarding seismic attenuation studies, most of them correspond to studies involving all the archipelago, and therefore, can not be compared to our work.

CHAPTER 5. DATA AND DATA PRE-PROCESSING

5.1. ACTIVE SEISMIC EXPERIMENT

Seismology is probably the tool which providing the greatest information and resolution and, consequently, the seismic tomography (in velocity and/or attenuation) is the best option for this purpose. With this objective, an active seismic experimento (TOM-TEIDEVS) was performed on Tenerife island, becoming the first experiment focused on obtaining seismic velocity tomography of Canary Islands.

5.2. TOM-TEIDEVS EXPERIMENT DESIGN

The experiment was designed to obtain seismic velocity tomography model, with a dense and uniform distribution of seismic stations and shots. The experiment was divided into two legs where over 100 onland seismic stations were deployed covering 137 locations. The air guns were shot every two minutes, corresponding to a separation between shots of around 300 m. In total, 6459 shots were fired.

5.3. DATA AND DATA PRE-PROCESSING

The experiment provided more than 70 Gb of data. A total of 511.599 seismograms were analyzed and transformed into unique format. The quality of the recorded data is generally good, which has led to carried out different studies as high-resolution 3D seismic velocity tomography developed by [García-Yeguas \[2010\]](#) and [García-Yeguas et al. \[2012\]](#), beam-forming analysis [[De Barros et al., 2012](#)] and a seismic attenuation study presented here.

CHAPTER 6. SEPARATION OF Q_i AND Q_s WITH THE DIFFUSION MODEL

6.1. INVERSION FOR THE TEMPORAL DISTRIBUTION OF ENERGY

To fit experimental data to theoretical curves, generated by the diffusion model, we used the methodology describes in [Wegler and Lühr \[2001\]](#). The method is based on the search for diffusivity and intrinsic attenuation coefficients which best fit the theoretical curve to the experimental seismogram envelopes.

6.2. RESULTS

We have represented the obtained results by *mid-point maps*. We introduced a new method to obtain these 2D maps. It is more realistic and better related to the scattering and propagation phenomena, based in a probabilistic function with Gaussian form (*2D probabilistic maps*, figure 12). The advantage of this new technique is that different resolution and robustness tests can be applied to determine the range and areas of the best resolution. In the case of intrinsic attenuation, we observed low attenuation effects for the center of the island. For scattering attenuation, besides the same low-attenuation effect of the center of the island, we observed strong scattering attenuation for the border of the Tenerife Island. We can say that the attenuation contrast of the island is very high, as indicated by the distribution of the Q anomaly values.

6.3. DISCUSSION

We observe a frequency dependence of both Q_i^{-1} and Q_s^{-1} . The space distribution of intrinsic attenuation values shows a predominating central low-attenuation body and it matches with Las Cañadas-Teide-Pico Viejo Complex location. The volcanic structure associated with this anomaly corresponds to well established structural elements suggesting cooled magma, residual of the ancient eruptions. The areas of higher attenuation are located in the external regions of Tenerife Island. These are the areas having more recent volcanism, including historical eruptions, and a large number of monogenic cones. Scattering and total attenuation values reflect a highly heterogeneous distribution over Tenerife. The central body of the island again shows low seismic attenuation effects and the outer areas of the island increase the effects of scattering. This fact supports the hypothesis that the outer regions would have the greatest structural heterogeneity and largest number of heterogeneous volcanic system.

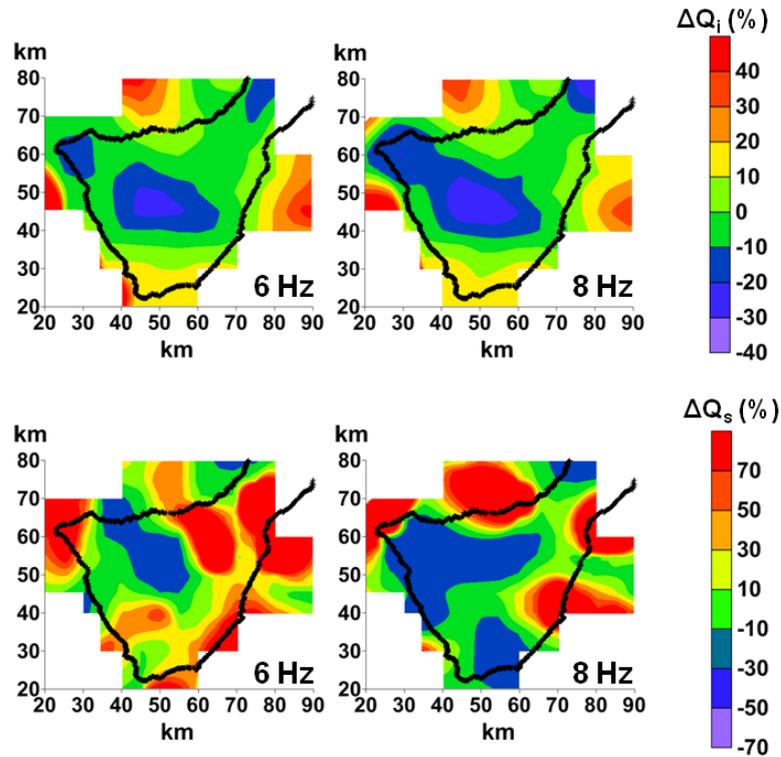


Figure 12: Q_i^{-1} (a) and Q_s^{-1} (b) anomaly maps obtained for 6 and 8 Hz. The maps highlight the areas with high attenuation contrasts (modified from figure 12 of Prudencio et al. [2013a]).

CHAPTER 7. 3D ATTENUATION STRUCTURE WITH CODA NORMALIZATION METHOD

7.1. THE METHOD

Firstly, we estimate the path of each ray in the 3D velocity model of Tenerife obtained by [García-Yeguas et al. \[2012\]](#) using an approximation of the *bending* method. As the methodology requires high quality signals, we have defined a quality factor as the ratio between the root mean square of the P-waves amplitude and coda waves amplitude and we have selected those signal with a ratio ≥ 1.5 .

Following previous assumptions, we have established the duration of P waves window in 1.5 seconds from the P-wave arrival time and the coda waves window between 15 and 18 seconds from origin time. Then, we have applied a Discrete Fourier Transform (DFT) for both windows and calculated the average of the DFT module for a frequency band centered at 6 Hz.

Lastly, we have obtained the intersections of the ray paths with $4km^3$ blocks in which we have divided the region, obtaining the values of s_b y l_{ijb} for each block. Finally, we have inverted to obtain Q_p^{-1} values.

7.2. RESOLUTION TEST

We have performed a *checkerboard test* to check the quality and robustness of the solution. We have obtained a solution for those blocks which are crosses at least for 5 rays. In figure 13 we can see the obtained results. As we can see from the results, the NW region of the studied region is the best resolved area.

7.3. RESULTS

We have plotted Q_p^{-1} regional distributions into anomaly maps (Figure 14) to highlight the areas with high attenuation contrasts. As we have seen for intrinsic and scattering attenuation maps, Tenerife Islands is a highly heterogeneous regions, with high attenuation contrasts. It is remarkable that the structure beneath Teide is dominated by low attenuation.

7.4. DISCUSSION

The methodology described by [Del Pezzo et al. \[2006a\]](#) and [De Siena et al. \[2009\]](#) was initially proposed for develop attenuation tomography with earthquakes, but as ? have demonstrated this methodology is also applicable to P waves generated by seismic active.

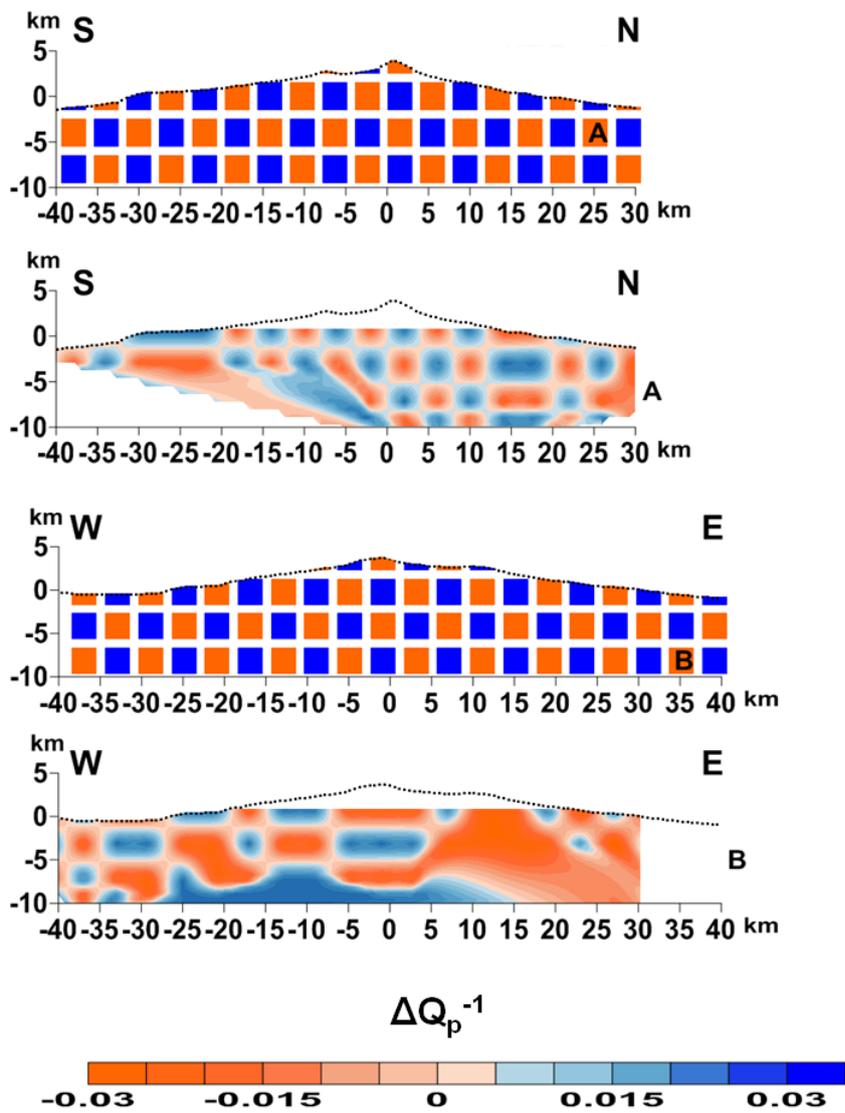


Figure 13: S-N and W-E vertical sections of initial checkerboard model and the result of each vertical section is shown.

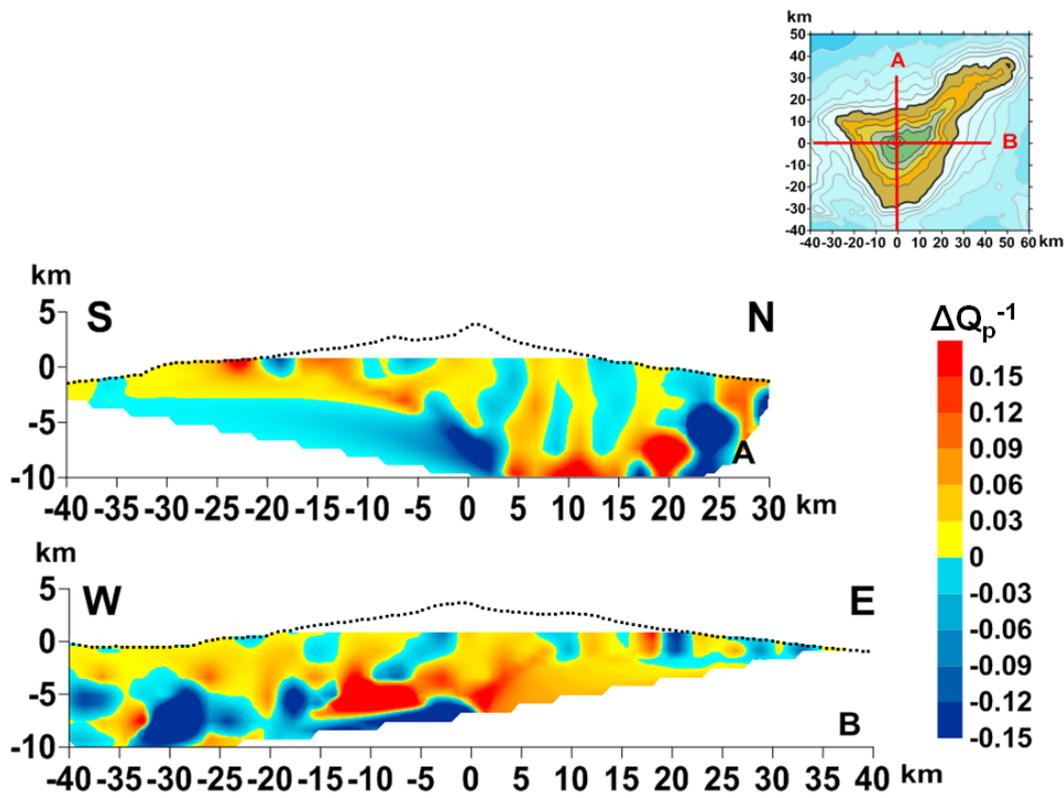


Figure 14: S-N and W-E vertical sections which represents the attenuation structure obtained with coda normalization method.

Following the results obtained by the separation of intrinsic and scattering effects, we can consider that the total attenuation coefficient is influenced by scattering effects.

We can observe that the structure of the whole island is highly heterogeneous, with strong seismic attenuation contrasts. The images show strong correlations with high and low velocity contrasts observed in the tomography. From the point of view of regional distribution, we can observe that there are two bodies of high seismic attenuation located in the North and East of the studied region. The East structure matches with the region of 1704-1705 eruptions. The north structure is also observed by [García-Yeguas et al. \[2012\]](#) and they have interpreted this structure by the presence of fluids (water, gas or magma), highly fractured and/or porous rocks, hydrothermal alterations, volcanoclastic deposits or a combination of all of them. Note that the deep structure below Teide is dominated by the low attenuation, which is compatible with the observations of an ancient volcanic body.

Finally, it is remarkable that attenuation tomography images confirm, or help to understand the complexity of the region and it is revealed as an indispensable tool in the study of volcanic regions.

PART 3: DECEPTION ISLAND (ANTARCTICA)

CHAPTER 8. GEOLOGICAL AND GEODINAMICAL SETTINGS

8.1. THE BRANSFIELD STRAIT

Deception Island is located on the west side of Antarctic Peninsula, in South Shetland Islands archipelago. Deception Island lies in a quite complex regional tectonic framework. In this region two tectonic plates converge, South American plate and Antarctic plate, and also other three microplates, Scotia, Drake and Shout Shetland Island plates. The Bransfield Strait is a “barc-arc” type basin, produced by the subduction located NW of the South Shetland Islands between Antarctic and Phoenix plates.

The crustal extension produces the thickness of the crust and normal faults with parallel orientation to the Bransfield axis. These fractures favor the volcanism and so there are many volcanoes along the extension axis. These volcanoes may become subaerial as Deception Island.

8.2. DECEPTION ISLAND FORMATION

The formation stages of the island are divided into pre-caldera deposits and post-caldera formation. The first stage was characterized by low energy eruptions, as subaquatic lavas. The final activity of this stage was more explosive and pyroclastic surges were generated. This stage ended with a single large-scale eruption that resulted in the caldera. Recently, [Torrecillas et al. \[2013\]](#) have reconstructed the paleo-volcanic edifice, earlier than the caldera formation, with GRM (*Geodynamic Regression Model*) method including terrace deformation and GPS monitoring data. The post-caldera activity is characterized by phreatomagmatic and effusive eruptions that created numerous clastogenic lavas, volcanic scoria and several deltaic platforms.

The recent volcanic activity on the island has been relatively smaller in volume and is located near the coastline, in the inner bay of the island. The first historical eruption dates from 1842 and concludes with 1970 eruption that took place along the northern border of Telefon bay.

8.3. GEOPHYSICAL STUDIES

As for Tenerife, the geophysical database of Deception Island is not dense enough to deal with any study to obtain inner structure of the island. Furthermore, the seismic activity not always have been recorded, since measurements can only be made during antarctic surveys (between November and March). This situation has also led to propose different geophysical experiments to avoid this knowledge gap of the structure.

In *gravimetry*, highlight the studies developed by [Navarro et al. \[2002\]](#) and [Muñoz-Martin et al. \[2005\]](#). Both studies recognize the existence of several gravimetric anomalies in two axes (NE-SW and NW-SE). They interpreted these anomalies as the consequence of ancient volcanic deposits.

[Muñoz-Martin et al. \[2005\]](#) characterized the main magnetic discontinuities observed in the region. These authors identify positive anomalies NE-SW oriented that could correspond to the volcanic line of Bransfield Strait. The negative anomalies, NW-SE oriented, are produced by recent volcanism and thermal anomalies. The authors attribute this minimum to a high temperature body of andesitic magma located 2 km depth under Deception Island.

[Pedrera et al. \[2011\]](#) made broadband *magnetotelluric* measurements at seven sites. Firstly, they obtain a 2D model to identify the main structures, and then, taking into account these structures, they performed a 3D resistivity model. The authors

identify 3 conductive small bodies near the surface. Also identify a elongated conductive body between 2 and 10 km depth at the south of the island and they interpret as a partially molten material associated with a magma chamber beneath the island.

Seismic monitoring at Deception Island began in 50's when a seismometer in Argentinean antarctic base was installed. But the last eruptions occurred in the island, forced the evacuation of antarctic bases. The seismic monitoring was restarted during the 1986 antarctic surveys and continues to the present. The most remarkable episodes correspond to 1991-92 and 1998-99 seismic crisis, when the seismicity increased significantly in both number and magnitude.

However, because of monitoring interruption and the insufficient seismicity, several seismic experiment have been carried out to determine the internal structure of the island. Most of them are limited to seismic refraction studies [Rey et al., 2002] or regional studies (e.g. Sroda, 2002; Agudo-Bravo, 2003; Christeson et al., 2003). However, the last seismic experiment developed in the island, TOMODEC experiment, provided a large database allowing to perform a 3D P-wave velocity model (Zandomeneghi, 2007; Zandomeneghi et al., 2009) and two 2D P-wave velocity profiles [Ben-Zvi et al., 2009]. The tomographic images obtained by (Zandomeneghi, 2007; Zandomeneghi et al., 2009) (figure 15) show strong lateral variations in velocity, which the author relate to the presence of magmatic system. It contains partially molten material or cooled intrusive bodies, variations in the thickness of the sedimentary deposits or cortical elements with different age and origin.

In the antarctic surveys where it has been possible to deploy more than one station, evidences of high attenuation structure in the island has been found [Vila et al., 1995]. Martinez-Arevalo et al. [2003] using different techniques (spectral and broadening of the pulse or coda normalization method, among others) studied the *seismic attenuation* at short hypocentral distances and for frequencies between 6 and 30 Hz. The results obtained by these authors indicate that scattering process dominates over the intrinsic attenuation and they determine that Q_c and Q_i are very similar in the frequency range analyzed.

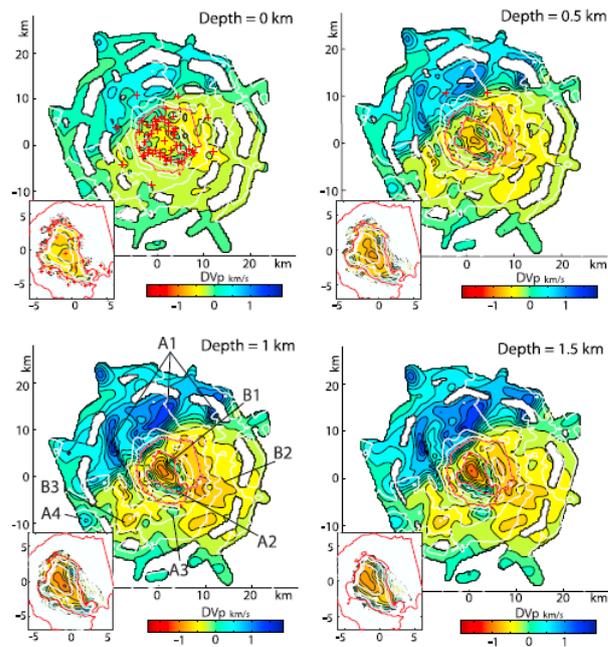


Figure 15: Horizontal section of tomographic model. The coastline is plotted as red line and the position of seismic station is represented by red crosses (figure 6 of Zandomeneghi et al. [2009]).

CHAPTER 9. DATA AND DATA PRE-PROCESSING

9.1. TOMODEC EXPERIMENT DESIGN

The experiment was designed to obtain a dense and uniform distribution of seismic stations and shots. The final design consisted of 95 onland seismic stations and 14 OBS (Ocean Bottom Seismometers). The air guns were shot in the inner bay of the island and around the island.

9.2. DATA AND DATA PRE-PROCESING

The experiment provides more than 70,000 traces which have been analyzed and transformed into a unique format. The quality of the recorded data is good, leading to perform different studies as high-resolution 3D seismic velocity tomography developed by Zandomeneghi et al. [2009], 2D P-wave velocity profiles by Ben-Zvi et al. [2009] and this seismic attenuation study.

10.1. INVERSION FOR THE TEMPORAL DISTRIBUTION OF ENERGY

To fit experimental data to theoretical curves generated by the diffusion model we used the methodology describes by [Wegler and Lühr \[2001\]](#). The method is based on the search for diffusivity and intrinsic attenuation coefficients which best fit the theoretical curve to the experimental seismogram envelopes.

10.2. RESULTS

The attenuation values resulting from this study, have been represented in *mid-point maps*. We have introduced a new method to obtain these 2D maps, more realistic and better related to the scattering and propagation phenomena. It is based in a probabilistic function with Gaussian form (*2D probabilistic maps*, figure 16). The advantage of this new technique is: different resolution and robustness tests can be applied to determine the range and areas of the best resolution. The following common patterns are seen: a) the distribution of Q values reveals a very heterogeneous structure of the island, b) Q is strongly frequency dependent and c) the dominant attenuation process corresponds to scattering phenomena, as has been observed in other volcanic regions.

10.3. DISCUSSION

In general, we observe that attenuation values reveal the existence of a highly heterogeneous structure for the entire island with an strong dependece between Q_i^{-1} and Q_s^{-1} and frequency. Two clearly different regions can be distinguished: the upper zone of the region, presenting very low attenuation values, which matches the crystalline basament of the continental edge of the Bransfield Strait [[Zandomenoghi et al., 2009](#)] and the rest of the island where several bodies of high attenuation can be distinguish. This high attenuation areas match zones of low velocity anomalies determined by [Zandomenoghi et al. \[2009\]](#).

The main observation about Q_s^{-1} distribution is that an area with the strongest scattering effect, in comparison to the rest of the studied region, corresponds to the center of Deception Island (Port Foster). It coincides with the region with high intrinsic attenuation and it is located in a zone where previous studies reported a layer of low-velocity material infilling the caldera basin along with an underlying possible magma chamber extending downward from around 1.5 km below the seafloor to as much as 6 km, which may contain a large volume of molten material

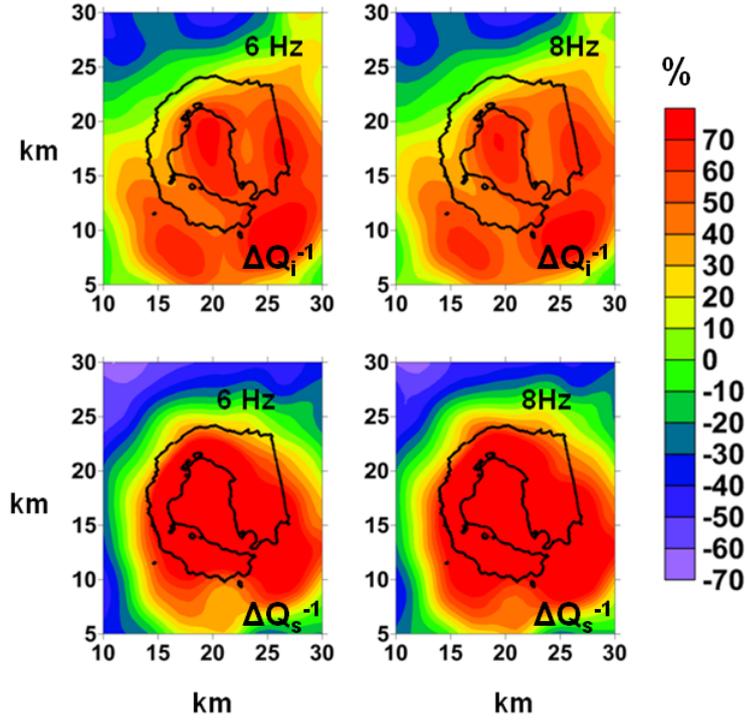


Figure 16: Q_i^{-1} and Q_s^{-1} anomaly maps for 6 and 8 Hz. Maps highlight the areas with strong attenuation contrasts (modified from figures 11 and 12 of Prudencio et al. [2013b]).

CHAPTER 11. 3D ATTENUATION STRUCTURE WITH CODA NORMALIZATION METHOD

11.1. THE METHOD

From 3D velocity model obtained by Zandomeneghi et al. [2009] we have obtained the path of each seismic ray with a *bending* approximation method. Once we have obtained the ray paths, we have considered high quality signals according to previous assumptions. Thus, we selected those signals with a ratio (ratio between the amplitude of the P waves and coda waves) greater than 1.5.

Following the same methodology used to Tenerife, we have established the duration of the P-waves window in 1.5 seconds from P-wave arrival and in 3 seconds, from 9 to 12 seconds from the origin time, for coda waves window. We have applied a Discrete Fourier Transform (DFT) to these windows and calculated the average of the module, the spectral amplitude, for a frequency band centered at 6 Hz. Then we have obtained the ratio between the spectral amplitudes of P waves and coda waves.

Next, we have calculated the intersections of the ray path with each block of 1km^3 size in which we have divided the region; thus, we have obtained the s_b and l_{ijb} values. Finally, we have inverted to get the Q_p^{-1} values.

11.2. RESOLUTION TEST

To check the quality and robustness of the solution we have performed a *checkerboard test* and we have got a solution for those blocks that are crossed at least for 5 rays. The results show in Figure 17 shown that there is a very good resolution for the entire island at 2 km depth, which demonstrates that our results are well resolved.

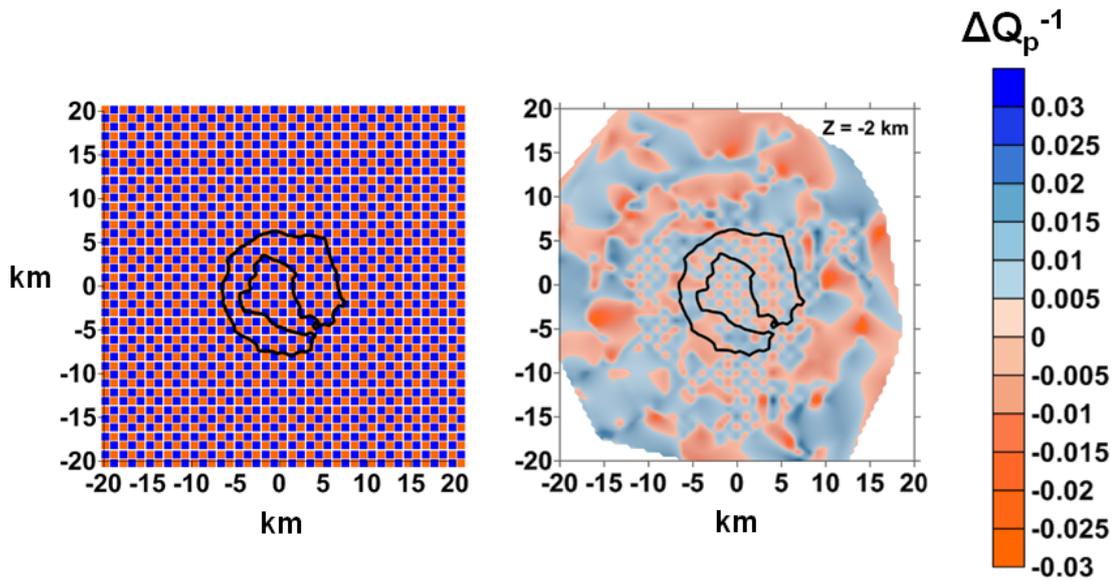


Figure 17: In the left the initial checkerboard model is represented and in the right, the result of horizontal section at 2 km depth is shown.

11.3. RESULTS

We have plotted Q_p^{-1} regional distributions into anomaly maps to highlight the areas with high attenuation contrast (Figure 18). We can observe that it is a highly heterogeneous region. Note that the highest attenuation anomaly is located in the center of Port Foster.

11.4. DISCUSSION

Following the results obtained by the separation of intrinsic and scattering effects, we can consider that the total attenuation coefficient is influenced by scattering effects.

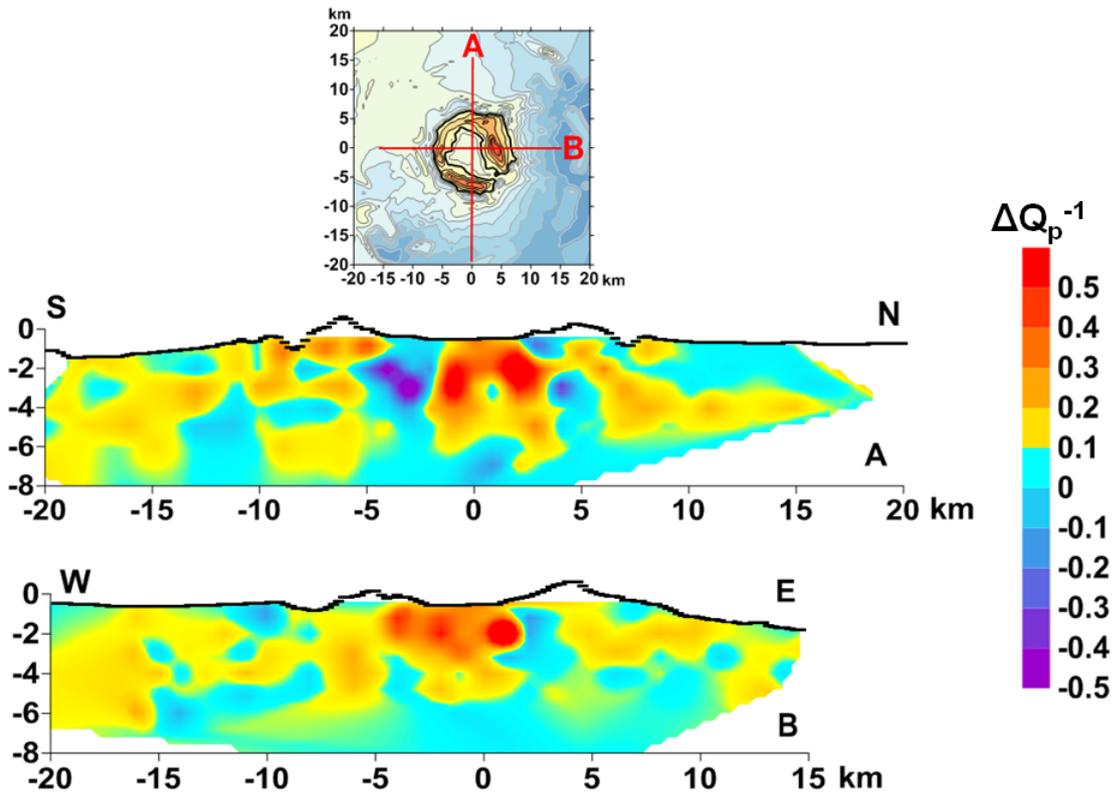


Figure 18: S-N and W-E vertical sections which represents the attenuation structure obtained with coda normalization method.

As can be observed, the maps reveals a very heterogeneous distribution of attenuation anomalies and most of them are associated with volcanic structures of Deception Island. The most important positive anomaly, located in Port Foster, implies a high attenuation structure. This structure coincides with the observations made in the separation of intrinsic and scattering effects, with the 2D velocity tomography Ben-Zvi et al. [2009] and the 3D velocity tomography Zandomeneghi et al. [2009]. Since this structure extends in depth, it is not possible to attribute only the effect of volcanoclastic and sedimentary deposits. Therefore, our image can be assumed as a confirmation of the presence of a body with high attenuation and low velocity with magmatic or partially molten material.

PARTE 4: CONCLUSIONS AND FUTURE WORK

CAPÍTULO 12. CONCLUSIONS AND FUTURE WORK

The results obtained in the present study allow us to affirm that attenuation studies are necessary to be able to understand better or more clearly the complex structures of the volcanic regions. 2D or 3D distributions of the attenuation structure is an important element which add information on the nature of the rocks beneath the volcanoes and/or help to understand how complex could be the waveform in these environments.

The methods used in our attenuation study are reliable and independent and can be applied to small regions as Deception Island or to larger regions as Tenerife Island. Taking this into account, we want to complement the travel time tomographies performed at Usu volcano (Japan), Soufrière Hill (Montserrat Island) and Stromboli (Italy) with our attenuation studies.

In addition, an European project called MED-SUV has begun in order to improve the knowledge of Etna, its surrounding areas and Aeolian Islands. One of the objectives of this new project is to carry out an active seismic experiment similar to TOM-TEIDEVS and TOMODEC which will generate a large database allowig to perform a high resolution velocity and attenuation tomographies.

Parte 1

INTRODUCCIÓN

"Its like a kind of magic"

(hablando sobre las ondas de coda)

— Keitii Aki, 1988

Capítulo 1

ATENUACIÓN

SÍSMICA:

PRINCIPIOS

ATENUACIÓN SÍSMICA: PRINCIPIOS

1.1 INTRODUCCIÓN

Todos en nuestra vida cotidiana estamos familiarizados con el proceso de atenuación de las ondas. El ejemplo más sencillo es el del sonido, sabemos que cuanto más lejos estemos de una campana, menor será la intensidad del sonido que percibamos. La propagación de las ondas sísmicas no es un fenómeno ajeno a este proceso. Por regla general, los efectos de un terremoto son menores cuanto más lejos estamos del epicentro. Este fenómeno se conoce con el nombre de atenuación sísmica y no difiere de cualquier proceso de atenuación de las ondas elásticas. En general, cuando se estudia la atenuación sísmica las preguntas fundamentales que hay que responder son:

¿A qué se debe esta atenuación de la amplitud de las ondas sísmicas?

¿Qué procesos la gobiernan?

¿Qué información nos transmite?

Resulta intuitivo pensar que esta pérdida de energía dependa de las características del medio. La Tierra es el medio de propagación de las ondas sísmicas y se sabe que no es ni homogénea ni isotrópica. Esta estructura no homogénea deberá afectar al proceso de propagación porque no es un medio perfectamente elástico. Esto implica que esa anelasticidad llevará asociado una pérdida de energía. Además, la presencia de estructuras heterogéneas deberán afectar a la propagación de las ondas, unas veces produciendo refracciones y reflexiones y otras dando lugar a lo que se define como procesos de scattering, redistribuyendo la energía como consecuencia de las heterogeneidades del medio. Junto a este proceso no debemos olvidar el proceso de expansión geométrica que consiste en una pérdida de amplitud debido a una redistribución del frente de ondas. Por tanto, tendremos una pérdida de energía de las ondas sísmicas debido a la anelasticidad del medio (atenuación intrínseca), a las heterogeneidades del medio (atenuación por scattering) y a la expansión geométrica.

Esta complejidad en la propagación de las ondas ha dado lugar al desarrollo de numerosos modelos cada vez más complejos que buscan explicar el proceso de atenuación sísmica, que si bien son cada vez más avanzados, no han dado repuesta

a todas las preguntas abiertas. Uno de los grandes avances que se están obteniendo a partir del estudio de la atenuación sísmica es obtener modelos cada vez más fiables sobre las características de propagación del medio. De tal manera que cada vez más se incorporan los análisis de atenuación sísmica en los estudios en profundidad de cualquier lugar de la Tierra.

Esta tesis está enfocada a aportar alguna respuesta a las preguntas anteriormente planteadas en ambientes volcánicos.

1.2 ¿POR QUÉ ESTUDIAR LA ATENUACIÓN SÍSMICA?

La diferenciación espacial de las propiedades atenuativas de una región permite identificar las heterogeneidades estructurales de la misma. Es bien conocido que la litosfera es un medio altamente heterogéneo [Sato and Fehler, 1998] y cada vez se están dando más pasos para caracterizar estas heterogeneidades. Las áreas volcánicas, regiones de estudio de esta tesis, son probablemente las regiones estructuralmente más complejas y heteróneas de la Tierra y por ende, con mayores contrastes en sus propiedades físico-químicas. Se pueden citar por ejemplo:

- Composición química. La diferenciación química es muy evidente en ambientes volcánicos. La presencia de diferentes tipos de magmas (de basálticos a riolíticos), la interacción entre ellos, las alteraciones hidrotermales, etc. van a condicionar las características de la propagación de las ondas sísmicas.
- Respuesta a esfuerzos. Una forma de caracterizar la heterogeneidad del medio es observar cómo responde frente a un mismo esfuerzo. La relación esfuerzo-deformación determina los parámetros elásticos que condicionan la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Por tanto, la respuesta que el medio da frente a un mismo esfuerzo se traduce en la presencia de diferentes estructuras. Los volcanes son unas regiones donde los esfuerzos y los parámetros elásticos cambian de manera drástica y rápida, como por ejemplo, la deformación que tiene lugar en la superficie de los volcanes en los momentos previos a una erupción debido a la inyección de magma.
- Anisotropía. Los volcanes son las regiones anisótropas por excelencia. En pocos metros se puede pasar de materiales altamente consolidados a un flujo de lava orientado en múltiples direcciones o a tener fluidos concentrados en los sistemas

de fracturas. Esto hace que no se tengan las mismas propiedades físicas y químicas en todas las direcciones del espacio.

La presencia de evidencias de la heterogeneidad de los volcanes es claramente observable desde su superficie. La estructura volcánica es una superposición de depósitos piroclásticos de diferente tamaño, coladas lávicas de variada composición y de estructuras geomorfológicas complejas. Puesto que este material eruptado proviene del interior de la Tierra, resulta evidente que extrapolación nos lleva a asumir una compleja estructura interna. En la actualidad los estudios de atenuación sísmica se están enfocando en obtener la distribución en atenuación de una región en lugar de un valor promedio para la misma. La representación bi o tridimensional de la estructura de atenuación sísmica en una región dada se conoce como tomografía de atenuación sísmica. Hasta hace poco tiempo obtener una tomografía sísmica resultaba ser un hecho complejo debido fundamentalmente a varios motivos: la carencia de modelos adecuados que expliquen la atenuación, la carencia de potencial de cálculo y la dificultad de tener una base de datos completa tanto espacial como temporalmente. Relacionar las propiedades elásticas y dispersivas del medio y su distribución espacio-temporal con la estructura de una región volcánica, no resulta únicamente de especial interés del conocimiento, sino que se puede utilizar como una herramienta muy útil para la gestión de los peligros volcánicos e incluso como ayuda para los protocolos de alerta temprana.

Las diferentes características físicas y químicas que condicionan los medios volcánicos hacen que sea difícil seleccionar un parámetro que los caracterice de forma clara. El parámetro más utilizado es la velocidad de propagación de las ondas sísmicas y existen numerosos ejemplos en donde se obtienen resultados de gran interés (para el volcán Vesubio [Zollo et al. \[1998\]](#); para el volcán Etna [Aloisi et al. \[2002\]](#); para las Islas Azores [Zandomenighi et al. \[2008\]](#); para el volcán Isla Decepción [Zandomenighi et al. \[2009\]](#) o para la isla de Tenerife [García-Yeguas et al. \[2012\]](#), por ejemplo).

En los medios volcánicos, debido a su carácter altamente heterogéneo, las ondas pueden sufrir una intensa atenuación, refracciones, reflexiones o procesos de scattering. Además la topografía abrupta y compleja de las áreas volcánicas ejerce gran influencia en la propagación de las ondas ([Métaxian et al. 2009](#); [O'Brien and Bean, 2009](#)) lo que dificulta aún más su estudio. Existen resultados que ponen de manifiesto esta complejidad. [La Rocca et al. \[2001\]](#) analizaron explosiones del volcán Vesuvio registradas mediante antenas sísmicas. Observaron que las irregularidades topográficas juegan un papel importante en la generación del fenómeno de scattering a altas frecuencias. [Saccorotti et al. \[2001\]](#) realizaron un estudio en la isla Decepción con la sismicidad

registrada en dos antenas sísmicas situadas en dos lugares diferentes. Usando diferentes técnicas que existen para determinar los parámetros del rayo, lentitud y azimuth, pudieron determinar que los valores calculados para cada antena eran diferentes. Los resultados mostraron una marcada diferencia en las velocidades de las ondas sísmicas que se propagaban por la zona más superficial. Este comportamiento sería el efecto provocado por una heterogeneidad lateral que desviaría los rayos hacia abajo para una de las antenas. [García-Yeguas et al. \[2010\]](#) analizaron los datos registrados por ocho antenas sísmicas en Isla Decepción durante un experimento de sísmica activa llevado a cabo en enero del 2005. Estos autores estimaron los valores de slowness y azimuth y confirmaron la presencia de importantes anomalías de propagación.

Como hemos comentado anteriormente, existe otro valor físico para caracterizar el medio volcánico: la capacidad de transmitir energía, es decir, estudiar los procesos que inducen a una pérdida de energía de las ondas sísmicas, la atenuación sísmica. Como se ha observado de los numerosos modelos teóricos y numéricos que existen en la bibliografía, la atenuación sísmica resulta muy buen indicador de los cambios de las propiedades físico-químicas del medio ([O'Connell and Budiansky \[1977\]](#); [Fehler \[1982\]](#); [Gusev and Lemzikov \[1985\]](#); [Fehler et al. \[1988\]](#)). En los primeros estudios en donde se obtenían valores promedio de la atenuación sísmica se observaban diferentes patrones en función de las características tectónicas de una región, su nivel de actividad sísmica o incluso servían como diferenciador entre regiones tectónicas y volcánicas ([Mayeda et al. \[1992\]](#); [Del Pezzo et al., 1995](#); [Sato and Fehler \[1998\]](#)). Más aún en algunos casos se han usado cambios en los valores de atenuación sísmica como posibles precursores de terremotos significativos (por ejemplo, [Jin and Aki \[1991\]](#)).

Como se observa de estos estudios, la atenuación sísmica es una potente herramienta para caracterizar una determinada zona sísmica. Los avances en la potencia de cálculo, la realización de campañas intensivas de sísmica activa y pasiva y la aparición de nuevos modelos teóricos de atenuación, permiten por un lado separar la contribución de manera fiable de los fenómenos de atenuación intrínseca y scattering ([Akinci et al. \[1995\]](#); [Del Pezzo et al. \[2001\]](#); [Hoshiaba et al. \[2001\]](#); [Martinez-Arevalo et al. \[2003\]](#); [Del Pezzo et al. \[2006b\]](#); [Giampiccolo et al. \[2006\]](#)) y por otro lado, la obtención de modelos tridimensionales de alta resolución ([Gudmundsson et al. \[2004\]](#); [Martinez-Arevalo et al. \[2005\]](#); [Del Pezzo et al. \[2006a\]](#); [Tramelli et al. \[2006\]](#); [Eberhart-Phillips et al. \[2008\]](#); [De Siena et al. \[2009\]](#)).

1.3 EXPANSIÓN GEOMÉTRICA, ABSORCIÓN ANELÁSTICA Y SCATTERING

Para poder realizar una correcta interpretación y correlación de los valores de atenuación sísmica con la estructura volcánica, es necesario entender que fenomenología existe cuando hay una disminución de la energía. En general, estos procesos pueden resumirse en:

- Expansión geométrica
- Absorción anelástica o atenuación intrínseca
- *Scattering*

1.3.1 Expansión geométrica

El proceso conocido como expansión geométrica (*geometrical spreading*) es un fenómeno de distribución energética puramente geométrico. La energía radiada en forma de ondas sísmicas por un foco en un medio perfectamente elástico, homogéneo e isotropo debe conservarse. Por ello, conforme aumenta la distancia del frente de ondas a la fuente disminuye la energía almacenada en el frente por unidad de volumen y, en consecuencia, la amplitud del movimiento oscilatorio. Dicho de otra manera, cuando una onda avanza en un medio tridimensional, los frentes de onda aumentan de superficie [Ibáñez et al., 1993]. Por tanto, la energía en un punto de un frente de onda es menor a medida que el frente de onda es de mayor dimensión. Se dice que la onda ha sufrido una pérdida aparente de energía, porque en realidad la energía total sigue siendo constante en los frentes de onda. Por ejemplo, la energía emitida por una fuente puntual en un medio bidimensional homogéneo se propaga en frentes de onda de forma circular (Figura 1.1). La energía en el punto P2 es menor que en el punto P1, ya que la energía total es constante en todos los frentes de onda.

Un ejemplo muy sencillo de expansión geométrica consiste en soplar por un tubo con forma de cono. Siguiendo a Martínez-Arevalo [2005] se puede comprobar que cuando se sopla por el extremo de mayor radio, el aire sale con más fuerza que cuando se sopla por el extremo de menor radio. Al soplar se generan ondas de presión y cuando éstas se distribuyen en volúmenes mayores, la onda de presión en un punto es de menor energía que cuando se distribuye en volúmenes más pequeños. Otro ejemplo que ilustra este fenómeno se puede observar cuando se tira una piedra a un estanque. Las ondas que se

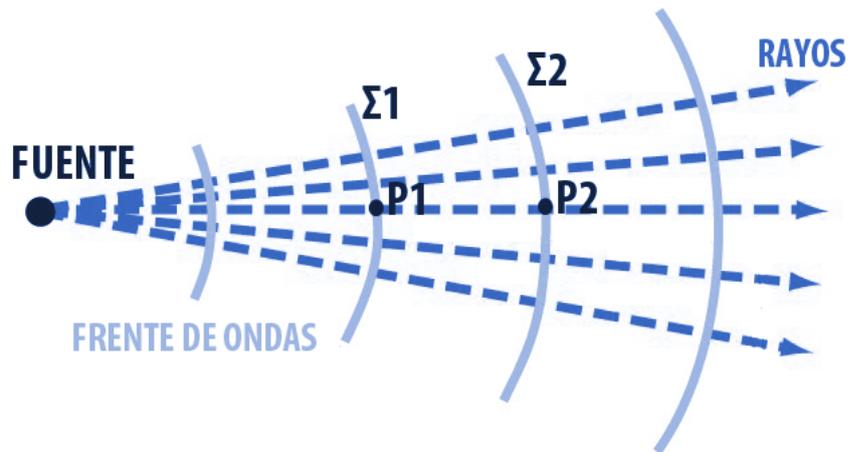


Figura 1.1: La fuente puntual emite frentes de ondas circulares, como Σ_1 y Σ_2 . La energía total en el frente de onda Σ_1 es la misma que en el frente Σ_2 . Sin embargo, la energía registrada en P_2 es menor que en P_1 [Tripler and Mosca, 2005].

generan inicialmente son de mayor altura que las ondas más externas, ya que la energía se tiene que distribuir en una mayor superficie.

Las ondas sísmicas, como cualquier otro tipo de ondas, también sufren expansión geométrica. En este caso, la expansión geométrica causa una pérdida aparente de energía elástica como consecuencia del propio avance de la onda sísmica en el medio. La aparente pérdida de energía en el receptor no ha sido por transformación de la energía sísmica en otro tipo de energía, sino por una distribución de la energía en el medio de propagación.

Si se supone que la Tierra es un medio homogéneo e isótropo y se considera que la propagación de la onda sísmica es tridimensional los frentes de onda son superficies esféricas, de radio igual a la distancia hipocentral, $d = v \cdot t$, siendo v la velocidad y t el tiempo de propagación de la onda sísmica, respectivamente. La energía inicial se redistribuye en superficies de valor $2\pi(v \cdot t)^2$. Así, la pérdida de energía que se observa en un medio homogéneo e isótropo será proporcional a:

$$E(t) \propto t^{-1} \tag{1.1}$$

para ondas superficiales y:

$$E(t) \propto t^{-2} \tag{1.2}$$

para ondas internas (P y S).

En el caso de que el medio sea heterogéneo, la energía de la onda sísmica dependerá del tiempo de propagación como una función potencial, es decir:

$$E(t) \propto t^{-n} \quad (1.3)$$

siendo "n" distinto de 1 y 2 [Ibáñez et al., 1993].

Para obtener una expresión matemática de la expansión geométrica ($G(t)$ a partir de ahora) se deben de considerar sus efectos sobre la amplitud de la onda en vez de sobre la energía, ya que ésta no se puede medir directamente. Suponiendo que la Tierra es un medio homogéneo con una relación lineal entre el esfuerzo y la deformación, la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud (o lo que es lo mismo $A \sim E^{1/2}$), por lo que la función expansión geométrica es de la forma:

$$G(t) \propto \frac{1}{t^{0.5}} \quad (1.4)$$

para ondas superficiales:

$$G(t) \propto \frac{1}{t^1} \quad (1.5)$$

para ondas internas.

Se ha obtenido una ley de proporcionalidad entre $G(t)$ y el tiempo de propagación, para un medio homogéneo, isótropo y una fuente puntual. Mediante estudios de refracción sísmica para medios no homogéneos, se ha comprobado que el exponente "n" de la función expansión geométrica es sensible a la estructura de velocidad de la corteza [Banda et al., 1982], siendo mayor cuánto más heterogéneo es el medio. Frankel et al. [1990], Ibáñez et al. [1993] y Akinci et al. [1995], obtuvieron que "n" era distinto de 0,5 o 1,0, para las ondas superficiales e internas, respectivamente. Sin embargo, cuando se tiene desconocimiento sobre la estructura de velocidad de las zonas de estudio, y a la dificultad de distinguir los efectos de la expansión geométrica y de la atenuación, en la mayoría de los casos se hace la aproximación de que la Tierra es un medio homogéneo (por lo que se suponen índices de expansión geométrica iguales a 0,5 o 1 dependiendo de si las ondas implicadas son superficiales o internas) y se incluyen los efectos heterogéneos de la expansión geométrica en el término que tiene en cuenta los efectos de la atenuación.

1.3.2 Absorción anelástica o atenuación intrínseca

La amplitud de las ondas sísmicas se atenúa con la distancia a la fuente debido a efectos no elásticos [Anderson and Archambeau, 1964], en los que la energía elástica se disipa (es absorbida por el medio) en forma de calor por fricción. Este fenómeno recibe el nombre de absorción anelástica, y constituye una propiedad intrínseca del medio en el que se propagan las ondas, por lo que depende de las características físicas de dicho medio, relacionadas a su vez con los rasgos tectónicos y geológicos del mismo.

Siguiendo Martínez-Arevalo [2005] y Tripler and Mosca [2005] un ejemplo sencillo de absorción o atenuación intrínseca es la disminución de la amplitud de la oscilación de un péndulo simple con el tiempo (ver figura 1.2). Esta disminución es debida a que parte de la energía de oscilación del péndulo se emplea en vencer la fuerza de rozamiento con el aire. Supongamos un péndulo simple en su posición de equilibrio (A). Si se desplaza un ángulo δ_1 (posición B) y se suelta, el péndulo empezará a oscilar. A medida que pasa el tiempo, la amplitud de la oscilación disminuye hasta que el péndulo vuelve al reposo en su posición de equilibrio (A). La energía cinética y potencial del péndulo es utilizada por el mismo para realizar un trabajo que venza la fuerza de rozamiento del aire. Como consecuencia de este trabajo el péndulo pierde energía y por tanto, la amplitud de oscilación del péndulo disminuye. Si se mide la amplitud de la oscilación ($\delta(t)$) en cada ciclo, y se representa en función del tiempo de oscilación (t), se obtiene un conjunto de puntos que siguen la forma de una función exponencial decreciente:

$$\delta(t) = \delta_0 \exp(-mt) \quad (1.6)$$

donde m es una constante que refleja el grado de disminución de la amplitud de oscilación.

La absorción de la energía también se manifiesta cuando se propaga una perturbación en un medio. Esto puede observarse cuando se agita una cuerda unida en uno de sus extremos a una pared, por ejemplo. La pequeña deformación que se produce en uno de los extremos a consecuencia de la agitación se mueve a lo largo de la cuerda y se denomina pulso de onda. El pulso se desplaza por la cuerda a una velocidad definida que depende de la naturaleza de la cuerda y de la tensión a la que está sometida. A medida que avanza el pulso a lo largo de la cuerda, disminuye su amplitud y aumenta su duración (ver figura 1.3). Esto es debido a que parte de la energía proporcionada a la cuerda se invierte en vencer la inercia de la cuerda a la propagación de la deformación.

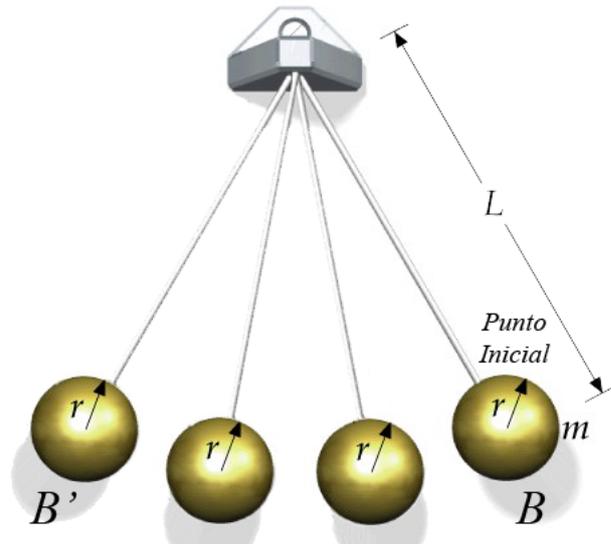


Figura 1.2: Esquema del movimiento oscilatorio del péndulo simple. La amplitud de oscilación inicial del péndulo disminuye a medida que transcurre el tiempo de oscilación. Si no existiera absorción de energía, el péndulo se movería indefinidamente entre el punto B y B' [Tripler and Mosca, 2005].

Volviendo al caso de las ondas sísmicas, los mecanismos de fricción interna implicados en la absorción anelástica son complejos y no han sido determinados y explicados aún con suficiente claridad. En la práctica, la absorción anelástica es la responsable en buena medida de que las ondas sísmicas presenten una amplitud menor que la que predice la Teoría de la Elasticidad, que únicamente considera los efectos de la expansión geométrica y los fenómenos de frontera (reflexión, refracción, partición en una interfaz, conversión e interferencia de ondas, etc.).

Para incluir el efecto de la anelasticidad terrestre en el tratamiento teórico se cuenta con dos posibilidades: modificar las ecuaciones básicas de la elastodinámica (por ejemplo, la ecuación de Navier- Stokes) para considerar el carácter no elástico de la Tierra o introducir un término empírico. Dado que la primera solución, pese a ser la más rigurosa físicamente, implica grandes dificultades para su desarrollo teórico, desde hace varias décadas se ha optado por la segunda opción. De este modo se considera la velocidad de propagación de la onda (v) o el número de onda (k) como un número complejo [Aki and Richards, 1980], lo que da lugar a la aparición de un término exponencial con la distancia hipocentral $e^{-\gamma R}$, denominado término de atenuación, que representa la atenuación anelástica.

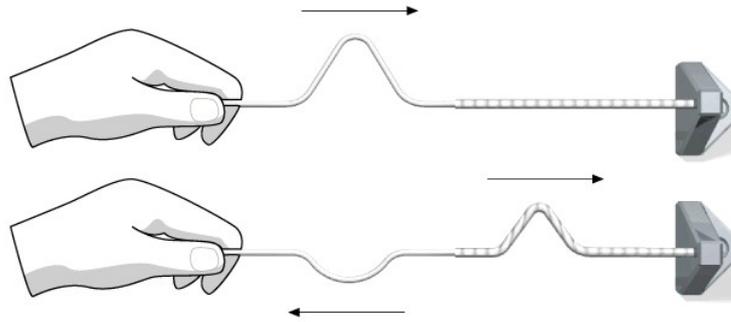


Figura 1.3: Pulso de onda moviéndose por una cuerda hacia la derecha [Tripler and Mosca, 2005].

Sin embargo, el parámetro clásico utilizado para evaluar la atenuación sísmica es el factor de calidad Q (para el caso de la atenuación intrínseca se denomina Q_i). Éste representa para un mismo volumen de material sometido cíclicamente a un esfuerzo elástico, la relación entre la energía elástica total almacenada (E) y la energía disipada por fenómenos de absorción anelástica (ΔE) en un ciclo de excitación armónica:

$$\frac{1}{Q(f)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (1.7)$$

En las regiones volcánicas una importante fuente de fuerte pérdida de energía es la presencia de regiones donde existe material en estado parcialmente fundido o la presencia de fluidos como agua o gas. En estas condiciones se favorece la absorción a bajas frecuencias por procesos mecánicos, aunque también están presentes los fenómenos termoelásticos y termoquímicos asociados a los sistemas de dos fases. Walsh [1968] y Walsh [1969] modeló este fenómeno sólo considerando los efectos mecánicos, obteniendo que este mecanismo es probablemente una de las causas más importantes de atenuación intrínseca o absorción anelástica a bajas frecuencias y altas temperaturas.

Los datos que se disponen para estimar la atenuación intrínseca son las ondas sísmicas. Es posible determinar Q_i midiendo la amplitud o la energía de la onda sísmica. Las estimaciones de Q_i en diferentes partes de la Tierra han puesto de manifiesto que la atenuación intrínseca varía dependiendo de la zona estudiada, por lo que el factor de calidad puede ser usado como indicador de la actividad de una zona determinada. Así, los valores del factor Q_i más altos se asocian con zonas tectónicamente poco activas y el factor Q_i más bajo a una mayor actividad. En las regiones volcánicas, objeto de esta memoria, Q_i suele tomar valores muy bajos asociados a la gran complejidad estructural de la misma, presencia de fluidos, fracturas con fluidos y regiones más consolidadas. Por

ejemplo, en el volcán Hawaii [Mayeda et al. \[1992\]](#) obtuvieron $Q_i = 383$ a una frecuencia de 6 Hz frente a un $Q_i = 1400$ obtenido por [Hoshiya et al. \[2001\]](#) en el Norte de Chile.

1.3.3 *Scattering*

Con la introducción del término de atenuación intrínseca, se incluye en el modelo teórico el efecto de la anelasticidad del medio. Sin embargo, a la hora de contabilizar los mecanismos de atenuación que sufre una onda en un medio como la Tierra, existen aún más fenómenos que aparentemente no se han considerado. Se trata del producido por la anisotropía y la falta de homogeneidad del medio. La Tierra dista mucho de ser un medio homogéneo a cualquier escala. La presencia de heterogeneidades a todos los niveles, especialmente a escalas locales y regionales (de centenares de metros a centenares de kilómetros), tiene un efecto crucial en la propagación de las ondas elásticas. Como queda recogido en el Principio de Huygens, la interacción de una onda con una heterogeneidad del medio da lugar a la generación de nuevas ondas secundarias que tienen por foco la propia heterogeneidad y que en su propagación pueden interferir entre sí. Este fenómeno recibe el nombre de *scattering*¹. Así, la presencia de heterogeneidades en el interior de la Tierra produce una redistribución de la energía en el espacio y en el tiempo (cambios en la dirección de propagación de las ondas y/o cambios de fase) y por lo tanto, conocer el proceso de scattering de un medio informa sobre la mayor o menor heterogeneidad del mismo.

La relación entre la longitud de onda (λ) de la radiación y las dimensiones del obstáculo o heterogeneidad, va a determinar el que se produzca scattering o no, tal y como se observa en la figura 1.4.

- Si $\lambda \gg a$: la onda sísmica no detecta la presencia del obstáculo, y por tanto, la probabilidad de que se produzca scattering es muy pequeña.
- Si $\lambda \ll a$: los obstáculos aparecen como límites de separación de diferentes capas y está priorizada la reflexión y/o refracción de las ondas sísmicas.
- Si $\lambda \sim a$: el scattering es el mecanismo principal de pérdida de energía sísmica.

El fenómeno de scattering ha sido ampliamente estudiado en muchos campos de la física y está asociado a las heterogeneidades presentes en el medio de propagación de

¹ La palabra *scattering* se traduce en español como "dispersión" y a veces también como "difusión". Cuando se habla sobre ondas sísmicas estas palabras hacen referencia a otros fenómenos. Por tanto, cuando a lo largo de esta tesis se hable de scattering, se hablará de una redistribución y no de difusión ni dispersión.

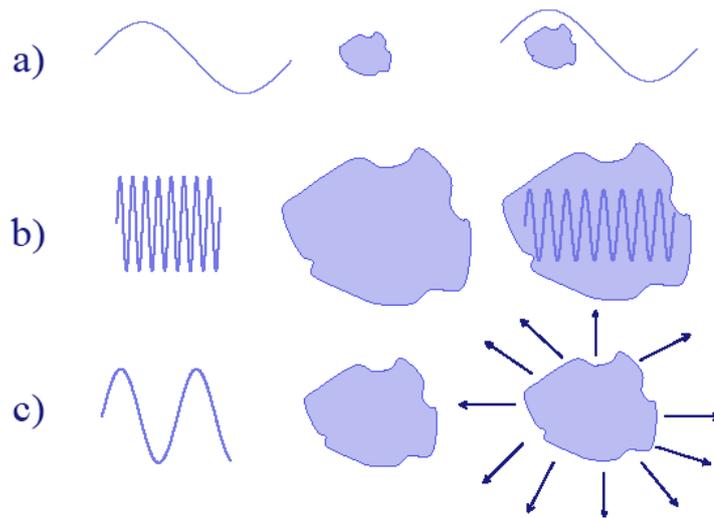


Figura 1.4: (a) La onda sísmica se propaga como si no existiera el obstáculo, (b) las dimensiones del obstáculo son lo suficientemente grandes para que la onda sísmica considere al obstáculo como otro medio con velocidad de propagación diferente, (c) las dimensiones del obstáculo son las adecuadas para que se produzca el scattering [Herraiz and Espinosa, 1987].

la energía. Cuando una onda incide en una heterogeneidad cuyas dimensiones son del orden de la longitud de onda, se producen otras ondas, es como si las heterogeneidades se comportasen como nuevas fuentes. A las ondas generadas en las heterogeneidades se les denomina ondas secundarias u ondas de scattering.

Teniendo en cuenta la dirección de la energía secundaria respecto a la energía incidente en la heterogeneidad, el scattering se puede clasificar en:

- Forward-scattering: La mayor parte de la energía secundaria tiene igual dirección que la energía incidente.
- Back-scattering: La mayor parte de la energía secundaria tiene dirección contraria a la energía incidente.

Puede hacerse otra clasificación del proceso de scattering dependiendo de la relación entre la pérdida de energía por scattering y la energía incidente en la heterogeneidad:

- Scattering fuerte. Este caso se verifica cuando:

$$\frac{\Delta E_s}{E_{incid}} \approx 1 \tag{1.8}$$

- Scattering débil. En estos casos se puede considerar:

$$\frac{\Delta E_s}{E_{incid}} \ll 1 \quad (1.9)$$

En la naturaleza lo más común es que no se produzca scattering débil, ni fuerte, que son los dos casos extremos, sino procesos en los que la ondas de scattering puedan sufrir a su vez nuevos procesos de scattering. Es decir, cada obstáculo es expuesto no sólo a la onda procedente de la fuente, sino también a las ondas de scattering producidas por otros obstáculos. A este proceso se le denomina scattering múltiple.

Las ondas sísmicas, como cualquier tipo de ondas, también son susceptibles de sufrir scattering cuando se propagan a través de la Tierra ya que como hemos visto la Tierra está lejos de ser homogénea a cualquier escala. Por similitud con la atenuación intrínseca, para caracterizar la pérdida de energía debido a los procesos de scattering se suele utilizar el factor adimensional Q , que en este caso se denota como Q_s .

Como consecuencia de este fenómeno el patrón de radiación de un terremoto puede quedar notablemente alterado, pudiendo generarse tanto amplitudes menores como mayores a las que se esperarían sin dicho mecanismo, en función de la orientación del nuevo patrón. Con esto queda claro cómo este fenómeno no es un mecanismo de disipación de la energía, como la absorción anelástica, sino de redistribución de la misma, al igual que la expansión geométrica del frente de ondas. Pero a diferencia de la expansión geométrica, puede producir tanto amplitudes menores como mayores de las esperadas inicialmente.

En las zonas volcánicas, debido a su carácter altamente heterogéneo, el factor de calidad de scattering (Q_s) domina frente al factor de calidad intrínseco (Q_i). [Wegler \[2003\]](#) obtuvo que el camino libre medio en el Vesubio ($l_{tr} \approx 200m$) era al menos un orden de magnitud menor que la escala de longitud característica de atenuación intrínseca ($l_i = 2,3 - 10km$), lo que claramente indica que la atenuación por scattering domina frente a la atenuación intrínseca. Estudios similares realizados en el volcán Asama [[Shimizu and Ueki, 1983](#)], en el volcán Usu [[Shimizu et al., 1984](#)], en el volcán Piton de la Fournaise [[Aki and Ferrazzini, 2000](#)] y en el volcán Merapi [[Wegler and Lühr, 2001](#)], corroboran este hecho.

1.4 SIGNIFICADO E IMPORTANCIA DEL FACTOR DE CALIDAD Q

Tal y como se definió Q anteriormente, resulta evidente que en dicho parámetro se incluyen tanto los efectos de la absorción anelástica como los del scattering, por

cuanto éste también contribuye a la pérdida de energía (aunque realmente es una redistribución de energía para el caso del scattering) considerada en el factor de calidad. Así pues, realmente el factor de calidad considera globalmente la atenuación anelástica, o simplemente atenuación (suma de las contribuciones de la absorción anelástica (atenuación intrínseca) y el scattering (atenuación extrínseca). Se deduce que, si el scattering no existe o es despreciable, como en un medio homogéneo, Q se debe únicamente a la anelasticidad del medio. Sin embargo, para el caso general y más habitual existen contribuciones a la atenuación tanto por parte de la absorción anelástica como del scattering, de modo que Q informa simultánea y conjuntamente sobre los dos fenómenos. Si se supone que la atenuación intrínseca viene caracterizada por el mencionado factor de calidad intrínseco Q_i y la atenuación por scattering por un factor de calidad Q_s [Dainty and Toksöz, 1981], ambos parámetros se relacionan con el factor de calidad Q , que engloba ambos mecanismos y que es el que puede determinarse experimentalmente, según la relación:

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_i(f)} + \frac{1}{Q_s(f)} \quad (1.10)$$

Puesto que el objetivo principal de esta tesis es conocer la estructura atenuativa de las regiones bajo estudio, es necesario explicar detenidamente la información que el factor de calidad nos aporta para la comprensión de los resultados obtenidos y la relevancia de su obtención. En este sentido existen dos clases de análisis no excluyentes basados en el cálculo de Q que pueden llevarse a cabo en una región. En primer lugar el factor de calidad, Q , o más concretamente su inverso, Q^{-1} , representa, como ya se ha mencionado, el alejamiento del medio de la elasticidad perfecta (comportamiento que vendría representado por un valor infinito de Q). Así pues, en una primera aproximación, Q nos permite estimar en promedio las características anelásticas de nuestro medio. Dicha estimación es un promedio, ya que no debe olvidarse que el valor de Q representa el comportamiento inferido a partir de múltiples trayectorias distintas en un medio heterogéneo, y que por lo tanto el valor obtenido es una media de la anelasticidad del medio comprendido entre la superficie y la máxima profundidad alcanzada por las ondas, relacionada a su vez con la máxima distancia hipocentral analizada. Como ya se ha visto, en el caso de no realizar la separación del factor de calidad en Q_i y Q_s , Q representa las contribuciones anelásticas de la absorción anelástica y el scattering del medio.

Para los casos en los que resulta imposible conocer las contribuciones anelásticas y de scattering, esta determinación promedio de Q , también resulta especialmente útil

en los estudios sobre peligrosidad volcánica, donde se busca poder caracterizar el medio en relación a la atenuación, sin entrar en muchos detalles sobre la naturaleza y contribución de los procesos puestos en juego. Es decir, lo que se pretende es conocer el comportamiento genérico del medio a efectos prácticos para la prevención de daños.

Por otra parte y a partir de métodos más complejos es posible elaborar una regionalización de Q para una determinada zona (e.g., Singh and Hermann, 1983; Pujades et al., 1990; Martínez-Arevalo et al., 2003) y determinar de este modo la variación de la atenuación sísmica en dicha área. Análogamente puede realizarse un análisis de la distribución de Q con la profundidad (por ejemplo, Ibañez et al., 1990) o finalmente, obtener una tomografía 3D en atenuación sísmica (e.g., Tramelli et al., 2006; De Siena et al., 2009). En consecuencia este conocimiento permite no sólo estimar la variación de la atenuación en la región, sino también distinguir diferentes elementos tectónicos o geológicos en la misma, como por ejemplo la posición de una cámara magmática bajo un volcán que se representará con valores altos de atenuación sísmica.

Sea cual sea el análisis que se lleve a cabo en la determinación del factor de calidad deben considerarse varios aspectos cruciales para su comprensión:

El factor de calidad calculado empíricamente depende no sólo del método empleado, sino de la onda considerada. Es decir, cada modo de propagación de ondas es atenuado por el medio de una forma distinta, de manera que, por ejemplo, los valores obtenidos para Q mediante el análisis de ondas P (Q_α), ondas S (Q_β), ondas Lg (Q_{Lg}) u ondas de coda (Q_c) no son, en principio y en general, equivalentes, por lo que deberá tenerse en cuenta este hecho a la hora de correlacionarlos con otros estudios. Como ejemplo basta citar la relación que liga los factores de calidad obtenidos a partir de ondas P (Q_α) y S (Q_β) suponiendo un coeficiente de Poisson $\sigma = 0,25$ [Udías, 1999]:

$$Q_\alpha = \frac{9}{4}Q_\beta \quad (1.11)$$

La dependencia de Q con la frecuencia es un rasgo clave de cualquier estudio de atenuación. Este hecho surgió empíricamente a partir de diversos estudios del factor de calidad de las ondas de coda Q_c (Aki and Chouet, 1975; Rautian and Khalturin, 1978). En dichos estudios se observó que Q_c aumentaba con la frecuencia y que para un rango de frecuencias entre 1 y 10 Hz dicho aumento podía expresarse mediante una ley de la forma (Hermann, 1980; Aki, 1982):

$$Q_c = Q_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^\mu \quad (1.12)$$

En esta ecuación f_0 es una frecuencia de referencia (usualmente 1 Hz) de modo que normalmente la ecuación 1.12 queda como $Q_c = Q_0 f^\mu$, Q_0 es el valor de Q_c para $f = f_0$, y μ es un número real, que será menor que 1 para el caso de mayor atenuación para frecuencias altas, y mayor que 1 para el contrario.

Este comportamiento con la frecuencia parece deberse al efecto que las heterogeneidades concentradas en la parte más somera de la Tierra tienen sobre el scattering que como hemos visto es especialmente sensible a las frecuencias entre 1 y 20 Hz, ondas de corta longitud de onda, muy sensibles a las particularidades de la trayectoria seguida. Además, dicha dependencia es particularmente crítica para frecuencias próximas a 1 Hz, mientras que según se desciende hacia 0,1 Hz la relación entre Q y f parece hacerse más difusa.

En cualquier caso, estas particularidades, descubiertas en un principio para Q_c , han sido igualmente comprobadas para los factores de calidad determinados a partir de otros modos de propagación. En algunos estudios, por ejemplo, se ha observado que Q_c y Q_β tienden a converger a altas frecuencias, mientras que para frecuencias menores de 3 Hz dicha coincidencia tiende a desaparecer, posiblemente por efecto del scattering múltiple [Aki, 1980]. Incluso otros investigadores [Rautian and Khalturin, 1978] han llegado a afirmar que dicha coincidencia podría ser válida para todo el rango de frecuencias de interés sismológico. La respuesta a estos interrogantes posiblemente depende de la región de estudio y principalmente, de la verdadera relación entre Q_c y Q_β , aún no determinada con claridad, puesto que dichos factores evalúan aspectos diferentes de la atenuación sísmica (especialmente en el caso de Q_c , donde el rango de frecuencias analizado depende mucho de la ventana elegida para la coda).

En cualquier caso, y como consecuencia de la similitud mencionada, puede establecerse que el factor de calidad obtenido a partir de las ondas S, Q_β , depende de la frecuencia según la expresión:

$$Q_\beta = Q_0 f^\mu \tag{1.13}$$

En esta ecuación, lógicamente, Q_0 y μ no son los mismos que para Q_c en la ecuación 1.12 y variarán con la región de estudio. Los valores de Q_0 y μ dependen fuertemente del régimen tectónico de cada área, especialmente para frecuencias próximas a 1 Hz (Singh and Hermann, 1983, Hasegawa, 1985). De este modo para regiones de baja actividad sismotectónica y corteza gruesa más o menos estable se tienen valores de Q_0 muy altos y valores de μ muy bajos (entre 0,2 y 0,4), que indican una baja atenuación. Inversamente, para regiones de alta actividad sismotectónica, corteza joven y delgada (o importantes

potencias de sedimentos que en suma son material más flexible) y elevado flujo térmico, por tanto, menor velocidad de las ondas sísmicas, los valores de Q_0 son bajos (próximos o por debajo de 100), mientras que μ se aproxima a 1, lo que en conjunto indica una elevada atenuación.

Por todo lo expuesto, la determinación del factor de calidad Q y el estudio de su variación con la frecuencia constituye una potente herramienta para la delineación de elementos tectónicos, geodinámicos o como en nuestro caso, volcanológicos en un área, la estimación de la actividad de la misma y el análisis de la proporción en que los distintos mecanismos implicados contribuyen a la atenuación.

Capítulo 2

DETERMINACIÓN DE LA ATENUACIÓN SÍSMICA

2

DETERMINACIÓN DE LA ATENUACIÓN SÍSMICA

2.1 INTRODUCCIÓN

Como se ha descrito en el capítulo anterior, la atenuación sísmica es una potente herramienta para identificar y caracterizar las heterogeneidades de una región sísmicamente activa. Esta atenuación se puede obtener de una manera global o separando los valores de Q_i y Q_s . [Sato and Fehler \[1998\]](#) y [Sato et al. \[2012\]](#) recogen prácticamente todas las técnicas y métodos que permiten determinar Q con todos los diferentes tipos de ondas sísmicas.

El objetivo principal de la presente tesis doctoral es el estudio de las diferencias locales de atenuación en regiones volcánicamente activas. Para ello es necesario seleccionar aquellos métodos que permitan obtener Q y que estos valores de atenuación se asignen o bien al camino trazado del rayo más directo o bien a una región de volumen pequeño. Así, por ejemplo, la bien conocida técnica de Q-coda que es la más utilizada para determinar Q en el mundo, presenta la limitación de que el volumen asignado para cada estimación individual de Q es muy grande, incluso si se utilizan lapsos de tiempo muy cortos. Así, a modo de ejemplo, si se analizara una coda muy corta ($lt \sim 10s$) implica que el volumen asignado a un elipsoide de revolución el semieje mayor es aproximadamente $\sim 17km$. Este hecho hace que esta técnica no pueda utilizarse para obtener diferencias espaciales en distancias tan reducidas como las que analizaremos aquí. Por otro lado, es necesario poder reparar en los efectos Q_i y Q_s , especialmente en regiones tan heterogéneas. De nuevo se requiere elegir alguna técnica que por un lado nos permita realizar o aplicar diferencias espaciales y por otro lado, ajustarse al proceso físico esperado.

Para la separación de Q_i y Q_s es necesario pensar en el proceso físico más adaptado a lo que está ocurriendo y además, que la interpretación permita una diferenciación espacial de los valores. Puesto que las regiones volcánicas como ya se ha mencionado con anterioridad son altamente heterogeneas, es posible que los modelos de difusión puedan tener una directa concordancia sobretodo en distancias epicentro-estación cortas. El modelo de difusión asumen que la mayor parte del sismograma se forma

a través de múltiples refracciones, reflexiones y procesos de scattering en el entorno del camino directo que una el epicentro y la estación. Este modelo además, permite la determinación de manera separada de los efectos de atenuación, como por ejemplo, utilizando la aproximación de [Wegler and Lühr \[2001\]](#). Por tanto, mediante el uso de los modelos de difusión podemos abordar las dos necesidades requeridas: separar Q_i y Q_s y por otro, poder hacer diferenciaciones espaciales en una región pequeña. Hay que indicar que en este caso, como veremos más adelante, esta diferenciación espacial no debe ser interpretada como una verdadera tomografía tridimensional.

Una diferenciación espacial más precisa pasa por la realización de una tomografía de atenuación sísmica. Para ello, el cálculo de los valores de atenuación deben hacerse en un paquete temporal lo más cercano posible al paquete de las ondas sísmicas directas. En la literatura existen numerosos trabajos donde se han aplicado diferentes técnicas, como por ejemplo: el estudio del ensanchamiento del primer pulso ([Ricker, 1953](#); [Stacey et al., 1975](#); [Wu and Lees, 1996](#)) en la parte central de California, en el Vesubio [[Bianco et al., 1999](#)] o en Isla Decepción [[Martinez-Arevalo et al., 2003](#)]; el método de decaimiento de la amplitud espectral [[Scherbaum, 1990](#)] aplicado por [[Martinez-Arevalo et al., 2005](#)] en el Etna o el conocido método de normalización de la coda ([Aki, 1980](#); [Aki, 1982](#)) aplicado en diversas regiones como la cuenca de Granada [[Del Pezzo et al., 1995](#)], Isla Decepción [[Martinez-Arevalo et al., 2003](#)] o el Vesubio ([Del Pezzo et al., 2006a](#), [De Siena et al., 2009](#)), entre otros.

El método que mejor se ajusta al tipo de datos del que disponemos (sísmica activa) es el método de normalización de la coda. Este método se basa en la determinación de la atenuación sísmica a través de las razones de amplitud del paquete de ondas directas y la coda de la señal. De este modo se garantiza eliminar efectos como directividad de la fuente, instrumento, sitio y expansión geométrica.

Los otros métodos mencionados anteriormente, pueden presentar algunas limitaciones cuando se trabaja con sísmica activa a tan corta distancia de la fuente. Así, el método de decaimiento espectral puede verse influenciado por el limitado ancho de banda espectral que genera una fuente explosiva como son los cañones de aire comprimido (air-guns). De igual manera, la esperada variedad de emplazamientos con diferente respuesta de sitio, un esperado alto nivel de ruido marino y volcánico a bajas frecuencias y la limitada potencia de la fuente sísmica usada, podría también condicionar el uso de otros métodos de ensanchamiento del primer pulso.

En este caso, sí se podrá obtener un modelo tridimensional de atenuación, aunque no podremos hablar de separación de atenuación intrínseca y de scattering.

A continuación, vamos a describir de manera más detallada los dos métodos.

2.2 EL MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA

El espectro de la densidad de la energía sísmica en función de la frecuencia y de la distancia se expresa como (Sato, 1977; Aki [1980]; Aki [1982]):

$$E_{ij}(f, r) = S_i(f)\theta_{ij}(\vartheta, \phi)I_j(f)T_j(f)G_{ij}(r)\exp(-2\pi f \frac{t_{ij}}{Q_t^{ij}}) \quad (2.1)$$

donde $E(f, r)$ es el espectro de la densidad de la energía sísmica y f es la frecuencia de la radiación de las ondas P emitidas entre la estación y la fuente i a lo largo de un trazado de rayo j . $S_i(f)$ es el espectro de energía en la fuente, modulado por un patrón de radiación $\theta_{ij}(\vartheta, \phi)$. En el caso de que la fuente sea un disparo (como es nuestro caso), se está en una situación de un patrón de radiación isótropa y por tanto, $\theta_{ij}(\vartheta, \phi)$ es igual a 1. I_j es la función de transferencia instrumental, T_j es la función de transferencia de sitio y G es el término de expansión geométrica. t_{ij} es el tiempo de viaje a lo largo del rayo cuya coordenada es r y Q_t^{ij} es el factor de calidad total medido a lo largo del trazado de rayo.

Estimar Q_t^{-1} mediante la estimación de $E(f, r)$ está en función de varios factores que dependen de la respuesta instrumental, del efecto de sitio y los efectos de la fuente. Entre estos términos el mejor conocido suele ser la respuesta instrumental, mientras que los efectos de sitio y los efectos de la fuente suelen ser desconocidos. Esto es sobre todo debido a la compleja tarea de discriminar los efectos de sitio y de fuente en los sismogramas. La eliminación de los términos de fuente y sitio en las fórmulas para estimar el Q – total mediante un método de una única estación, es en consecuencia, un importante pre-requisito para cualquier problema de tomografía atenuativa.

Por otra parte, basándose en las propiedades fenomenológicas de las ondas de coda, Aki [1980] expresó el espectro de energía de las ondas de coda, evaluadas en un lapso de tiempo (t_c) en función de las propiedades “promedio” del medio:

$$E^C(f, t_c) = S_i(f)I_j(f)T_j(f)P(f, t_c) \quad (2.2)$$

$P(f, t_c)$ puede tomar cualquier forma analítica ya que es independiente al modelo de scattering que se asuma, depende de las propiedades promedio del medio [Sato and Fehler, 1998].

El método de normalización de la coda está diseñado para normalizar la amplitud espectral de la fuente por las ondas de coda en función de un lapso de tiempo dado y permite estimar el coeficiente de atenuación sísmica total. El método se basa en la idea de que las ondas coda consisten en ondas que han sufrido el proceso de scattering debido a las heterogeneidades distribuidas de manera aleatoria en el medio (Sato, 1977; Aki [1980]; Aki [1982]). El coeficiente de atenuación sísmica total, proporcional a Q_t^{-1} , puede expresarse como la división de la ecuación 2.1 por la ecuación 2.2 y obtenemos para cada pareja estación-fuente a un lapso de tiempo t_c :

$$\frac{E_{ij}(f, r)}{E^C(f, t_c)} = \frac{G_{ij}(r)}{P(f, t_c)} \exp\left[-2\pi f \int_{ray} \frac{dl}{v(l)Q(l)}\right] \quad (2.3)$$

Se trata de una expresión independiente del nivel de energía en la fuente y de los efectos de sitio e instrumentales. En la ecuación 2.3 el término de atenuación ha sido sustituido por la integral a lo largo del trazado de rayo, donde $v(l)$ es la velocidad a lo largo del trazado l .

El coeficiente $E_{ij}(f, r)$ de la ecuación 2.3 depende del patrón de radiación, pero si suponemos una ventana de tiempo mucho mayor que la duración de la fuente, podemos despreciar esa dependencia (Gusev and Abubakirov 1999; De Siena et al. 2009). La razón por la que hacemos esta simplificación está basada en un simple modelo conceptual. Las señales producidas por los pulsos de la fuente se propagan a través del trazado del rayo. Su amplitud y duración dependen del momento sísmico. Para terremotos pequeños ($M < 3$) el pulso tiene una duración aproximada de 0,2s, dando un tamaño de fuente de unos pocos cientos de metros. Los pulsos sísmicos que siguen a la onda directa son generados por las interacciones del primer pulso con las heterogeneidades del medio. Puede asumirse que estas heterogeneidades están distribuidas aleatoriamente dentro de un volumen que rodea al rayo sísmico. Este tipo de tubo de rayos es el volumen donde mediante el proceso de scattering se genera el paquete de ondas en los primeros segundos del sismograma después de la llegada de la onda S. Debido a la naturaleza aleatoria del proceso de scattering, la radiación sísmica en un ventana de tiempo T que empieza con la llegada de la onda S, es una especie de medio natural que produce una amplia gama de direcciones desde la estación.

Cogiendo $G_{ij}(r) = (r/r_0)^{2\gamma}$ donde r es la longitud total del rayo, γ es el coeficiente de expansión geométrica (implícitamente asumimos que es igual a 1 para ondas internas)

y r_0 es una longitud de referencia establecida en 1 km y transformando la energía en amplitud, podemos re-escribir la ecuación 2.3:

$$\ln\left(\frac{|A_{ij}^S(f)|}{|A_{ij}^C(f, t_c)|}\right) = \ln\frac{r^{-\gamma}}{P_A(f, t_c)} - \pi f \int_{r_{ij}} \frac{dl}{v(l)Q_s(l)} \quad (2.4)$$

A_{ij}^S y A_{ij}^C son las amplitudes espectrales de las ondas S y las ondas de coda, respectivamente y r_{ij} es la longitud total del rayo sísmico para cada pareja ij . Si sustituimos A_{ij} por la media calculada en una banda de frecuencia centrada en una frecuencia f_c , obtenemos:

$$\ln\left(\frac{\langle A_{ij}^S \rangle_{f_c}}{\langle A_{ij}^C \rangle_{f_c, t_c}}\right) = -\gamma \ln(r) + K(f_c, t_c) - \pi f_c \int_{r_{ij}} \frac{dl}{v(l)Q_s(l)} \quad (2.5)$$

donde K es el logaritmo de P_A . Finalmente, si introducimos el slowness ($s(l) = 1/v(l)$) y discretizamos la integral:

$$R_{ij} = K(f, t_c) - \pi f \sum_{b=1}^B l_{ijb} s_b Q_b^{-1} \quad (2.6)$$

R_{ij} representa el logaritmo neperiano del ratio espectral multiplicado por r ; el índice b indica el bloque b en el cual se ha dividido la zona de estudio y B es el número de bloques. s_b y l_{ijb} son, respectivamente, el slowness y la longitud del segmento del rayo en el bloque b . Si $Q_b^{-1} = \langle Q^{-1} \rangle + \delta Q_b^{-1}$, donde $\langle Q^{-1} \rangle$ es el promedio en todo el volumen y δQ_b^{-1} es la anomalía para cada bloque b :

$$R_{ij} = K(f, t_c) - \pi f (F_{Q_{ij}} + \sum_{b=1}^B l_{ijb} s_b Q_b^{-1}) \quad (2.7)$$

siendo $F_{Q_{ij}} = \sum_{b=1}^B l_{ijb} s_b \langle Q^{-1} \rangle$. Una vez que $\langle Q^{-1} \rangle$ es conocido o puede calcularse independientemente, el problema se convierte en:

$$R_{ij} = K(f, t_c) - \pi f F_{Q_{ij}} - \pi f \sum_{b=1}^B l_{ijb} s_b \delta Q_b^{-1} \quad (2.8)$$

que puede ser invertida linealmente para δQ_b^{-1} , obteniendo la distribución de anomalías de atenuación para todos los bloques B .

En el caso de trabajar con sismica activa en lugar de terremotos, la fuente únicamente genera ondas P. Por tanto, si queremos aplicar el método deberemos de asumir que:

- Los caminos libres medios de las ondas P y S permiten una rápida conversión de la energía de la onda P en energía de ondas S en la formación de la coda.
- El scattering de la región es principalmente isotrópico.
- Los trazados de los rayos sísmicos siguen el principio de Fermat.

Además, si queremos extender el método para poder medir Q_p^{-1} , siguiendo a [Yoshimoto et al. \[1993\]](#) asumimos que las fuentes dentro de un rango de magnitud pequeña tienen la misma proporción espectral P - S dentro de un rango de frecuencias estrecho $f \pm \Delta f$:

$$\frac{S_p(f)}{S_s(f)} = \text{const}(f) \quad (2.9)$$

donde $S_p(f)$ es la amplitud espectral de las ondas P. Debe observarse que este supuesto es válido incluso si las formas espectrales de las ondas P y S son diferentes ([Molnar et al., 1973](#); [Rautian et al., 1978](#)). Así, podemos obtener una fórmula para las ondas P similar a la ecuación 2.4:

$$\ln\left(\frac{|A_{ij}^P(f)|}{|A_{ij}^C(f, t_c)|}\right) = \ln\frac{r^{-\gamma}}{P_A(f, t_c)} - \pi f \int_{r_{ij}} \frac{dl}{v(l)Q_p(l)} \quad (2.10)$$

en esta ecuación A_{ij}^P corresponde a la amplitud espectral de las ondas P y $Q_p(l)$ es el factor de calidad para las ondas P.

2.3 EL MODELO DE DIFUSIÓN

Mediante la teoría de transferencia de energía ([Wu, 1985](#); [Zeng, 1991](#); [Zeng, 1993](#)) puede obtenerse una importante aproximación asintótica para los casos de fuerte scattering: el modelo de difusión [[Wegler, 2004](#)], que permite separar la contribución de atenuación intrínseca y scattering. Generalmente los modelos de fuerte scattering suelen prevalecer en situaciones de estructuras geológicas con un alto grado de heterogeneidades [[Sato and Fehler, 1998](#)]. Por consiguiente, el modelo de difusión que tiene en cuenta cualquier orden de scattering es el modelo más apropiado para describir la envolvente de energía de los sismogramas en ambientes volcánicos, donde el grado de heterogeneidad es extremadamente alto [[Wegler and Lühr, 2001](#)]. Esta aproximación es matemáticamente más favorable para ajustar el modelo a los datos experimentales

que la propia teoría y puede expresarse analíticamente mediante la siguiente ecuación para un medio homogéneo:

$$E(|x|, t) = E_0(4\pi Dt)^{-p/2} e^{(-bt - \frac{|x|^2}{4dt})} \quad (2.11)$$

donde

$$p = \frac{v}{\eta_s d} \quad (2.12)$$

$$b = \eta_i v \quad (2.13)$$

siendo $p = 3$ para ondas internas y $p = 2$ para ondas superficiales y d es el coeficiente de la difusividad.

En los sismogramas de disparos generados en el Merapi [Wegler and Lühr, 2001] y el Vesuvio [Wegler, 2003] durante experimentos tomográficos, se ha observado un patrón de amplitudes de las ondas de coda en el tiempo. Este patrón muestra un incremento hasta la llegada de la onda S y decae a lapsos de tiempo mayores. A pesar de esta rápida disminución, la coda de los sismogramas muestra un incremento en su amplitud hasta en tiempos superiores a los de la llegada de la onda S y decae lentamente a lapsos de tiempo mayores. Las observaciones realizadas mediante arrays de pequeña apertura desplegados en el Merapi y en el Vesuvio muestran que la coherencia entre las estaciones del array se pierde a distancias pequeñas de una decena de metros a frecuencias superiores a 1 Hz. Las propiedades de polarización obtenidas mediante las estaciones del array también muestran un patrón caótico. Wegler and Lühr [2001] interpretan esta evidencia como el producto de un campo de ondas difusivo que componen las ondas de coda de los sismogramas de los disparos.

Para aplicar el método que se acaba de presentar es necesario asumir la presencia de ondas sísmicas (ondas S) que han sufrido aleatoriamente procesos de scattering. Cuando se trabaja con explosiones de aire comprimido en lugar de terremotos (como es el caso de la base de datos utilizada en esta tesis), no cabe esperar encontrar una llegada de las ondas S similar a aquellas encontradas en terremotos volcano-tectónicos, señales que son producidas mediante un proceso de ruptura. E

Además, la fuente sísmica puede considerarse como homogénea e isotrópica. En este caso, las ondas primarias generadas por la fuente pueden considerarse como ondas P.

En la literatura existen evidencias de que los sismogramas generados mediante este tipo de fuentes están compuestos por conversiones de ondas P a ondas S. Evidencias sobre este tipo de conversiones fueron observadas en los trabajos de [Wegler and Lühr \[2001\]](#) y [Wegler \[2003, 2004\]](#). Además, estas conversiones han sido confirmadas experimental y numéricamente por [Aki \[1992\]](#) y [Yamamoto and Sato \[2010\]](#). Estos autores estudiaron las conversiones P a P, P a S y S a S. Han calculado además que la conversión de ondas compresionales a ondas de cizalla (P a S) es tres veces mayor que la conversión de compresional a compresional (P a P). Han demostrado que para fuentes artificiales similares a las utilizadas en esta tesis con rangos de distancias similares y en ambientes volcánicos que el campo de ondas del sismograma está formado aleatoriamente por ondas S que han sufrido procesos de scattering. Esta es la razón por la que, exceptuando la primera llegada de la onda P, se ha asumido que el proceso de conversión a ondas S es el predominante en los sismogramas utilizados en esta tesis.

Si ajustamos las envolvente de energía calculadas experimentalmente a la expresión de la fórmula [2.11](#), es posible invertir para los parámetros d y b y obtener las contribuciones de los coeficientes de atenuación intrínseca y de scattering por separado.

Tanto en los resultados del Merapi como en los del Vesuvio el proceso de scattering domina frente a la atenuación intrínseca, al menos es un orden mayor para el rango de frecuencia que se ha analizado. [Wegler and Lühr \[2001\]](#) estimaron que el camino libre medio l_{tr} era del orden de 100 metros para el Merapi mientras que [Wegler \[2003\]](#) estimó que el camino libre medio estaba alrededor de 200 metros para el Vesuvio. En ambos casos se asume que las ondas S son las dominantes en el sismograma. Esta estimación es consistente si asumimos que la difusión es una aproximación válida cuando la distancia entre la estación y la fuente es mayor que el camino libre medio l_{tr} :

$$r \gg l_{tr} \tag{2.14}$$

En ambos experimentos la distancia entre la estación y la fuente siempre es mayor de 1 km. Casi se han obtenido los mismos valores de difusividad asumiendo una propagación bi o tridimensional. Esto es debido a la fuerte influencia del término $e^{(-bt - \frac{|x|^2}{4dt})}$ de la fórmula [2.11](#) que hace referencia al factor de expansión geométrica.

Capítulo 3

EL PROBLEMA DE LA INVERSIÓN TOMOGRÁFICA

3

EL PROBLEMA DE LA INVERSIÓN TOMOGRÁFICA

3.1 INTRODUCCIÓN

Una vez calculados los valores de atenuación para una serie de pares epicentro-estación, el problema a resolver es asignar el valor de la atenuación a una región determinada. Cada técnica o método que nos proporciona unos valores de atenuación también lleva asociados una zona de influencia o contribución. En el capítulo anterior se han descrito las dos técnicas elegidas: una que permite separar Q_i y Q_s y la otra que determina el valor de Q_{total} asociado al paquete de ondas más directo epicentro-estación.

En el caso del modelo de difusión se ve que los valores de Q_i y Q_s corresponden a un elipsoide de revolución centrado en un entorno entre el epicentro y la estación. Por tanto, será necesario buscar alguna técnica o método de representación donde se tenga en cuenta cuál es la zona más probable en donde ocurre el proceso de difusión de las ondas sísmicas. En este capítulo vamos a presentar una novedosa técnica donde se va a realizar una proyección 2D de un conjunto de datos de volumen de terreno independiente con diferentes valores de Q_i y Q_s . Esta técnica se basa en asignar a diferentes volúmenes del espacio o a una función de probabilidad de generación de ondas sísmicas. Como veremos, esta técnica permitirá obtener diferentes regiones de alta resolución en atenuación.

Para el caso de los valores de Q obtenidos con el método de normalización de la coda es posible seleccionar paquetes de ondas suficientemente pequeños como para asignar los volúmenes de influencia a un entorno de la trayectoria del rayo del primer impulso. En este caso, la inversión espacial de todos los valores de atenuación requiere el uso de técnicas muy similares, si no iguales, a las clásicas de tomografía sísmica. Puesto que estas técnicas son cada vez mejor conocidas, en este capítulo, se va a hacer una presentación concisa de la metodología necesaria para obtener la imagen 3D de atenuación.

3.2 INVERSIÓN PARA LA DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA ENERGÍA DEL MODELO DE DIFUSIÓN

La ecuación del modelo de difusión para un medio homogéneo puede linearizarse de forma sencilla y mediante ajuste linear conocer la contribución de forma separada de los efectos de scattering y atenuación intrínseca (Wegler and Lühr, 2001; Wegler, 2003). El modelo de difusión puede expresarse mediante la siguiente ecuación que describe la densidad de la energía sísmica en función del tiempo y para una distancia estación-fuente [Dainty and Toksöz, 1981]:

$$W(r, t) = E_0(4\pi dt)^{-p/2} \exp\left(-\frac{r^2}{4dt} - bt\right) \quad (3.1)$$

$W(r, t)$ es la densidad de la energía sísmica (teórica) a una distancia r y un tiempo t , E_0 es la energía de la fuente, p es un parámetro asociado a la dimensión (siendo 3 para ondas internas y 2 para ondas superficiales), d es el coeficiente de difusividad y b es el coeficiente de atenuación intrínseca.

Si se multiplica la ecuación 3.1 por el factor de expansión geométrica y se calcula el logaritmo se obtiene la siguiente expresión:

siendo:

$$\ln[t^{p/2}W(r, t)] = a_1 + a_2t + a_3\frac{1}{t} \quad (3.2)$$

$$a_1 = \ln[t^{p/2}W(r, t)]; a_2 = -b; a_3 = -\frac{r^2}{4d} \quad (3.3)$$

La estimación de los efectos debidos al scattering y a la atenuación intrínseca se basa en el ajuste de los datos experimentales con las curvas teóricas descritas anteriormente.

Para ajustar los datos experimentales a las curvas teóricas generadas mediante el modelo de difusión hemos utilizado la metodología presentada por Wegler and Lühr [2001]. El método se basa en medir la envolvente del sismograma, la cual es el mejor ajuste de las curvas teóricas e invertir cada envolvente para obtener los coeficientes de atenuación intrínseca y difusividad como se muestra en la ecuación 3.3. Realizar el ajuste a diferentes bandas de frecuencia nos proporcionará información sobre la dependencia con la frecuencia de los parámetros de atenuación.

3.2.1 Mapas 2D probabilísticos

El objetivo principal de este análisis es representar los valores individuales de Q_i y Q_s en dos dimensiones para estudiar la distribución espacial de los valores de atenuación. En la literatura podemos encontrar diferentes opciones para esta representación; por ejemplo, es posible asignar el valor de Q a la posición de la estación como [Carcolé and Sato \[2010\]](#) hicieron para Japón. Sin embargo, el método más usado es asignar el valor de Q al punto medio entre la estación y la fuente ([Pujades et al., 1990](#); [Canas et al., 1995](#)). En ambos casos, la representación están lejos del proceso físico que realmente domina y se han utilizado procedimientos estándar para el cálculo del promedio espacial.

En esta tesis se ha aplicado una nueva técnica de representación, obteniendo el promedio espacial mediante un método diferente. En primer lugar se ha identificado la zona que rodea el trayecto directo entre la estación y la fuente, donde tiene lugar el proceso de múltiple scattering que origina la coda del sismograma.

Esta zona puede definirse o limitarse mediante un elipsoide (Elipsoide de Scattering, ver figura 3.1). Se trata de un elipsoide rotacional con los focos en la posiciones de la estación y la fuente, un semieje mayor e_{max} y dos semiejes menores e_{min} . Estos semiejes vienen dados por la siguientes ecuaciones, donde se asume que v es la velocidad promedio de las ondas S, t_{max} es el lapso de tiempo máximo y R es la distancia epicentral.

$$e_{min} = ([vt_{max}]^2 - R^2)^{0,5} \quad (3.4)$$

$$e_{min} = \frac{vt_{max}}{2} \quad (3.5)$$

En una primera aproximación se asume que el sismograma se genera mediante procesos de scattering en la zona alrededor del camino directo entre la estación y la fuente. La probabilidad de que un escaterador localizado en las coordenadas $\{x, y\}$ contribuya a la formación del sismograma se asume que corresponde a una distribución Gaussiana. Esta distribución estará centrada en el punto medio entre la estación y $n - \sigma = vt_{max}$ (ver figura 3.2).

Asumiendo esta distribución, podemos caracterizar el volumen del medio que estamos analizando mediante una función espacial continua de b y d :

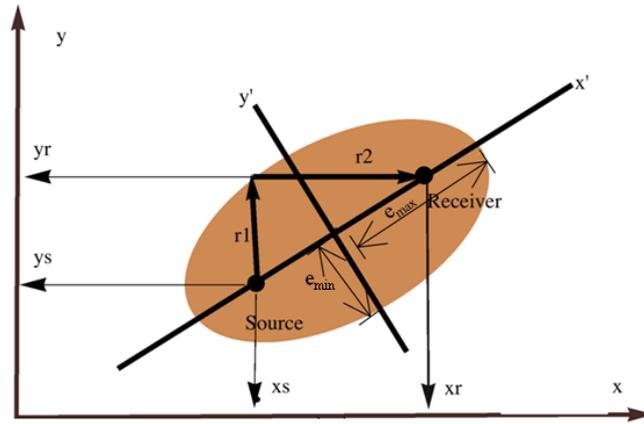


Figura 3.1: Elipsoide de Scattering.

$$b = b(x, y, z) \quad (3.6)$$

$$d = d(x, y, z) \quad (3.7)$$

asumiendo que la velocidad (v) es constante, los trazados de rayos son segmentos lineales.

De esta manera, para cada punto de la superficie tenemos un grupo de parámetros estimados con su probabilidad asociada. El promedio de estos parámetros pesados por su probabilidad nos proporciona para cada punto espacial el mejor valor estimado de cada parámetro.

Siguiendo el esquema desarrollado por Yoshimoto [2000] hemos realizado simulaciones del total de la energía sísmica mediante un número (N) de partículas emitidas de manera aleatoria pero isótropa en la posición de la fuente. Cuando una partícula encuentra una heterogeneidad (scatterer) cambia de dirección (sufrir scattering). Después de varias colisiones, la partícula alcanza la estación en un lapsetime determinado desde el inicio. Cada valor de la envolvente (en función de un lapsetime, t) es la suma de las energías llevadas a cabo por la partícula en el proceso de scattering, todas ellas llegadas en un tiempo t . El volumen total muestreado mediante las trayectorias seguidas por todas estas partículas en el proceso de scattering es el volumen asociado a las estimaciones de los parámetros b y d . Dentro de este volumen el número de elementos relacionados con las trayectorias de los rayos para cada celda limitada por x y $x + \Delta x$, y y $y + \Delta y$ y z y $z + \Delta z$ se define mediante $N(x, y, z)$.

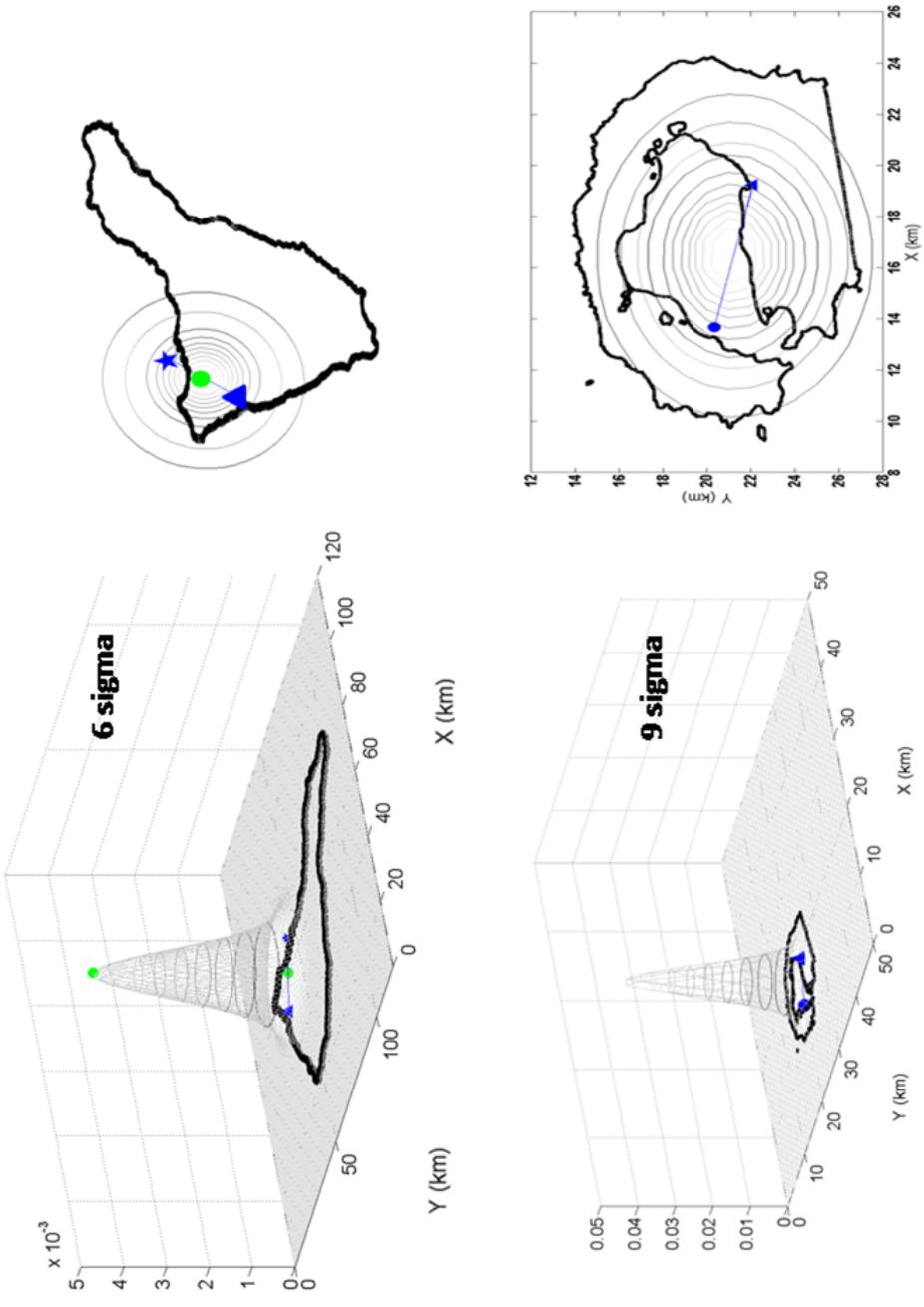


Figura 3-2: En las figuras se muestran dos ejemplos para las áreas de Tenerife (arriba) e Isla Decepción (abajo) con diferentes coeficientes de sigma.

La probabilidad de que un elemento de la trayectoria este dentro de este volumen es $P(x, y, z) = N(x, y, z)/N_{tot}$, donde N_{tot} corresponde al número total de los elementos de la trayectoria seguida por el rayo. Nosotros hemos asumido que para una fuente localizada en $x_s = x_1, y_s = y_1, z_s = 0$ y una estación localizada en $x_r = x_2, y_r = y_2, z_r = 0$ las estimaciones de los valores b y d para una pareja estación-fuente viene dada por:

$$b = \int_v P(x, y, z) b(x, y, z) dx dy dz \quad (3.8)$$

$$d = \int_v P(x, y, z) d(x, y, z) dx dy dz \quad (3.9)$$

siendo:

$$P(x, y, z) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sigma_z} \exp\left(-\left(\frac{(x-x_0)^2}{2\sigma_x^2} + \frac{(y-y_0)^2}{2\sigma_y^2} + \frac{(z-z_0)^2}{2\sigma_z^2}\right)\right) \quad (3.10)$$

donde $x_0 = \frac{x_r+x_s}{2}$, $\sigma_x = e_{max}/b$, $\sigma_y = \sigma_z = e_{min}/2$. Es decir, $P(x, y, z)$ es una distribución Gaussiana. Esta consideración se justifica rotundamente mediante la simulación del proceso de scattering con el método de Yoshimoto [2000] para una pareja de valores de b y d cercanos a los valores medidos experimentalmente. Hemos almacenado en un archivo el número de elementos relacionados con el trazado de rayo para cada celda y los hemos representados en histogramas normalizados correspondientes a las cantidades $\int_0^\infty P(x, y, z) dx$, $\int_0^\infty P(x, y, z) dy$ y $\int_0^\infty P(x, y, z) dz$. A pesar de que los histogramas muestran un patrón de doble pico (picos alrededor de la estación y la fuente), el patrón general puede aproximarse razonablemente a una función Gaussiana. Se asume así una forma gaussiana para la función P .

Los focos de esta función Gaussiana corresponden a la posiciones de la estación y la fuente. El semieje mayor se define mediante la ecuación 3.5. En la ecuación 3.10 hemos asumido que $\sigma_x = e_{max}/2$ y $\sigma_y = e_{min}/2$. Sin embargo, es posible cambiar las dimensiones de la función Gaussiana, asignando diferentes valores a los coeficientes σ . Teniendo en cuenta diferentes simulaciones numéricas, hemos observado que obtenemos la mejor concordancia entre la resolución de los resultados y las dimensiones de la región analizada asumiendo unos valores de $\sigma_x = e_{max}/3$ y $\sigma_y = e_{min}/3$.

Los resultados de este nuevo método de representación contienen información de un volumen en 3D ya que promediamos una profundidad bajo el elipsoide de revolución.

La profundidad a la cual obtenemos información esta condicionada por el tamaño del semieje menor. Debido a que no podemos invertir en función de la profundidad, las imágenes finales son una proyección en superficie (mapas 2D) del fenómeno de atenuación. Durante el análisis vamos generando diferentes elipsoides a lo largo de la superficie de la zona de estudio en función de la posición de las fuentes y las estaciones. De esta manera, mantenemos una profundidad media constante para cada elipsoide debido a que utilizamos un lapse-time fijo para el análisis de los datos.

3.3 TOMOGRAFÍA 3D DE ATENUACIÓN SÍSMICA

Una tomografía es una imagen tridimensional de la estructura del interior de la Tierra obtenida a partir de la distribución de una variable: velocidad, pérdida de energía, densidad, gravedad, etc. La tomografía sísmica, en concreto, se suele referir a modelos de velocidad o atenuación, obtenidos a partir de un gran número de rayos sísmicos que se cruzan en el interior de un volumen. Estas técnicas permiten localizar áreas anómalas de velocidad o atenuación mediante la inversión de variables directamente relacionadas con el parámetro elegido. En el caso de la atenuación sísmica este parámetro, como ya hemos visto, puede ser la amplitud espectral, las razones de amplitudes, el decaimiento espectral de la amplitud, la duración del pulso, etc. Las estructuras anómalas que pudieran estar presentes dentro del volumen deseado producen cambios en la distribución de energía de las ondas cuando se trabaja con anomalías de atenuación sísmica.

Para obtener una tomografía sísmica en las que se diferencien las principales estructuras de la zona es necesario que el volumen esté muestreado por un gran número de rayos sísmicos y que éstos atraviesen el volumen con diferentes azimuts y alcancen la superficie con diferentes ángulos de incidencia. Es decir, debe de existir una cobertura uniforme de rayos, que se consigue mediante un elevado número de eventos sísmicos y una distribución uniforme y densa de estaciones.

Los pasos requeridos para realizar una imagen tomográfica a partir de datos sísmicos pueden resumirse en los siguientes:

1. Parametrización del modelo: debido a que la totalidad del volumen estudiado no esta atravesado por la trayectoria de los eventos, impide conocer la estructura de la Tierra en cada punto del medio. Este hecho conlleva a la división del volumen en elementos de geometría definida.

2. Obtención de los datos experimentales: en el caso de la tomografía atenuativa mediante el método de normalización de la coda, se calculan los ratios espectrales calculados a cada banda de frecuencia para todos los trazados de rayo.
3. Inversión: el procedimiento consiste en obtener el conjunto de parámetros, en este trabajo el valor de Q_p^{-1} , que mejor se ajusta con los observables.
4. Análisis de la calidad de la solución: este paso consiste en realizar modelos de prueba utilizando bases de datos sintéticos para comprobar cómo el método utilizado los reproduce.

3.3.1 Tratamiento matemático

Por regla general, los problemas tomográficos lineales se pueden resumir en una ecuación del tipo:

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm} \quad (3.11)$$

donde \mathbf{d} y \mathbf{m} son vectores que contienen los datos y los parámetros del modelo, respectivamente; mientras que \mathbf{G} es la matriz de coeficientes cuyos elementos pueden ser medidos experimentalmente.

En el caso del método de normalización de la coda, podemos invertir el problema expresado en la ecuación 2.8. Si reescribimos la ecuación con el objetivo de compactarla y expresarla de una manera más cómoda, cambiando los índices ij a un único índice k (k varía de 1 a N_{pairs} , donde N_{pairs} es el número de parejas estación-fuente y corresponde al trazado de rayo). Análogamente, N_{cells} indica el número total de bloques.

$$C(f) - \frac{R_k}{\pi f} = \sum_{b=1}^{N_{cells}} l_{kb} S_b Q_b^{-1} \quad (3.12)$$

Si transformamos la ecuación a forma vectorial, representando el conjunto de los trazados de rayos:

$$\mathbf{d}(f) = \mathbf{Gm}(f) \quad (3.13)$$

\mathbf{d} contiene los ratios espectrales calculados para cada banda de frecuencia para todos los trazados de rayo. \mathbf{G} es la matriz rectangular que contiene un número de líneas N_{pairs}

que corresponden al número de rayos y un número de columnas N_{cells} que indican el número de bloques:

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} l_{11}s_1 & l_{12}s_2 & \cdot & l_{1b}s_b & 0 & \cdot & l_{1N_{cells}}s_{N_{cells}} \\ l_{21}s_1 & l_{22}s_2 & \cdot & 0 & 0 & \cdot & l_{2N_{cells}}s_{N_{cells}} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & 0 & \cdot & l_{kb}s_b & \cdot & 0 & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ l_{N_{pairs}1}s_1 & \cdot & \cdot & 0 & \cdot & \cdot & l_{N_{pairs}N_{cells}}s_{N_{cells}} \end{bmatrix} \quad (3.14)$$

y \mathbf{m} es el vector columna que contiene los parámetros Q^{-1} calculados para cada celda.

En este caso la inversión es lineal y puede calcularse mediante un algoritmo de optimización lineal.

3.3.2 Parametrización del modelo

Generalmente, el volumen estudiado no está completamente atravesado por la trayectoria de los eventos. Este hecho impide conocer la estructura interna de la Tierra en cada punto del medio, lo que conlleva la división del volumen en elementos de geometría definida que sean atravesados por un número suficiente de trayectorias de rayos para poder obtener así información creíble. A esta división del volumen se conoce con el nombre de *discretización*.

En los trabajos actuales se suelen usar dos aproximaciones para discretizar el medio: una aproximación global que usa una función analítica definida por un número pequeño de parámetros (Spencer and Gubbins, 1980; Dziewonski, 1984) o una aproximación local que usa bloques o mallas donde el modelo se define en cada bloque o nodo de la malla [Thurber, 1983]. La ventaja de la aproximación global es que usa un número pequeño de parámetros del modelo y se obtiene un modelo final compacto y fácil de usar en otras aplicaciones. Sin embargo, no es fácil modelar anomalías localizadas a pequeña escala (como en el caso de los volcanes).

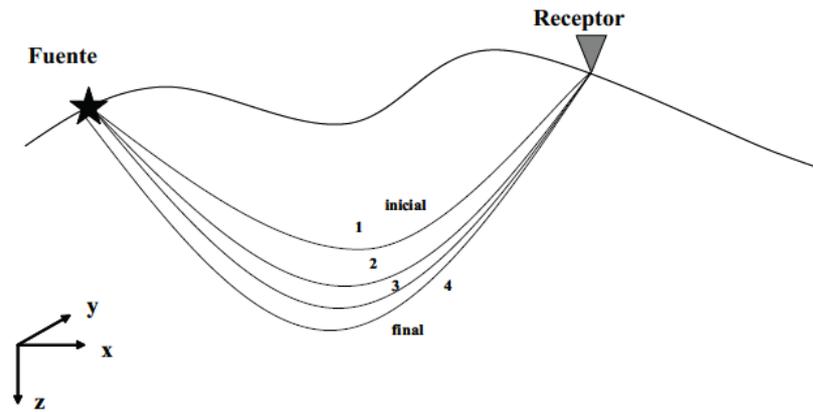


Figura 3.3: En la técnica de *bending* la geometría de la trayectoria inicial (1) se ajusta hasta que satisface el principio de Fermat (4).

Por el contrario, la aproximación en bloques o malla es capaz de modelar pequeñas anomalías y aunque resultan matrices de coeficientes muy grandes, éstas pueden ser invertidas mediante métodos numéricos.

3.3.3 El trazado del rayo sísmico

Una vez que se ha discretizado el medio, se necesita calcular la trayectoria del rayo en el modelo. Esto sirve tanto para determinar en tomografía atenuativa la intersección del rayo en cada bloque o celda [Thurber, 1986].

La trayectoria del rayo debe de ser calculada con la máxima precisión posible, para no introducir errores variaciones ni en la velocidad ni en los valores de Q .

Existen muchos métodos para trazar el rayo como el *bending* [Um and Thurber, 1987] o las diferencias finitas [Vidale, 1990].

La técnica del *bending* (o doblamiento) ajusta la geometría de una trayectoria inicial arbitraria que une la fuente y el receptor (ver figura 3.3), hasta llegar a ser el camino más certero, es decir, el que satisfaga el principio de Fermat.

La técnica del *bending* fue propuesta por Julian and Gubbins [1977] y está diseñada para trazar el rayo sísmico en un medio de velocidad continua en tres dimensiones. La técnica localiza la trayectoria del rayo mediante dos puntos resolviendo un sistema de ecuaciones diferenciales de primer orden, en el cual el rayo se divide en segmentos, en un número que crece progresivamente.

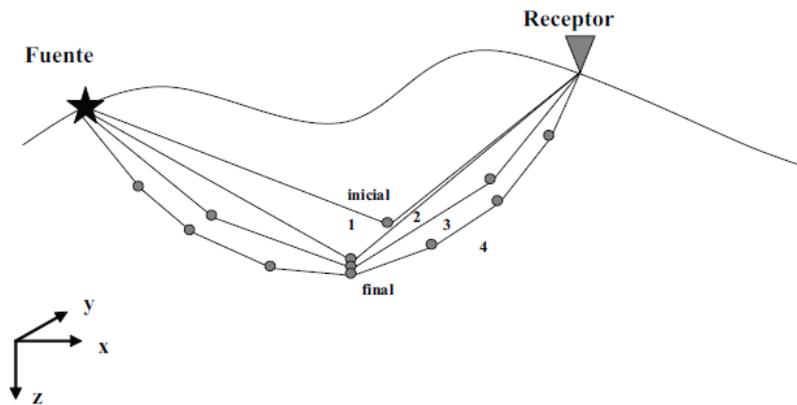


Figura 3.4: La técnica del de *pseudo-bending* Um and Thurber [1987] se define mediante tres puntos. El punto central se perturba hasta llegar a la satisfacción de la ecuación del rayo. En la figura se pueden observar hasta tres iteraciones.

Pereyra et al. [1980] usaron una aproximación similar para localizar las trayectorias con dos puntos en un medio continuo arbitrario. Además, extendieron el método para permitir la presencia de interfases. Para un medio con un número arbitrario de interfases que separa las regiones de variación de velocidad suave, el problema del *bending* se puede tratar considerando un sistema separado de ecuaciones diferenciales no-lineales en cada región suavizada. Para acoplar los sistemas de ecuaciones entre interfases se utiliza el conocimiento que se tenga para cada interfase. La desventaja es que es necesario saber de antemano el orden en que son atravesados las interfases por los rayos.

Um and Thurber [1987] desarrollaron una técnica de *pseudo-bending* para resolver el problema de los dos puntos en un medio continuo. Su método está basado en un esquema de perturbación en el cual el tamaño del paso de integración se divide por dos progresivamente. La trayectoria inicial, que se supone, viene definida mediante tres puntos que se interpolan linealmente. El punto central se perturba iterativamente usando una interpretación geométrica de la ecuación del rayo, hasta que el tiempo de viaje extremo converge dentro de un límite especificado. En este punto la ecuación del rayo se satisface de forma aproximada. El número de segmentos de la trayectoria se dobla y el esquema de perturbación de los tres puntos se repite para ambos puntos finales (un total de tres veces por cada paso). El número de segmentos se dobla de nuevo y el procedimiento se repite iterativamente (Fig. 3.4), hasta que llegar a ser el camino más rápido.

3.3.4 Inversión de ratios espectrales

A la hora de realizar la inversión, el objetivo es obtener los valores del vector m partiendo de un sistema sobredeterminado que corresponde a la bien conocida expresión $d = Gm$. En nuestro caso, contrariamente a lo que ocurre en las tomografías de tiempos de viaje, la inversión es lineal y puede resolverse mediante un algoritmo de mínimos cuadrados mediante la ecuación:

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (3.15)$$

Sin embargo, no siempre los problemas inversos lineales permiten una solución estable debido a la presencia de elementos nulos dentro de las matrices. Estos elementos nulos corresponden a zonas no resueltas, es decir, que no son atravesadas por los rayos. Además, la presencia de ruido en los observables también introducirán indeterminaciones. Estos elementos nulos producirán una inestabilidad en el resultado. En todos estos casos, es necesario una metodología de regularización que añada información a priori para reducir la indeterminación. Uno de los métodos más usado para regularizar problemas mal expuestos o mal condicionados es el método de Regularización de Tikhonov.

3.3.4.1 Regularización de Tikhonov Clásica-Espacial

Ante un mal condicionamiento de la matriz \mathbf{G} dentro del problema lineal $\mathbf{d} = \mathbf{Gm}$, la solución de mínimos cuadrados tendrá infinitas soluciones, muchas de las cuales se ajustarían adecuadamente a los datos.

En el contexto de regularización de Tikhonov-Clásica, es típico considerar soluciones acotadas, de la forma $\|\mathbf{d} = \mathbf{Gm}\|_2 \leq \delta$ y seleccionar aquella que minimiza la norma de \mathbf{m} , es decir:

$$\min \|\mathbf{m}\|_2 \quad (3.16)$$

$$\|\mathbf{d} = \mathbf{Gm}\|_2 \leq \delta \quad (3.17)$$

La razón por la que escoger la solución de norma mínima entre todas aquellas soluciones es que cualquier aproximación diferente de cero que aparezca en la solución

regularizada, aumenta la norma de \mathbf{m} . Tales aproximaciones aparecen en la solución porque ellas son necesarias para ajustar los datos. Recíprocamente, la minimación de $\|\mathbf{m}\|_2$ debería garantizar que aproximaciones innecesarias no aparezcan en la solución regularizada.

Otra alternativa consiste en considerar el problema de mínimos cuadrados pesados que corresponden a la ecuación:

$$\min \|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2^2 + \lambda^2 \|\mathbf{m}\|_2^2 \quad (3.18)$$

Este problema se resuelve aplicando el método de multiplicadores de Lagrange a la ecuación 3.17, donde λ es un parámetro de regularización.

3.3.4.2 Implementación SVD para la Regularización de Tikhonov

El problema de mínimos cuadrados pesados (ecuación 3.18), es equivalente al problema común de mínimos cuadrados. La equivalencia tiene lugar al aumentar el problema de mínimos cuadrados $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$ de la siguiente manera:

$$\min \left\| \begin{bmatrix} \mathbf{G} \\ \lambda \mathbf{I} \end{bmatrix} \mathbf{m} - \begin{bmatrix} \mathbf{d} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \right\|_2^2 \quad (3.19)$$

Mientras λ sea diferente de cero, las últimas n filas de la matriz aumentada en la ecuación 3.19 serán diferentes de cero. Por tanto, la ecuación 3.19 es un problema de mínimos cuadrados de rango completo, y puede ser resuelto por el método de ecuaciones normales, p.e.:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{G}^T & \lambda \mathbf{I} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{G} \\ \lambda \mathbf{I} \end{bmatrix} \mathbf{m} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}^T & \lambda \mathbf{I} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{d} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \quad (3.20)$$

Al simplificar la ecuación se obtiene:

$$(\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \lambda^2 \mathbf{I}) \mathbf{m} = \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (3.21)$$

que corresponde al conjunto de ecuaciones con restricciones lineales, para una solución regularizada de Tikhonov de orden cero de $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$. Haciendo la

descomposición en valores singulares (SVD) de la matriz \mathbf{G} , la ecuación 3.21 puede ser escrita de la siguiente forma:

$$(\mathbf{V}\mathbf{S}^T\mathbf{U}^T\mathbf{U}\mathbf{S}\mathbf{V}^T + \lambda^2\mathbf{I})\mathbf{m} = \mathbf{V}\mathbf{S}^T\mathbf{U}^T\mathbf{d} \quad (3.22)$$

de donde:

$$(\mathbf{V}\mathbf{S}^T\mathbf{S}\mathbf{V}^T + \lambda^2\mathbf{I})\mathbf{m} = \mathbf{V}\mathbf{S}^T\mathbf{U}^T\mathbf{d} \quad (3.23)$$

Ya que la ecuación 3.23 es no singular, tiene una solución única. Se mostrará que esta solución es:

$$\mathbf{m}_\lambda = \sum_{i=1}^k \frac{s_i^2}{s_i^2 + \lambda^2} \frac{(\mathbf{U}_{\cdot,i})^T \mathbf{d}}{s_i} \mathbf{V}_{\cdot,i} \quad (3.24)$$

donde $\mathbf{U}_{\cdot,i}$ y $\mathbf{V}_{\cdot,i}$ corresponden a la i -ésima columna de las matrices \mathbf{U} y \mathbf{V} y $k = \min(l, n)$, de tal manera que todos los valores singulares son incluidos.

Para demostrar que la ecuación 3.24 es la solución 3.23, se sustituye el lado izquierdo de la ecuación 3.24 para obtener:

$$(\mathbf{V}\mathbf{S}^T\mathbf{S}\mathbf{V}^T + \lambda^2\mathbf{I}) \sum_{i=1}^k \frac{s_i^2}{s_i^2 + \lambda^2} \frac{(\mathbf{U}_{\cdot,i})^T \mathbf{d}}{s_i} \mathbf{V}_{\cdot,i} = \sum_{i=1}^k \frac{s_i^2}{s_i^2 + \lambda^2} \frac{(\mathbf{U}_{\cdot,i})^T \mathbf{d}}{s_i} (\mathbf{V}\mathbf{S}^T\mathbf{S}\mathbf{V}^T + \lambda^2\mathbf{I}) \mathbf{V}_{\cdot,i} \quad (3.25)$$

$(\mathbf{V}\mathbf{S}^T\mathbf{S}\mathbf{V}^T + \lambda^2\mathbf{I}) \mathbf{V}_{\cdot,i}$ puede ser simplificado teniendo en cuenta que $\mathbf{V}^T \mathbf{V}_{\cdot,i}$ es un vector de la base estándar e_i . Al hacer el producto $\mathbf{S}^T \mathbf{S}$ por un vector de la base estándar, se obtiene un vector con el valor s_i^2 en la posición i y cero en las demás posiciones. Cuando se multiplica \mathbf{V} veces este vector, se obtiene $s_i^2 \mathbf{V}_{\cdot,i}$. Por lo tanto:

$$\sum_{i=1}^k s_i^2 (\mathbf{U}_{\cdot,i}^T \mathbf{d}) \mathbf{V}_{\cdot,i} = \mathbf{V}\mathbf{S}^T\mathbf{U}^T\mathbf{d} = \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (3.26)$$

Los términos $f_i = \frac{s_i^2}{s_i^2 + \lambda^2}$ son factores de filtro (filter factors), siendo $s_i \gg \lambda, f_i \approx 1$ y $s_i \ll \lambda, f_i \approx 0$. Para los valores singulares entre estos dos extremos, debido a que s_i disminuye f_i disminuyen monotónamente.

3.3.4.3 *L-curve*

El valor del peso (λ) apropiado en los problemas inversos lineales que corresponde a la mejor solución (Regularización de Tikhonov) se obtiene mediante el método *L-curve* (curva L). Se trata de un gráfico donde se representa la norma de la solución en función de la norma de los residuos. Cuando se representa la *L-curve* en una escala log-log suele tener una forma de L característica (de ahí su nombre) con un característico ángulo que separa las partes verticales y horizontales de la curva (ver figura 3.5). Se puede demostrar que este ángulo característico corresponde al punto de inflexión de la curva que es la mejor solución [?].

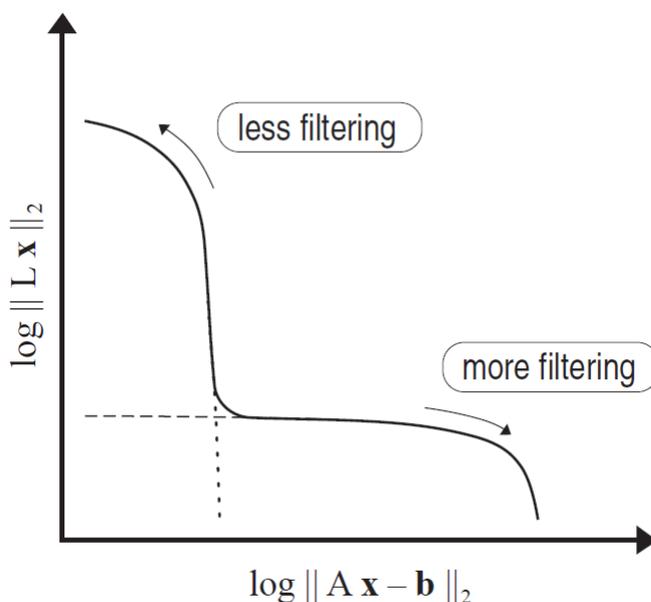


Figura 3.5: Forma característica de la L-curve (figura 1 de Hansen [1994]).

3.3.5 *Calidad de la solución*

La obtención de la solución que satisface los datos y condiciones “a priori”, no asegura que esta sea la única solución a nuestro problema. Para asegurar que se trata de una solución robusta y única, es necesario estimar la calidad de los resultados.

Uno de los test más utilizados para comprobar la calidad de la solución es el llamado *checkerboard test* (test de tablero de ajedrez, figura 3.6) donde el criterio de calidad es la similitud entre el modelo recuperado y el modelo sintético. En este caso el modelo

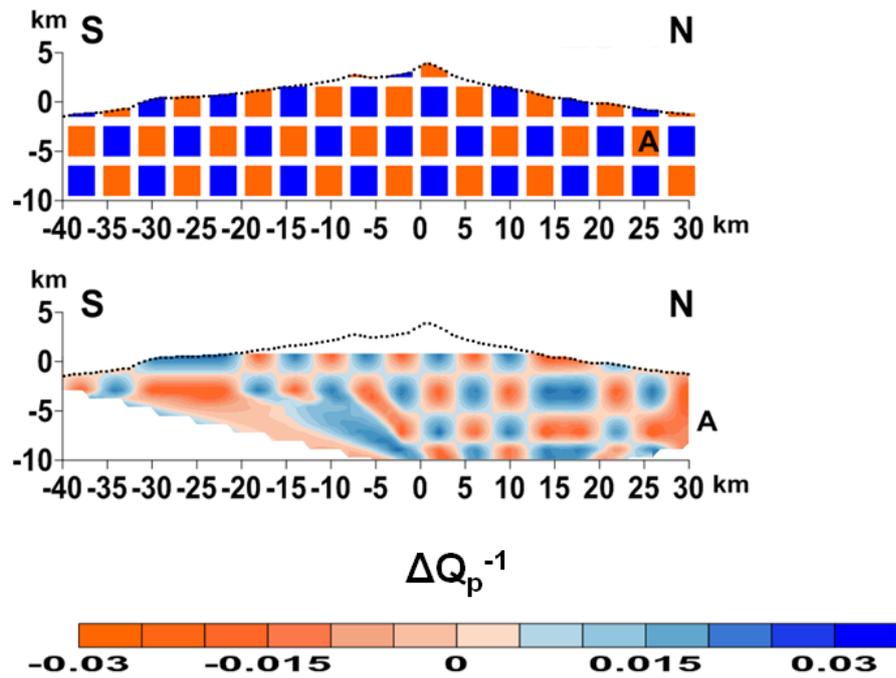


Figura 3.6: Ejemplo de *checkerboard test* aplicado a la isla de Tenerife.

sintético se divide en regiones alternantes (alta y baja velocidad o alta y baja atenuación, por ejemplo) con una escala de longitud igual a la escala de resolución del método. Las regiones en las que el patrón de tablero de ajedrez se recuperan claramente, serán aquellas en las que el modelo de solución se puede considerar bien resueltas.

Otro método que se puede aplicar para comprobar la robustez de la solución es la técnica *jackknifing*. Esta técnica consiste en quitar una fracción de datos y realizar la inversión. De este modo podemos comparar los resultados obtenidos para distintas distribuciones de datos. Incluso podemos eliminar progresivamente un conjunto de datos y ver hasta que punto la distribución reproduce el mismo resultados o qué anomalías siguen apareciendo.

Parte 2

**ISLA DE TENERIFE
(ISLAS CANARIAS)**

*“Toda mi pintura es vulcanología y
geología en su fundamento básico”*

— César Manrique, 1987

Capítulo 4

**MARCO
GEOLOGICO
Y
GEODINÁMICO
DE TENERIFE**

4

MARCO GEOLÓGICO Y GEODINÁMICO DE TENERIFE

La isla de Tenerife pertenece al archipiélago de las Islas Canarias situado en el océano Atlántico, al oeste del continente africano (Figura 4.1). Tenerife es la isla más grande del archipiélago canario, con una superficie aproximada de 2034km^2 y se caracteriza por una gran depresión: el complejo Las Cañadas-Pico Viejo-Teide. El pico del Teide con 3718 metros sobre el nivel del mar y más de 7000 sobre el fondo oceánico, es el punto más elevado de la isla, del territorio español y de todas las tierras emergidas del Atlántico.

La isla alberga a una población de 886,003 habitantes (INE 2008) además de los 5 millones de turistas que visitan la isla todos los años y todos estos podrían estar sometidos a un nivel de riesgo ante una erupción del volcán.

4.1 LAS ISLAS CANARIAS

4.1.1 *El origen de las Islas Canarias*

A diferencia de lo que ocurre con otros archipiélagos volcánicos, el debate sobre la génesis y evolución de las Islas Canarias se mantienen abierto, ya que no se dispone de un modelo aceptado de forma unánime por la comunidad científica.

En general, los modelos sobre la génesis del archipiélago pueden dividirse en dos grandes grupos. Mientras un primer grupo se centran en la hipótesis de una pluma térmica (Morgan, 1971; Wilson, 1973; Hoernle and Schmincke, 1993; Oyarzún et al., 1997; Carracedo et al., 1998; Carracedo and Perez-Torrado, 2001) o un punto caliente casi prescindiendo de la tectónica, el segundo grupo otorga a la tectónica un papel imprescindible en la distribución espacial y temporal de la actividad volcánica (Anguita and Hernan, 1975; Araña and Ortiz, 1991).

El modelo de punto caliente, plenamente satisfactorio en otros archipiélagos, resulta discutible en Canarias, al encontrarse las islas muy próximas al extremo occidental de la alineación del Atlas, cuya tectónica puede haber influenciado el vulcanismo canario.

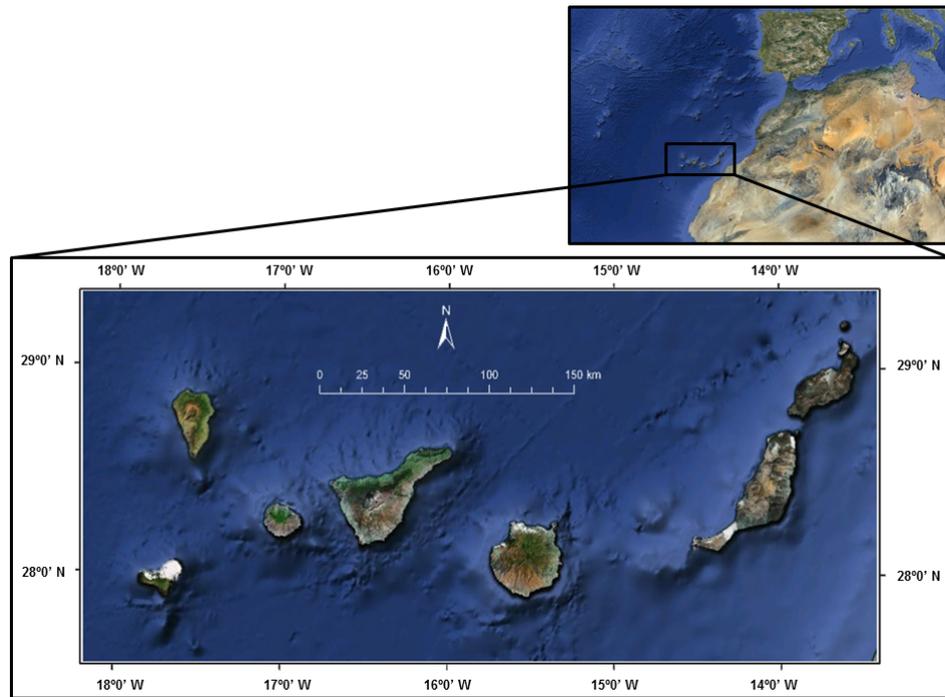


Figura 4.1: Localización geográfica de las Islas Canarias. De izquierda a derecha y de abajo arriba: El Hierro, La Palma, La Gomera, Tenerife, Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote.

El *modelo unificador* de [Anguita and Hernan \[2000\]](#) intenta integrar los aspectos más concordantes de los modelos propuestos. En su elaboración se discuten aspectos y datos muy diversos de carácter geofísico, geoquímico y tectónico. Los datos geofísicos ponen de manifiesto que en Canarias falta la intumescencia (o hinchazón) batimétrica y gravimétrica característica de otros puntos calientes y los estudios sobre el espesor elástico de la litosfera en esta zona no dan evidencias claras de que haya sido localmente recalentada por una pluma, ni tampoco en el trabajo de [Hoernle et al. \[1995\]](#) se demuestra que la anomalía térmica sublitosférica en forma de capa extensa presente una raíz profunda bajo Canarias. Por otra parte, del conjunto de datos isotópicos lo que se desprende es un origen múltiple de los magmas a partir de diversos componentes de manto primitivo astenosférico, enriquecido y empobrecido. Finalmente, bastantes de los rasgos tectónicos identificados por varios autores en las islas y en el fondo marino circundante (por ejemplo, la sucesión de esfuerzos compresivos y extensivos deducidos en la deformación de las rocas de la fase submarina de crecimiento de Fuerteventura, probables estructuras de origen transpresivo en Lanzarote y la falla transcurrente izquierda con actividad sísmica existente entre Tenerife y Gran Canaria) son demasiado parecidas a otros existentes en el Atlas como para ser obviados. A esto se une el volcanismo del Atlas, a día de hoy mejor conocido, en el que se encuentran representados muchos de los tipos geoquímicos existentes en Canarias, incluyendo algunos relativamente escasos como los carbonatíticos y los comendíticos (ver figura 4.2).

El modelo integra aspectos de los modelos anteriores. Del modelo de punto caliente reconoce que el origen del vulcanismo de las Islas Canarias es una anomalía térmica del manto, aunque al no estar en el presente enraizada en el manto inferior, no conserva los rasgos geofísicos ni geoquímicos de las plumas “vivas”. Del modelo de fractura propagante toma la idea de que los magmas son drenados cuando se produce distensión. Del modelo de ascenso de bloque admite la existencia del propio ascenso, pero en un régimen de esfuerzos diferente, no meramente compresivo sino también transcurrente.

4.1.2 *La construcción de las islas*

Las Islas Canarias por el volumen de material emitido durante su formación y por la duración de su actividad volcánica, constituyen uno de los archipiélagos volcánicos más importantes entre los localizados en el Océano Atlántico. Comparte con los archipiélagos de Madeira y Cabo Verde, la peculiar situación de encontrarse en las proximidades del

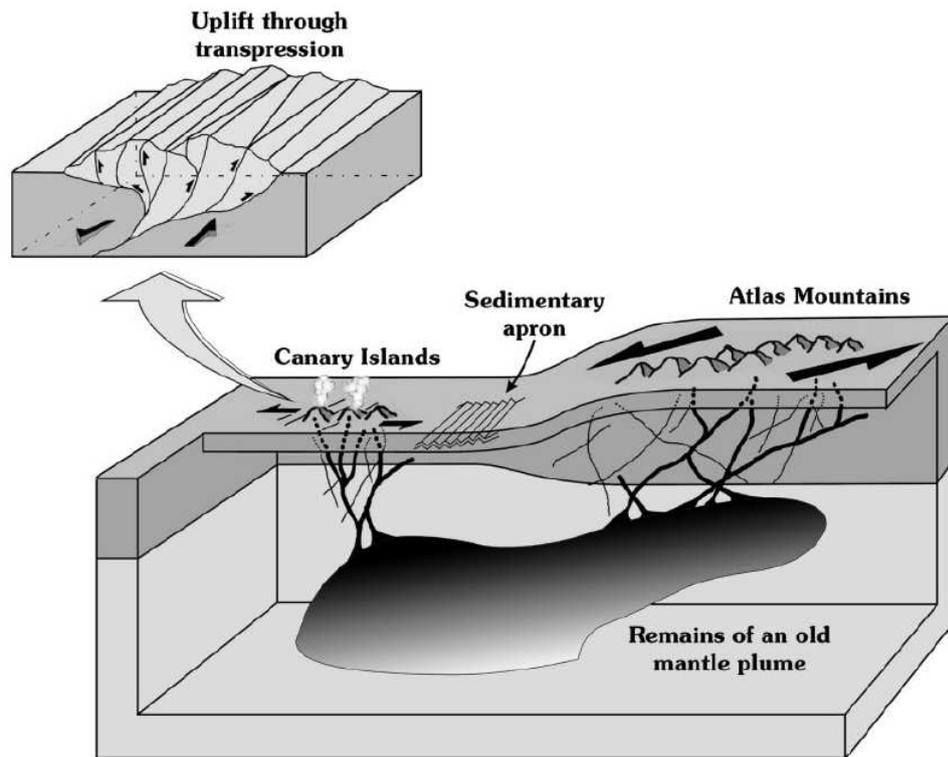


Figura 4.2: Esquema resumen del modelo unificador sobre el origen de las Islas Canarias de (figura 8 de [Anguita and Hernan \[2000\]](#)).

margen continental africano, en un borde de placa de los considerados como de tipo “pasivo” y, por tanto, carente teóricamente de actividad volcánica.

Cada isla ha tenido una historia diferente e independiente, iniciando su actividad en distintos momentos y con diferente duración y evolución cada una de ellas (ver figura 4.3). Por otra parte, una de las características que diferencian a las Islas Canarias de otras islas volcánicas oceánicas es la duración tan prolongada de la actividad, que excepto en las más jóvenes (La Palma y El Hierro) ha superado los 10 o incluso los 20 Ma (Cantagrel et al., 1984; Staudigel and Schmincke, 1984) . Algunas islas están caracterizadas por la existencia de distintos periodos de actividad volcánica constructiva, alternados con otros de reposo e intensa erosión, mientras que otras parecen haber tenido una actividad más continua [Vera, 2004]. En el desmantelamiento de las islas parecen haber jugado un papel muy importante fenómenos bruscos intensos de deslizamiento de grandes masas acompañados o no de erupciones explosivas.

La composición de los magmas es muy variada, pero casi siempre dentro del campo alcalino y mayoritariamente comprende términos básicos. Son especialmente frecuentes los magmas de afinidad alcalina normal (basaltos alcalinos) o fuertemente alcalinos (basanitas), siendo raros tanto los términos tolíticos como los ultraalcalinos. Los magmas sálicos son escasos en algunas islas (como por ejemplo en Lanzarote) pero son muy abundantes en otras, especialmente en Tenerife y Gran Canaria, lo que no es frecuente en otros archipiélagos volcánicos como Hawaii [Vera, 2004].

El diferente desarrollo de cada isla hace que sea difícil establecer un modelo general válido para todas ellas, sin embargo, pueden establecerse unas fases o pautas generales o más frecuentes como podrían ser: 1) la fase submarina y los complejos basales, 2) las fases de crecimiento subaéreo y la evolución de la actividad volcánica.

4.1.3 *Formación de la isla de Tenerife*

La isla de Tenerife es la mayor del archipiélago canario (2034km^2), la más alta (3718m) y una de las de mayor complejidad volcanológica. Su actividad se inicia en el Mioceno superior (hace 12 Ma, aproximadamente) prolongándose hasta la actualidad, siendo la última la erupción del Chinyero en 1909. Aunque más adelante haremos un repaso de las erupciones históricas de la isla, hay que tener en cuenta que el concepto de historia parte aproximadamente de 1492 cuando Colón describe por primera vez un penacho de humo o de 1496 cuando la isla es definitivamente conquistada por la corona de Castilla. Cualquier erupción que en el Mediterráneo pudiera considerarse como histórica, en

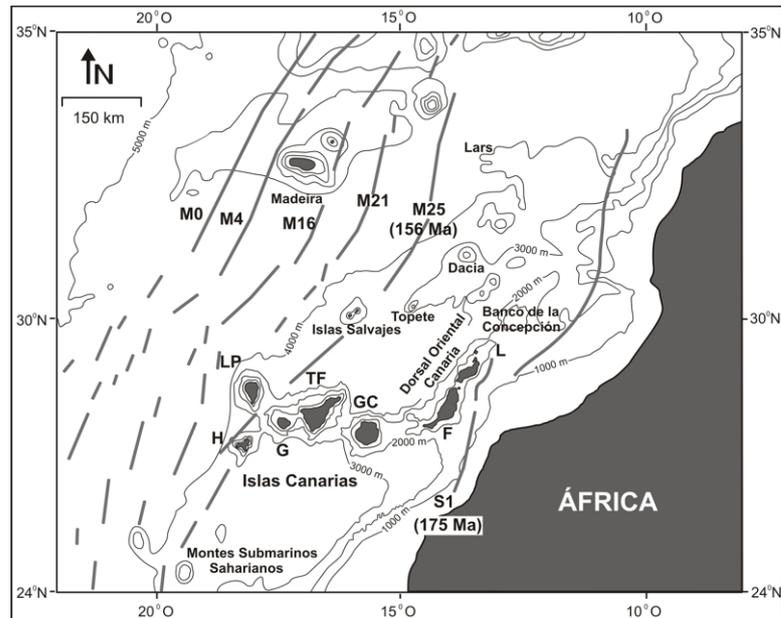


Figura 4.3: Mapa batimétrico del archipiélago canario y de los relieves submarinos próximos, con la posición de los principales crones de la corteza oceánica (figura 8.1 de Vera [2004]).

Tenerife pasa a tener el concepto de no documentada y sólo datada a través de técnicas geofísicas y/o geológicas.

4.1.3.1 *Los edificios antiguos*

Los materiales más antiguos aflorantes en la isla y que representan el estadio inicial de crecimiento subaéreo de la misma, se localizan en la península de Anaga, en la península de Teno y en la zona del Roque del Conde (ver figuras 4.4 y 4.5). Se trata de los restos de tres grandes edificios antiguos independientes (Ancochea et al., 1989; 1990) que en la actualidad dan lugar a relieves erosivos montañosos y abruptos con profundos barrancos, siendo difícil la reconstrucción de la forma original de los mismos.

4.1.3.2 *El Edificio Cañadas*

La actividad volcánica posterior de Tenerife se ha concentrado en dos grandes edificios: el edificio Cañadas y el edificio Dorsal (Figuras 4.4 y 4.5) y en emisiones dispersas por el resto de la isla (ver figura 4.6).

El edificio Cañadas es el resultado de una compleja actividad volcánica en la que han existido varias etapas de construcción y destrucción (Fúster et al. 1994; Martí et al.

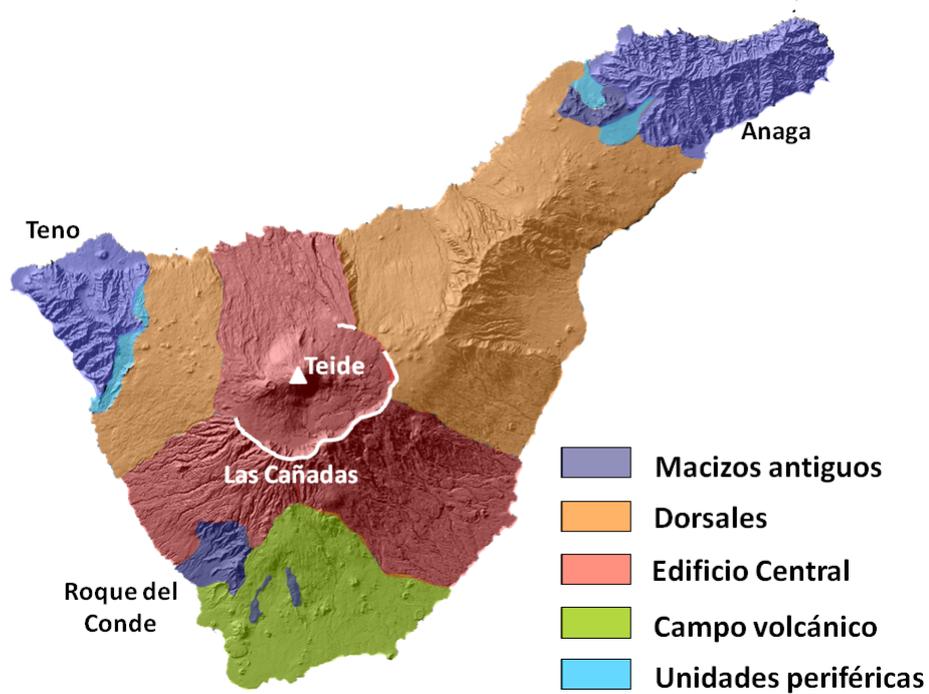


Figura 4.4: Mapa geológico simplificado de Tenerife. El triángulo blanco corresponde a la ubicación del Teide y la línea blanca dibuja la pared de Las Cañadas (figura modificada de la figura 1 de [Ablay and Martí \[2000\]](#)).

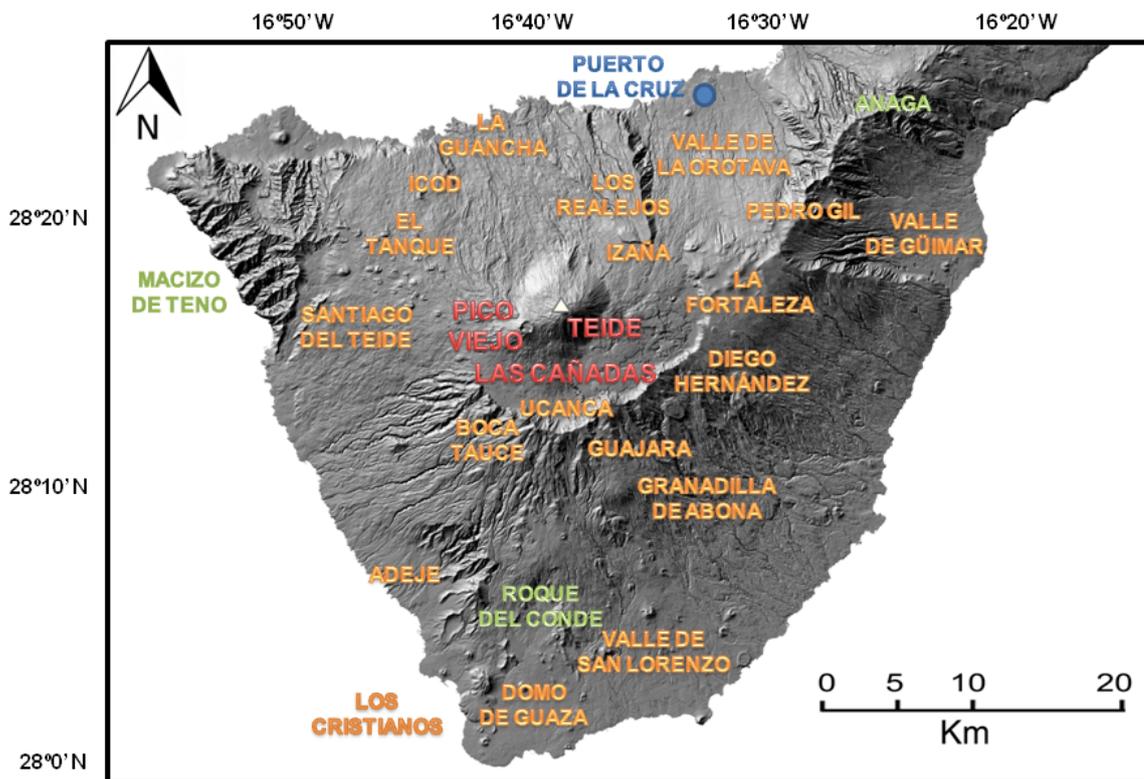


Figura 4.5: Mapa de sombras de la Isla de Tenerife con los topónimos de los lugares de referencia utilizados en esta tesis.

1994; Ancochea et al. 1995, 1998, 1999; Cantagrel et al., 1999; Ancochea et al. 2000; Huertas et al., 2002). Su evolución ha tenido lugar a lo largo de tres fases principales de construcción. El Edificio Teide-Pico Viejo podría ser considerado como la última fase de su evolución.

En la parte alta del Edificio Cañadas se encuentra la Depresión o Caldera de Las Cañadas. Es una depresión semielíptica de 18 km de eje mayor, rodeada parcialmente por una pared de 25 km de longitud, que no se es continúa por el sector norte ni por el noroeste de la misma. Su máxima altitud corresponde al pico de Guajara (2712m) (figura 4.5) y es ahí también donde la pared alcanzar su mayor altura, unos 500 metros. La Caldera está dividida en dos grandes sectores, occidental y oriental, por el escarpe orientado en dirección NW de los Roques de García. La actividad más reciente del Edificio Teide-Pico Viejo, rellena parcialmente la Caldera.

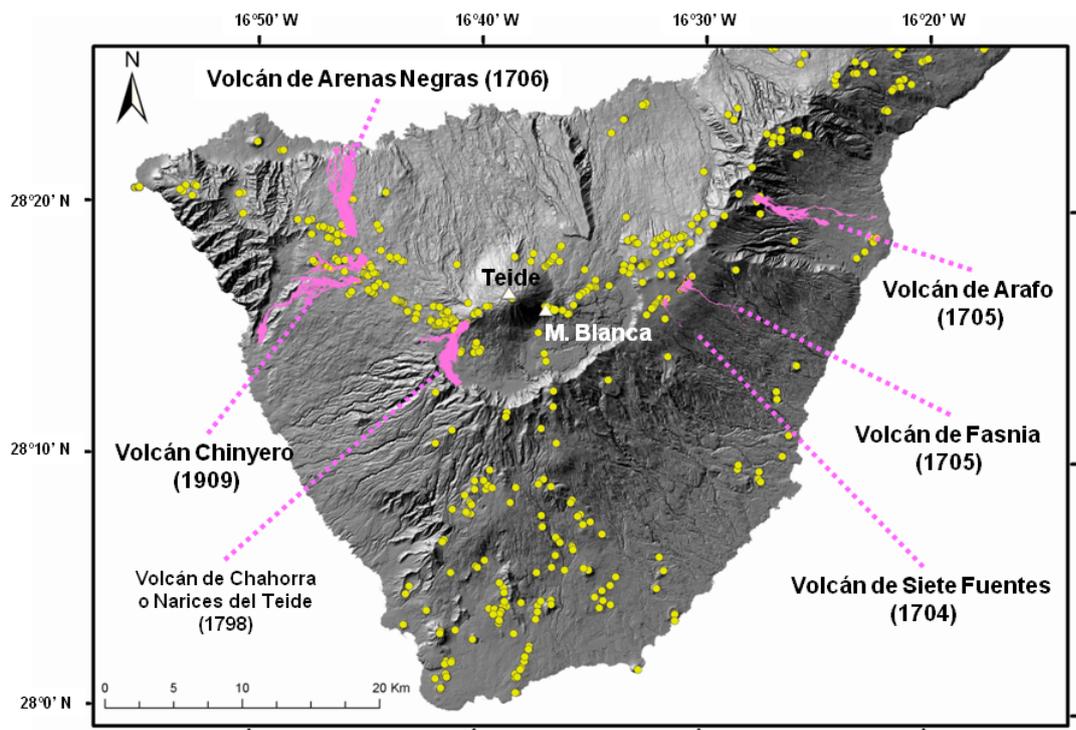


Figura 4.6: Mapa de sombras donde se muestran la ubicación de conos monogenéticos (puntos amarillos) y las erupciones históricas (en rosa) (basado en los trabajos de Romero, 1991 y Romero, 1992).

4.1.3.3 *Las erupciones recientes*

Tras la formación de la Caldera de Las Cañadas, la actividad volcánica en Tenerife continúa con similar intensidad y distribución. Por una parte la actividad vuelve al Edificio Cañadas dando origen en el interior de la Caldera al Edificio Teide-Pico Viejo y, al mismo tiempo, prosigue la actividad basáltica en centros estrombolianos dispersos por toda la isla.

Los primeros episodios del complejo Teide-Pico Viejo corresponden a las etapas iniciales de la formación del Teide y comienzan según [Ablay and Martí \[2000\]](#) con un predominio de erupciones de basaltos y basanitas, con tefritas y fonolitas tefríticas en proporciones subordinadas. La formación de Pico Viejo (Figura 4.5) tiene lugar con posterioridad, al mismo tiempo que se emiten en el Teide coladas de esta misma naturaleza y lavas básicas en diversos volcanes del interior de la caldera.

La actividad subsiguiente del complejo Teide-Pico Viejo y de los centros de emisión asociados esta representada por una sucesión de erupciones de basanitas, tefritas y fonolitas.

Hace 2000 años [[Ablay et al., 1995](#)] se produjo la erupción subpliniana del volcán Montaña Blanca (Figura 4.6) que estuvo acompañada por una considerable proyección de piroclastos pumíticos. La erupción fonolítica terminal del Teide tuvo lugar aproximadamente en el año 1380 y a ella corresponden las coladas negras del Pitón.

Simultáneamente un gran número de centros estrombolianos emitieron escorias y coladas básicas, especialmente a lo largo de tres alineaciones que convergen en la caldera de Cañadas [[Carracedo, 1994](#)]: la correspondiente al Edificio Dorsal (alineación NE) que seguiría activo, la de la dorsal de Santiago del Teide (alineación NW) y una tercera peor definida que corresponde a los campos volcánicos del sur de Tenerife (Valle de San Lorenzo, alineación S) (Figura 4.5).

En tiempos históricos la actividad volcánica de Tenerife ha sido de tipo estromboliano y ha tenido lugar tanto en las zonas externas como internas de la Caldera de Las Cañadas ([Romero, 1991](#); [Romero, 1992](#)) (Figura 4.6). Sobre algunas de estas erupciones hay referencias poco precisas como la de los avistamientos por marineros en los años 1393 o 1399 que podrían corresponder a la última erupción del Teide o las recogidas por la tradición guanche y que sitúan en torno al año 1430 las erupciones de los volcanes situados junto al Puerto de La Cruz (figura 4.5). Otras erupciones históricas se encuentran por el contrario bien documentadas, éstas tuvieron lugar esencialmente en el siglo XVIII, entre los años 1704 y 1706 (volcanes de Siete Fuentes, Fasnía, Arafo y

Arenas Negras, figura 4.6) y en 1798 el volcán Chahorra (figura 4.6). La última erupción de Tenerife 1998, 1999 fue la del volcán Chinyero en 1909 (figura 4.6).

4.2 ESTUDIOS GEOFÍSICOS

4.2.1 Estudios gravimétricos

En la bibliografía numerosos autores han recurrido a la gravimetría para conocer la estructura interna de la isla de Tenerife. Araña et al. [2000] combinaron datos gravimétricos, aeromagnéticos y volcanológicos para estudiar la estructura de Tenerife. Para el análisis de los resultados dividen la isla en tres zonas: zona profunda (por debajo de 12km) que corresponde al basamento de la isla, zona intermedia (entre 12km b.n.m. y 1km s.n.m.) que corresponde a los estadios de la construcción de escudo submarino y zona superficial (por encima de 1km s.n.m.) que está asociada al edificio Las Cañadas-Teide.

En la zona profunda los datos de gravedad indican la existencia de un cuerpo anómalo que los autores asocian con la elevación del basamento bajo la isla en bloques (Figura 4.7 f).

En la zona intermedia encuentran una fuerte anomalía con dirección NE-SW (Figura 4.7 e). Los autores sugieren que la anomalía puede estar asociada a la base de un edificio basáltico elongado correspondiente al estado inicial del escudo de Tenerife. Esta estructura se extiende desde Roque del Conde hacia el NW con un eje NE-SW. Esta dirección coincide además con un sistema de fracturas que ha estado activo en el archipiélago entero en diferentes periodos constructivos, de acuerdo al régimen de esfuerzos de la litosfera [Mezcua et al., 1992].

La zona más superficial tiene una estructura más compleja (Figura 4.7 a, b, c y d). Las imágenes obtenidas muestran una zona de densidad mínima para la zona de la caldera de Las Cañadas, rodeada por un área en forma de rombo de alta densidad, con una ligera ruptura al norte. Los materiales de alta densidad que se encuentran en los bordes de la caldera se pueden relacionar con una extensión intracaldérica de la cadena como sugieren Ablay and Kearey [2000]. Los materiales de menor densidad que se encuentran en el complejo de Teide-Pico Viejo y Montaña Blanca, estos autores los relacionan con materiales volcánicos más ligeros.

Además, se observan otras dos grandes anomalías positivas. Una situada bajo el estratovolcán Teide-Pico Viejo que asocian a los conductos de erupciones basálticas

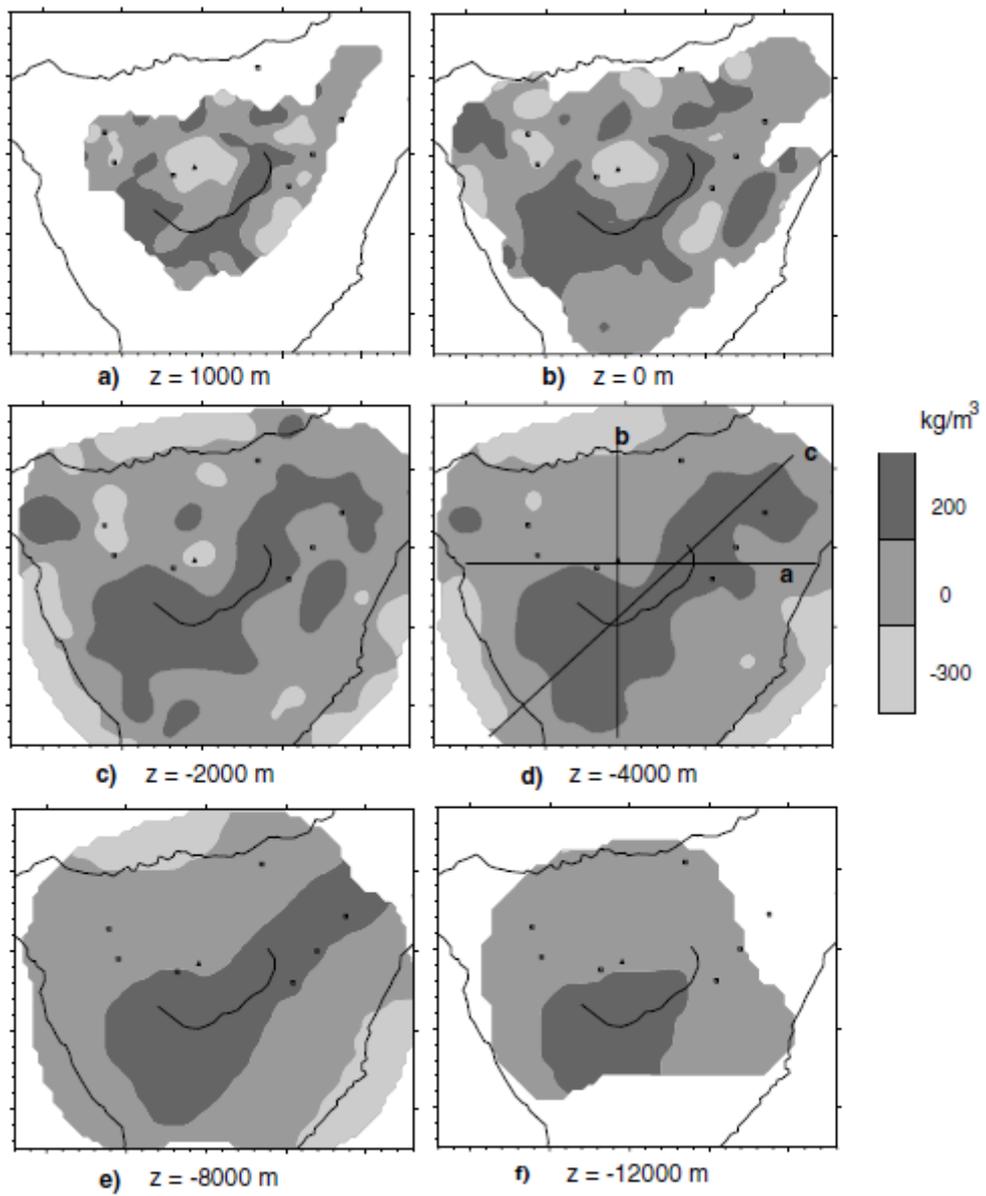


Figura 4.7: Secciones horizontales de las anomalías de densidad a varias profundidades (figura 10 de [Araña et al. \[2000\]](#)).

producidas durante la construcción de los volcanes Teide y Pico Viejo. Otros autores (Banda et al., 1981; Watts et al., 1997) ya habían propuesto este modelo debido a la inusualmente alta velocidad encontrada bajo la parte central de la isla de Tenerife. En la parte norte hallaron otra anomalía positiva. En este caso coincide con el volcán de Pedro Gil, el único volcán comparable en tamaño al Teide y Pico Viejo.

Más recientemente, Gottsmann et al. [2008] han realizado un nuevo estudio de gravimetría usando datos nuevos y antiguos y han presentado un nuevo mapa de anomalías de Bourger del complejo volcánico central de la isla de Tenerife. Los resultados obtenidos pueden resumirse en:

- El centro de la isla está formado por un cuerpo de alta densidad que se manifiesta con valores de alta gravedad. Está formado por la intersección de los dos alineamientos estructurales principales orientados sobre la fisura de Teno-Santiago del Teide y la Dorsal de Abeque. Estas estructuras han controlado la morfología y la evolución volcánica de la isla y del complejo central los últimos millones de años y parece que ha continuado controlando la dinámica de la parte más superficial del complejo, tal y como pudo verse en la reactivación del año 2004 (Figuras 4.8 y 4.9).
- Gottsmann et al. [2008] propusieron la existencia de un complejo volcánico central desde etapas tempranas en la evolución de la isla de Tenerife. El complejo fonolítico, bajo el centro de la isla, en su mayoría, fue formado dentro de la estructura de escudo inicial. La construcción de edificios volcánicos aislados formando las tres puntas de la isla no está apoyado por los resultados de Gottsmann et al. [2008] (ver figuras 4.8 y 4.9). La distribución asimétrica de la densidad bajo el nivel del mar, es consistente con el decrecimiento significativo de partes del edificio inicial central en forma de deslizamientos laterales, dirigidos hacia el norte, durante la época del Grupo Inferior.
- Existen fuertes evidencias de colapso vertical como origen de la caldera de Las Cañadas, tanto en los datos de gravimetría como en la correlación encontrada con los resultados de electromagnetismo y aeromagnetismo. La distribución de cuerpos pequeños y superficiales de alta densidad en el sector de Diego Hernández, es consistente con las intrusiones a lo largo de la falla en forma de anillo. Ésta marca la periferia de un conducto en forma de embudo interpretado como la base de la caldera de Diego Hernández.

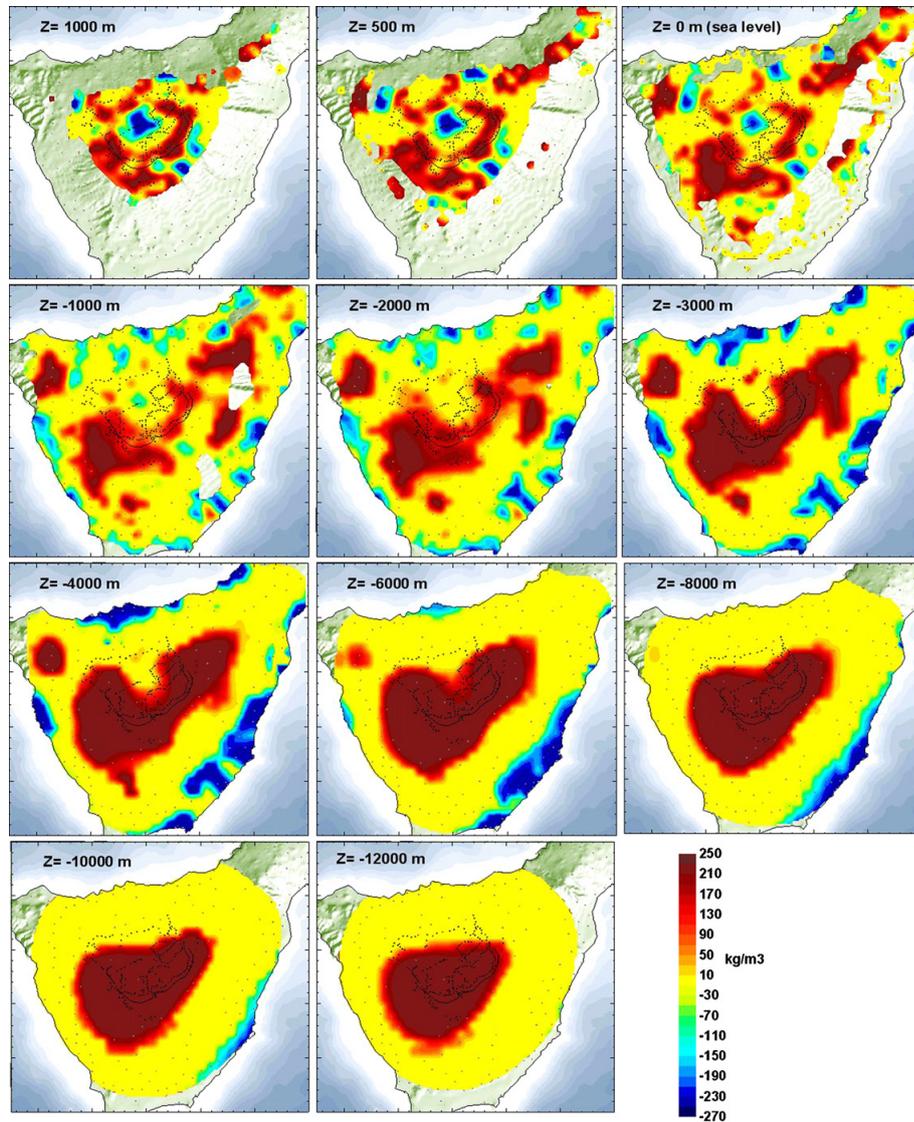


Figura 4.8: Secciones horizontales de los contrastes de densidad (kg/m^3) a varias profundidades (figura 9 de Gottsmann et al. [2008]).

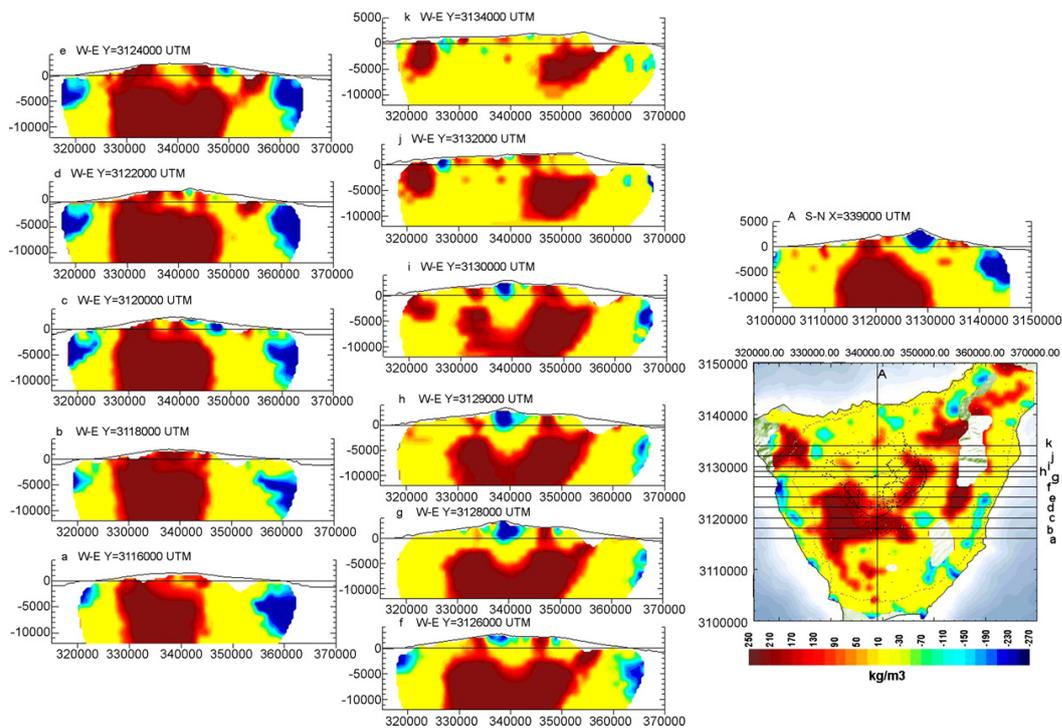


Figura 4.9: Secciones verticales realizadas sobre el modelo de contraste de densidad (kg/m^3) (figura 10 de [Gottsmann et al. \[2008\]](#)).

- Los autores interpretan el alineamiento de cuerpos de alta densidad someros y en forma de herradura localizados en el norte del Complejo Teide-Pico Viejo como intrusiones superficiales enterradas por el deslizamiento de Icod. En la actualidad la pared del Valle de Icod está enterrada bajo los productos eruptivos del complejo volcánico más joven sobre la isla y por eso no se pueden correlacionar con la parte expuesta de la caldera de Las Cañadas.
- La zona interna del Complejo Teide-Pico Viejo está caracterizada por un cuerpo con forma cilíndrica que se extiende desde profundidades de 3000 metros hasta el nivel del mar. Este cuerpo de densidad neutral está relacionado con el sistema de conductos del complejo. Sin embargo, por encima del nivel del mar, dominan los materiales de baja densidad. Estos materiales podrían ser el resultado de una combinación de productos eruptivos evolucionados con un grado significativo de alteración hidrotermal debido a la corrosión interna.

Un año más tarde, [Fernández et al. \[2009\]](#) estudiaron la deformación de la isla de Tenerife mediante interferometría diferencial sintética (DInSAR). Aplicaron el algoritmo *Small BAseline Subset* (SBAS) a las imágenes de radar obtenidas entre los años 1992

y 2005 por el sensor ERS, para determinar el ratio de distribución de la deformación y para calcular series temporales de píxeles coherentes identificados en la isla. Los análisis de [Fernández et al. \[2009\]](#) revelaron que la cima del edificio volcánico está caracterizada por una continúa subsidencia que se extiende más allá del borde de Las Cañadas y que corresponde al núcleo rígido de la isla. Para interpretar estos resultados los autores se basan en el hundimiento gravitacional del núcleo denso de la isla dentro de una litosfera débil e interpretan que el edificio volcánico está en un estado de compresión. Además, podemos resumir los puntos más importantes que destacan los autores:

- [Fernández et al. \[2009\]](#) identifican áreas con gran subsidencia (b, c y d en la figura 4.10) localizadas alrededor de la caldera en las dorsales NW y NE y sin embargo, un área de menor subsidencia en la dorsal sur (e en la figura 4.10).
- Los autores determinan un patrón de deformación a gran escala que sigue el contorno de la isla. Este patrón puede observarse con claridad más allá de Las Cañadas. La forma y la posición de este patrón de deformación coincide, según los autores, con la extensión del núcleo de la isla descrito por [Gottsmann et al. \[2008\]](#).

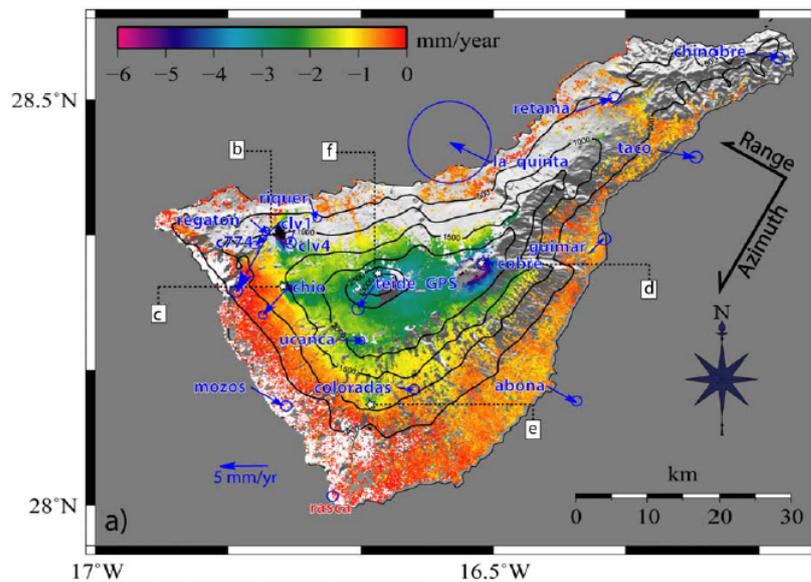


Figura 4.10: Mapa de deformaciones medias calculadas únicamente para los píxeles coherentes mediante la técnica SBAS-DInSAR (se ha sobreexpuesto el MDE de la isla). En la figura se muestran el rango de direcciones (flechas negras) y los desplazamientos horizontales medidos mediante GPS entre 2000 y 2006 (flechas azules) (la figura corresponde a la figura 2a de [Fernández et al. \[2009\]](#)).

4.2.2 Estudios magnéticos

Los trabajos realizados por [García et al. \[2007\]](#) y [Blanco-Montenegro et al. \[2011\]](#) recopilan información sobre la mayoría de los trabajos (aero)magnéticos realizados en la isla de Tenerife.

En 2006 [García et al. \[2007\]](#) realizaron una campaña para recoger datos magnéticos usando un helicóptero que realizó vuelos a poca altura. Los datos se recogieron tanto dentro como fuera de la isla. El nuevo mapa de anomalías magnéticas corrobora los patrones de anomalías regionales que ya se habían observado con anterioridad ([Araña et al., 2000](#); [Blanco-Montenegro, 1997](#)). Sin embargo, con el conjunto de datos obtenido en 2006 se han obtenido imágenes más someras y a mucha mayor frecuencia. Las mejoras son más evidentes en la zona de Las Cañadas, donde se ha podido obtener una imagen con más detalle que lo que se tenía anteriormente. Entre los resultados obtenidos se puede destacar las anomalías de alta frecuencia que se extienden desde el este de Las Cañadas hacia el noreste. Otro resultado importante es que las anomalías de intensidad más baja y una longitud de onda más grande caracterizan los edificios volcánicos antiguos de Teno, Anaga y Roque del Conde (Figura 4.11). Estos edificios también presentan altos gradientes magnéticos que podrían contener detalles sobre el desarrollo del complejo volcánico.

[Blanco-Montenegro et al., 2011](#) utilizaron la misma base de datos que proporcionó la campaña aeromagnética de 2006 y presentan dos modelos magnéticos en 3D. El primero ha sido calculado mediante una inversión lineal que proporciona información sobre los contactos de magnetización laterales y ayuda a identificar los sistemas de alimentación magmática de los diferentes edificios volcánicos de la isla (Figura 4.12). Y un segundo modelo calculado mediante inversión no-lineal que recoge información sobre cuerpos intrusivos profundos, donde un valor constante de magnetización caracteriza las fuentes principales. Podemos resumir los resultados en los siguientes puntos:

- Las principales fuentes magnéticas pueden ser interpretadas como cuerpos plutónicos profundos, relacionados con el núcleo máfico, emplazados en las etapas tempranas de la isla. Los fuertes campos magnéticos también pueden indicar sistemas de diques que contribuyeron en el crecimiento de la isla en etapas posteriores.
- En comparación con trabajos magnéticos anteriores (por ejemplo, [Araña et al., 2000](#)), los resultados son más realistas y más complejos sobre la estructura interna de la isla de Tenerife.

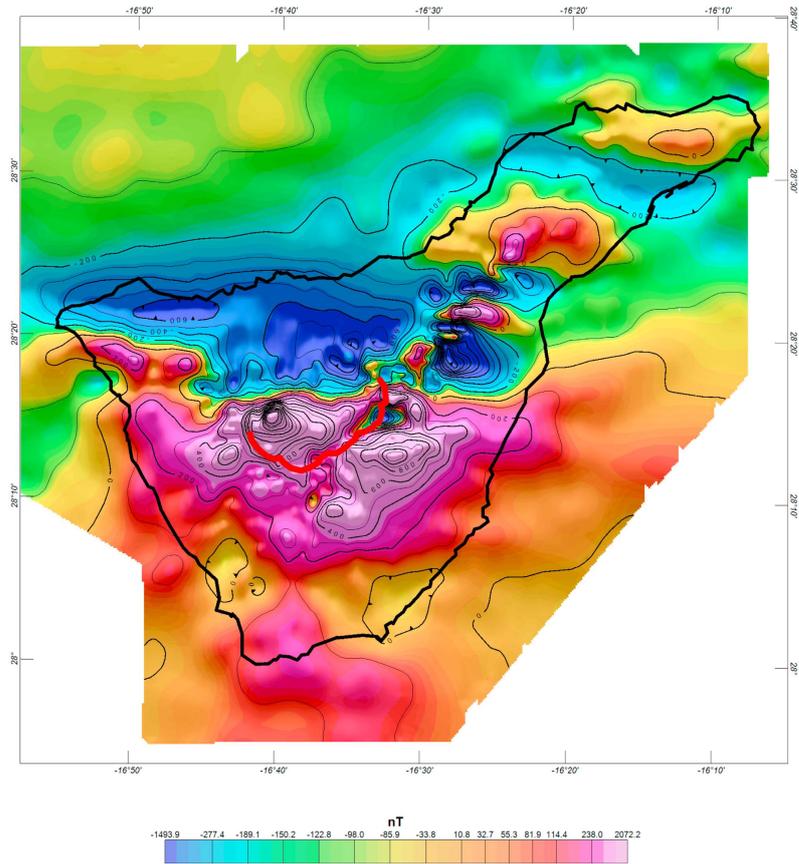


Figura 4.11: Mapa de anomalías magnéticas (intensidad total) de la isla de Tenerife (figura 3 de Blanco-Montenegro et al. [2011], modificado de García et al. [2007]).

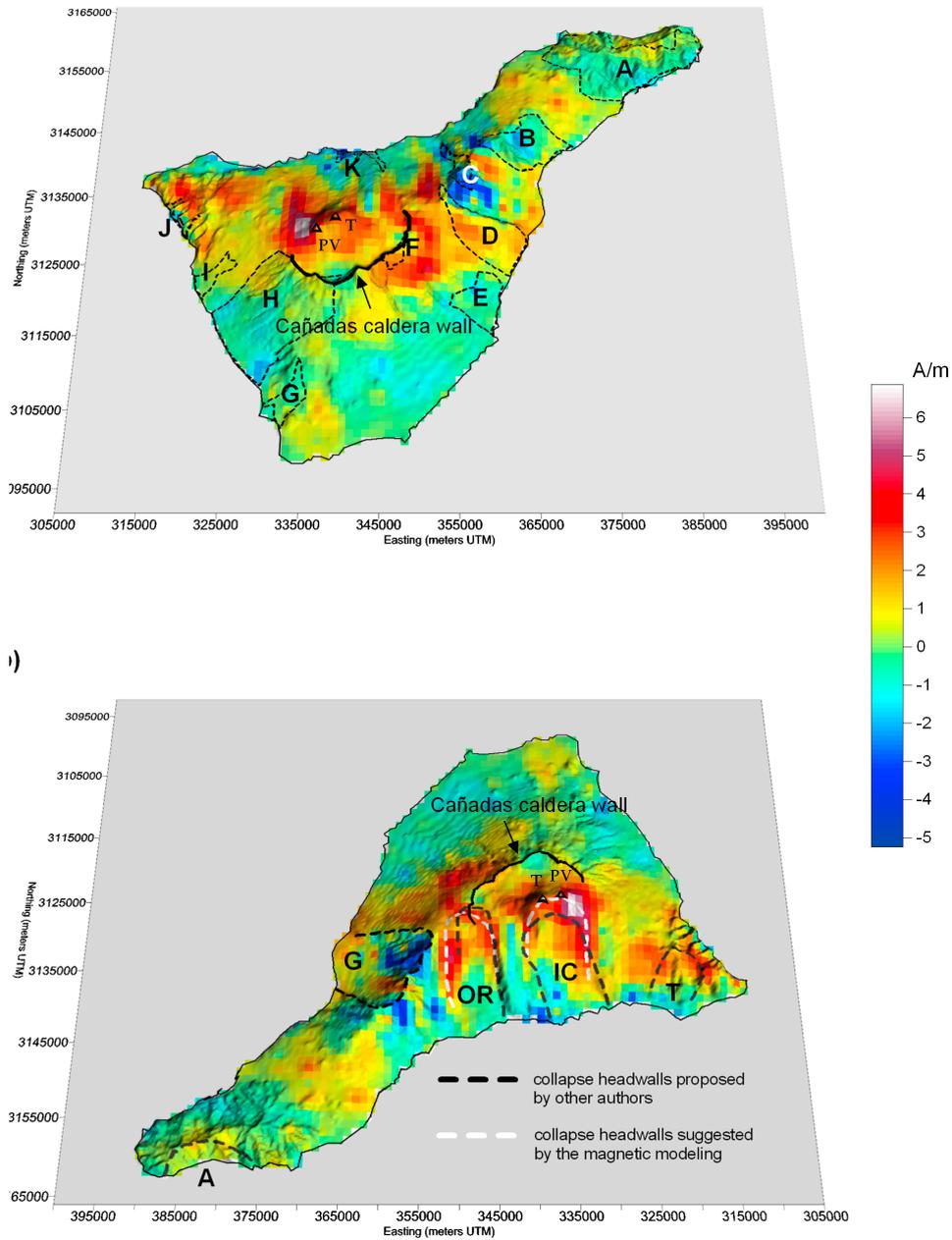


Figura 4.12: Mapa con la distribución de la magnetización obtenida a través de la inversión lineal de los datos de anomalías magnéticas. de magnetización lineal. Los polígonos corresponden a áreas con polaridad inversa (figura 6 de Blanco-Montenegro et al. [2011]).

- Las estructuras intrusivas profundas se encuentra debajo de la parte norte de la isla y se alinean a lo largo del eje E-W. Esta alineación revela un importante rasgo tectónico que estuvo activo durante la formación en etapas tempranas de la isla de Tenerife pero que no es evidente en la superficie en la actualidad.
- La disposición de los cuerpos intrusivos no apoya la hipótesis del sistema de rift de tres ramas que ha estado presente en la formación de la isla propuesto por Carracedo [1994]. En cambio, los resultados muestran que los complejos intrusivos están situados bajo las ramas NW-SE y NE-SW en conjunto con el flanco de la isla que ha sufrido un crecimiento más significativo, incluyendo los recurrentes colapsos hacia el norte. Por tanto, la estructura profunda de Tenerife concuerda mejor con la teoría de rifting asimétrico propuesto por Masson et al. [2002]. Además, esta interpretación podría sugerir que las zonas de rift se hayan desarrollado como resultado de la evolución de la isla y que aparecieran durante una etapa posterior de crecimiento.
- Las zonas más superficiales de las estructuras intrusivas muestran una geometría redondeada que concuerda con la ubicación de algunos deslizamientos ya propuestos anteriormente. Esto sugiere que las cicatrices del colapso han actuado como lugares preferente para el afloramiento de magma. Esto explica por qué el crecimiento de Tenerife se ha desarrollado especialmente en el flanco norte de la isla. Los autores creen probable que su modelo magnético proporcione la primera evidencia geofísica de la ubicación de la cabecera del deslizamiento de Icod bajo el complejo Teide-Pico Viejo, previamente propuesto por Ablay and Hurlimann [2000] y Hurlimann et al. [2004]. Por lo tanto, según los autores los datos magnéticos apoyan la hipótesis de colapso vertical para el origen de Las Cañadas [Martí and Gudmundsson, 2000], en lugar de la hipótesis de deslizamiento, lo que sitúa la cicatriz de colapso de Icod junto con la pared sur de la caldera [Cantagrel et al., 1999].
- El mayor complejo intrusivo de todos se encuentra bajo la parte noroeste del complejo Teide-Pico Viejo. Los autores sugieren la presencia de un dique de densidad muy alta en el área, como resultado de la intrusión de magma que abarca millones de años, desde las primeras fase del escudo basáltico en el centro de Tenerife hasta las fases más recientes, incluyendo la construcción de los estratovolcanes Teide y Pico Viejo. También se produjo en este área la reactivación que se produjo en el año 2004.

4.2.3 Estudios magnetotelúricos

Pous et al. [2002] realizaron un experimento para representar el interior de la depresión de Las Cañadas. El experimento consistió en la recogida de datos audiomagnetotelúricos en 33 lugares diferentes en el rango de periodo de 0,001 a 0,3 segundos y 11 lugares magnetotelúricos de 0,004 a 200 segundos. Estos autores obtuvieron un mapa detallado de la conductividad eléctrica del interior de la superficie. Usando periodos largos estos autores estudiaron el efecto del océano mediante un modelo en 3D de la isla. Los puntos de muestreo fueron elegidos dentro de seis perfiles y realizaron una inversión conjunta en dos dimensiones de todos los datos hasta 10 segundos (donde el efecto del mar empieza a ser importante). La geometría de las zonas de alta conductividad encontradas por Pous et al. [2002] indican que la caldera incluye dos depresiones cercanas en los sectores oeste (Ucanca) y central (Guajara); mientras que el sector este (Diego Hernández), la parte más alta de la zona conductiva principal, muestra una inclinación moderada hacia el noreste (Valle de La Orotava).

Cerca de la pared de la caldera, y paralela a la misma, encontraron una anomalía de alta conductividad (probablemente causada por la presencia de rocas altamente fragmentadas y afectadas por una alteración hidrotermal fósil a lo largo de la zona de fractura) que podría estar relacionada con el borde estructural de la caldera. Por otro lado, los resultados muestran la presencia de dos acuíferos principales separados por los Roques de García, coincidiendo con las depresiones oeste y central. La depresión este podría estar hidrológicamente desconectada de la depresión central por otro límite estructural que no es visible en superficie. Según los autores, sus resultados son consistentes con la teoría de múltiple colapso vertical como origen de la depresión de la caldera más que con el colapso de un sólo sector.

Más recientemente, Coppo et al. [2008] realizaron un estudio de audiomagnetotelúrica con datos de 185 sondeos realizados entre 2004 y 2006 dentro de la caldera de Las Cañadas. Los modelos de una dimensión revelan una capa superficial conductora (30 – 1000m), probablemente resultado de una alteración hidrotermal y de las condiciones meteorológicas. Localizan además bajo esta capa otra más resistiva.

Estas son las conclusiones que obtuvieron estos autores:

- La capa más conductiva se sumerge hacia el NE, bajo los materiales que rellenan la caldera de Las Cañadas, con claras evidencias de tres morfologías con forma de embudo.

- Las distribuciones de resistividad de la primera y segunda capa y la morfología de la capa más conductiva concuerdan con la hipótesis de destrucción de tres edificios construidos por colapso vertical, descartando así, un deslizamiento lateral como origen de Las Cañadas. Los centros de los edificios volcánicos antiguos (Guajara y Diego Hernández) tienen núcleos resistivos, mientras que los bordes son más resistivos. Esta diferencia en las propiedades eléctricas posibilita su precisa localización.
- El incremento en resistividad hacia el este está asociado a diferentes estados de alteración hidrotermal, indicando diferentes escalas de tiempo relacionadas con la alteración. El sector más al este de la caldera de Las Cañadas es la menos afectada por los procesos de alteración y, por tanto, indica que es la zona más joven con respecto a los sectores central y oeste.

4.2.4 Sismicidad

Uno de los primeros trabajos de sismicidad realizados en la isla de Tenerife es el de [Mezcua et al. \[1992\]](#). Estos autores hicieron una revisión sobre la sismicidad de la zona, incluyendo terremotos históricos y recientes. Analizaron el terremoto de magnitud 5,2 localizado en el mar en 1989 entre las islas de Gran Canaria y Tenerife. El terremoto fue seguido de un gran número de réplicas, que fueron interpretadas como movimientos sismotectónicos. La conclusión principal a la que llegaron es que existe un régimen de tensión compresional en dirección NW-SE en la región, que es compatible con la tectónica de la parte noroeste del continente africano.

[Del Pezzo et al. \[1997\]](#) hicieron un estudio de las ondas de coda de siete terremotos pequeños registrados en el volcán Teide. Para ello usaron temporalmente una antena sísmica compuesta por doce estaciones. El objetivo del estudio era medir el back-azimuth, la velocidad aparente y el tipo de ondas que componían la coda en un intervalo de frecuencia entre 4 y 6 Hz. Usaron el método de correlaciones cruzadas para obtener las componentes del vector de la onda y técnicas de análisis de tres componentes. Estas técnicas están basadas en la matriz de covarianza de la señal en el dominio del tiempo y la utilizaron para analizar las propiedades de polarización de las señales. Los resultados obtenidos por [Del Pezzo et al. \[1997\]](#) muestran que una gran parte de las ondas de coda en la frecuencia analizada, están casi sin correlacionar, tan solo un número pequeño de llegadas aisladas correlacionadas mostraron una lentitud aparente entre 2×10^{-3} y $2,5 \times 10^{-4} \text{ s/m}$ y una distribución casi aleatoria de los back-azimuth. Estos autores

interpretaron las llegadas correlacionadas como señales relacionadas por escateradores, probablemente relacionadas a la presencia en el área estudiada de irregularidades topográficas.

Almendros et al. [2000] presentaron un estudio sobre la sismicidad registrada en el Teide a partir de una campaña de 40 días, realizada en 1994, en la que usaron dos antenas sísmicas de pequeña apertura. El objetivo del trabajo era detectar, analizar y localizar la sismicidad local. Estos autores realizaron también el análisis del ruido sísmico para investigar la posible presencia de tremor volcánico. De un conjunto de 76 eventos, seleccionaron 21 en base a la calidad razón señal-ruido y la posibilidad de localizar la fuente sísmica usando las técnicas de localización de antenas sísmicas. Hicieron una clasificación visual basada en el tiempo $S - P$ y la forma del sismograma que les permitió establecer tres grupos: sismicidad local, tiempo $S - P$ entre 3 y 5 segundos; terremotos muy locales, tiempo $S - P$ menor de 3 segundos y explosiones artificiales. Estos terremotos fueron localizados mediante la técnica de las correlaciones cruzadas y la técnica de trazado de rayo inverso. Los terremotos registrados en ambas antenas sísmicas fueron localizados por la intersección de ambos back-azimuth. Los análisis de la sismicidad revelaron que la sismicidad del Teide era moderada. Esta sismicidad se podría distribuir en tres áreas: dentro del edificio de la caldera (bajo el Complejo Teide-Pico Viejo), en el borde este del edificio de la caldera y fuera de la isla. Por otro lado, estos autores observaron en el análisis de ruido sísmico que para frecuencias menores a 2 Hz la señal de carga oceánica predominaba sobre otras señales, incluso sobre terremotos locales con una magnitud de 2,0. Debido a esto, aunque el área del Teide presente tremor volcánico débil u otro tipo de señales con picos predominantes por debajo de 2 Hz, serían muy difíciles de determinar.

En 2004 tuvo lugar una reactivación del sistema volcánico en Tenerife (ver figura 4.13). Esta reactivación estuvo acompañada de una crisis sísmica de la que Almendros et al. [2007] analizaron los datos de tres antenas sísmicas desplegadas en la caldera de Las Cañadas durante mayo-julio de 2004. Los eventos estudiados pertenecen al periodo del 12 al 31 de mayo de 2004 y constituye uno de los episodios sísmicos más activos documentados en el área, excepto la actividad sísmica precursora que ha acompañado a las erupciones históricas.

La mayoría de las señales sísmicas registradas en las antenas eran terremotos volcano-tectónicos. Estos eventos suelen presentar magnitudes bajas. También detectaron eventos de largo periodo, generalmente asociados con la presencia de fluidos volcánicos en el medio. Además, estos autores observaron la aparición de un tremor continuo que

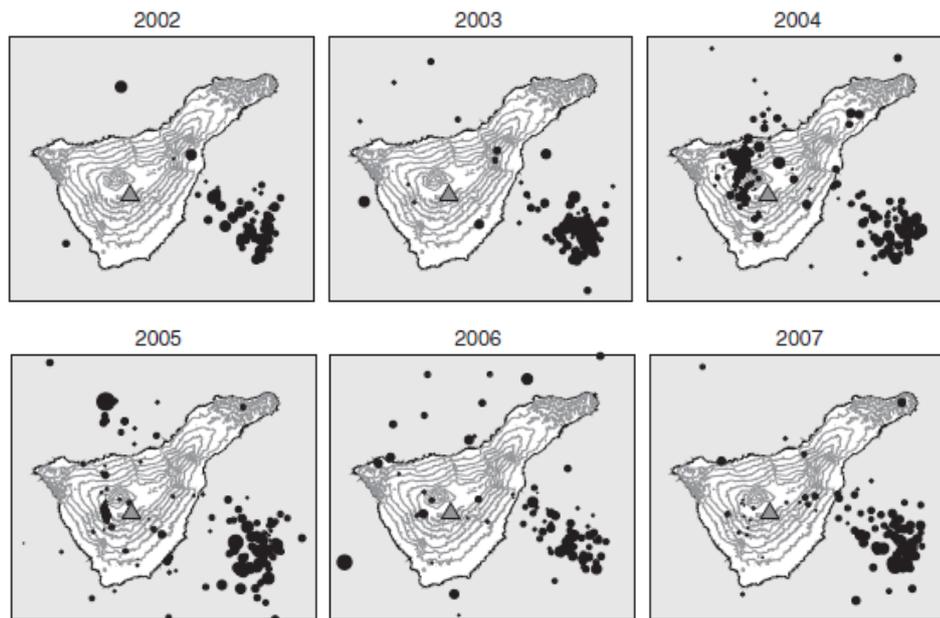


Figura 4.13: Distribución anual de la sismicidad desde 2002 a 2007 de acuerdo con el catálogo del IGN. El tamaño de los puntos se corresponde con la magnitud del terremoto. El triángulo gris corresponde a la localización de la estación sísmica CCAN. Puede observarse el incremento de actividad en el centro de la isla durante los años 2004 y 2005 (figura modifica de la figura 1 de [Domínguez Cerdeña et al. \[2011\]](#)).

comenzó el 18 de mayo y tuvo una duración de varias semanas. Este tremor es el primero del que se tiene constancia en el volcán Teide. Este evento presentaba una amplitud pequeña y una banda estrecha de frecuencias, con un pico central en el rango de entre 1 y 6 Hz. Fue registrado en las tres antenas desplegadas en la caldera. Para estimar los parámetros de propagación (back-azimuth y lentitud aparente) de las señales aplicaron la técnica de Correlaciones Cruzadas. En el caso de los terremotos volcano-tectónicos calcularon los tiempos S-P y realizaron la localización de la fuente. Los resultados obtenidos por [Almendros et al. \[2007\]](#) muestran que en el inicio del periodo analizado la mayoría de los terremotos estaban agrupados bajo el flanco noroeste del volcán Teide. La similitud de los parámetros de propagación que obtuvieron para los eventos de largo periodo y los terremotos volcano-tectónicos iniciales, sugieren que los eventos de largo periodo podrían estar originados en el mismo volumen que los terremotos. Durante las dos últimas semanas de mayo, los terremotos volcano-tectónicos migraron hacia la superficie y se extendieron por la caldera de Las Cañadas. Por otro lado, el análisis del tremor apuntó a la presencia de múltiples fuentes de baja energía que actuaban simultáneamente.

Estos autores propusieron un modelo para explicar el patrón de sismicidad observada en el volcán Teide. El proceso habría comenzado a primeros de abril con una inyección de magma bajo el flanco noroeste del Teide. El régimen de esfuerzos cambió con la inyección y se produjeron los terremotos volcano-tectónicos. La ocurrencia de terremotos permitió aumentar el suministro de gases magmáticos frescos hacia la superficie. Por otra parte, este gas generó eventos de largo periodo. Los gases que se introdujeron por el edificio volcánico lubricaron las fracturas existentes, favoreciendo así la ocurrencia de terremotos volcano-tectónicos. El tremor analizado fue desencadenado por el acuífero superficial bajo la caldera de Las Cañadas cuando éste fue alcanzado por el frente del flujo.

[Martí et al. \[2009\]](#) analizan la información de la crisis sísmica del año 2004 (Figura 4.13) para evaluar si el episodio se corresponde con una “reactivación volcánica”, así como las implicaciones socio-económicas del fenómeno y la subsiguiente respuesta científica. Los autores evalúan también el carácter precursor potencial de los datos registrados. Los autores destacan los siguientes puntos:

- El importante incremento de la sismicidad así como la localización en tierra de un número considerado de terremotos superficiales difiere de los anteriores patrones sísmicos ocurridos en Tenerife, que se caracterizaban por terremotos profundos en el mar.

- Los autores consideran que debido a la presencia de tremor volcánico y eventos de largo periodo, parte de la sismicidad registrada no tiene origen tectónico. Este hecho lo corroboran con medidas del *parámetro b*, cuyos valores indican que el proceso predominante es el volcánico.
- Sin embargo, para la sismicidad de comienzos del año 2005 los autores obtienen un valor de *b* próximo a 1, lo que interpretan como una mezcla entre procesos volcánicos y tectónicos.
- Los autores concluyen que los cambios observados no se deben exclusivamente a movimientos de magma, si no más probablemente a migraciones de fluidos hidrotermales superficiales.

Más recientemente, [Domínguez Cerdeña et al. \[2011\]](#) analizaron los datos de la crisis sísmica ocurrida en el año 2004 en Tenerife (ver figura 4.13). Estos autores clasificaron los 200 terremotos registrados en la isla mediante correlaciones cruzadas que dieron como resultados significantes familias de terremotos y los relocalizaron mediante el algoritmo de localización relativa (hypoDD). A continuación, los autores añadieron 800 terremotos más que se registraron en las estaciones más cercanas. Así, pudieron identificar dos zonas sismogénicas: una zona al noroeste y la otra al suroeste del complejo Teide-Pico Viejo. Los autores determinan las siguientes características:

- Los centroides de las dos zonas están separadas más de 10 km y están localizadas en lados opuestos del edificio central. Los autores determinan además que las zonas están localizadas a profundidades diferentes (la zona norte alrededor de 7 km y la sur a 4 km, aproximadamente), poseen incoherencia temporal y, por tanto, consideran que han sido producidas mediante sistemas de fallas aisladas sin conexión tectónica.
- La zona norte muestra para los autores una zona que buza hacia el NE, pero consideran no hacer ninguna interpretación debido a la poca cobertura de estaciones sísmicas.
- A pesar que otros autores señalan el comienzo de la crisis en abril, estos autores identifican al menos 40 eventos que tuvieron lugar durante el mes de enero. Observan, además, que existen una alternancia de actividad entre la zona norte y sur.

- Los autores calculan que más del 95 % de la energía sísmica está relacionada con la zona norte, debido a la ocurrencia de terremotos de mayor magnitud en esta zona.
- Por último, los autores calculan el *parámetro b* por separado para cada zona y determinan que mientras que el *parámetro b* para la zona norte es estable durante toda la crisis, la zona sur tiene una importante variación del parámetro.

4.2.5 *La estructura en velocidad de Tenerife*

La base de datos sísmica de Tenerife no es lo suficientemente densa como para abordar ningún estudio sobre la estructura interna en velocidad de la isla. Este hecho genera un vacío en el conocimiento de la estructura interna de la isla, lo que lleva a plantear experimentos de sísmica activa para intentar cubrir este vacío de conocimiento.

Watts et al. [1997] llevaron a cabo un experimento de sísmica activa con el objetivo de determinar la estructura cortical y del manto bajo la isla de Tenerife. Los datos de reflexión recogidos muestran que el basamento oceánico se hunde suavemente hacia la isla, formando un fosa doblada con material bien estratificado. Los datos de refracción indicaron que la corteza oceánica flexionada tiene un espesor medio de $6,41 \pm 0,42$ km, siendo la velocidad de la corteza superior e inferior de $4,8 - 5,4$ km/s y $6,7 - 7,3$ km/s (Figura 4.14). Los autores llegaron a las siguientes conclusiones:

- Hay evidencias en los datos registrados en tierra de que el núcleo central de la isla de Tenerife tiene velocidades altas ($5 - 6$ km/s). Las velocidades altas aparecen desplazadas al sur del estratovolcán Teide. Estas altas velocidades se relacionan con el afloramiento de Roque del Conde, uno de los tres mazicos antiguos. Por otro lado, esta zona de alta velocidad aparece rodeada por materiales con velocidades menores que concuerdan con las erupciones del Teide y Las Cañadas. Estos basaltos se formaron durante la fase subaérea en el proceso de evolución de la isla.
- Teniendo en cuenta el volumen submarino y subaéreo de la isla y que la edad de la isla varía entre los 6 y 16 Ma, la generación de magma se produce a una razón de $0,006 - 0,02 \text{ km}^3 / \text{a}$.
- Los datos sísmicos indican que la litosfera bajo Tenerife tiene un espesor de 20 km aproximadamente. Sin embargo, las incertidumbres a la hora de fijar los datos dan

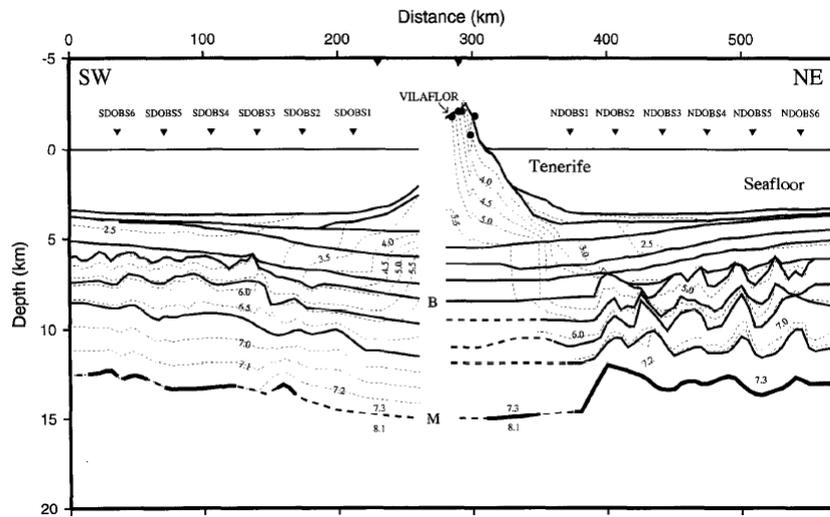


Figura 4.14: Modelo de velocidad a lo largo del perfil realizado en las Islas Canarias. Las líneas sólidas muestran grandes discontinuidades de velocidad. La zona marcada más fuerte indica la región de la Moho, que es la que mejor se ajusta a las llegadas P_mP . Las líneas discontinuas marcadas con más intensidad indican la interpolación de discontinuidades. Las líneas discontinuas más ligeras muestran los contornos de velocidad en km/s. Los triángulos indican la localización de los sismómetros localizados sobre el suelo oceánico. Los círculos indican la posición de las estaciones en tierra. La flecha señala la estación de Vilaflor (figura 4 de [Watts et al. \[1997\]](#)).

lugar a pensar que esta podría alcanzar los 30 km. Por tanto, hay que asumir que varía en un rango de 20 a 30 km. Esto implica que bajo Tenerife tiene un espesor menor del esperado (5 – 15 km menos) para la edad terminal de la litosfera.

[Canales et al. \[2000\]](#) usaron los datos registrados en cinco estaciones sísmicas instaladas en un experimento de sismica activa. El objetivo era representar la estructura interna de Tenerife. Los tiempos de viaje indicaron que la velocidad de las ondas P dentro del edificio volcánico era mayor de 6 km/s. Los residuos de los tiempos de viaje superiores a 0,8 segundos (negativos) indicaron que la parte suroeste de Tenerife está caracterizada por una zona de alta velocidad, que coincide con una anomalía de gravedad máxima. Esta anomalía había sido modelada previamente como un cuerpo de alta densidad que forma el núcleo de un gran volcán antiguo máfico. Las velocidades estimadas, dentro de este cuerpo anómalo son superiores a los 7,3 km/s, pudiendo estar relacionado con una intrusión plutónica (antiguo volcán de Boca Tauce). Este cuerpo de alta velocidad y densidad puede haber jugado, según los autores un papel importante en la evolución de Tenerife, apuntalando el edificio de Las Cañadas y previniendo de

deslizamientos las áreas del sur y oeste de la isla. Los retrasos en los tiempos de viaje superiores a 0,4 segundos los relacionan con la alta batimetría de Tenerife y La Gomera. Esto indica que podría estar compuesta por grandes depósitos de coladas de lava y materiales volcánoclasticos, probablemente eruptados de los macizos de Teno, Roque del Conde y La Gomera. Las zonas volcánicas pos-escudo de las fisuras de Santiago y la Dorsal parecen estar caracterizadas por velocidades de onda P altas, pero moderadas.

Recientemente, [García-Yeguas \[2010\]](#) y [García-Yeguas et al. \[2012\]](#) han presentado un modelo tridimensional de velocidad para la onda P de alta resolución que cubre desde la cima del volcán Teide (3718m) hasta aproximadamente 8 km bajo el nivel del mar. Los autores han realizado la inversión tomográfica con la base de datos que produjo el experimento de sismica activa TOM-TEIDEVS. El experimento contó con disparos realizados en el mar (cañones de aire comprimido) que se registraron en más de 100 estaciones sísmicas emplazadas en tierra. Los autores obtuvieron una estructura en velocidad muy heterogénea con importantes variaciones laterales (mayores al 40%) (Figura 4.15).

Los autores observan que la isla de Tenerife está caracterizada por un núcleo de alta velocidad (Figura 4.16), sin ninguna orientación preferente en profundidad y no pueden asociarla a ninguna estructura de dorsal antigua, como proponían algunos autores. En el macizo central identifican la mayor anomalía positiva de toda la isla (P3), en el volcán de Boca Tauce. Los autores interpretan esta zona como el punto donde comenzó a formarse el complejo basal, probablemente el estratovolcán más antiguo del complejo Cañadas-Teide-Pico Viejo. Los autores encuentran contrastes en velocidad variables, mayores al 40% en algunos casos.

[García-Yeguas et al. \[2012\]](#) destacan que alrededor del cuerpo central existen varias áreas con anomalías de baja velocidad, siendo las causantes de los gradientes de velocidad que se observan en las imágenes. Los autores identifican la anomalía N2, situada al este de la isla, como la mayor anomalía negativa, pero identifican otras áreas como aquellas observadas en el norte (Valle de la Orotova) o la anomalía N3 al oeste de la isla. Estos autores observan que en general todos estos cuerpos de baja velocidad aumentan su tamaño según más se aproximan a la superficie. [García-Yeguas et al. \[2012\]](#) relacionan estos cuerpos con la presencia de fluidos en el medio (agua, gas o magma), rocas porosas o altamente fracturadas, alteraciones hidrotermales, depósitos volcánoclasticos, depósitos de deslizamientos o una combinación de todas ellas.

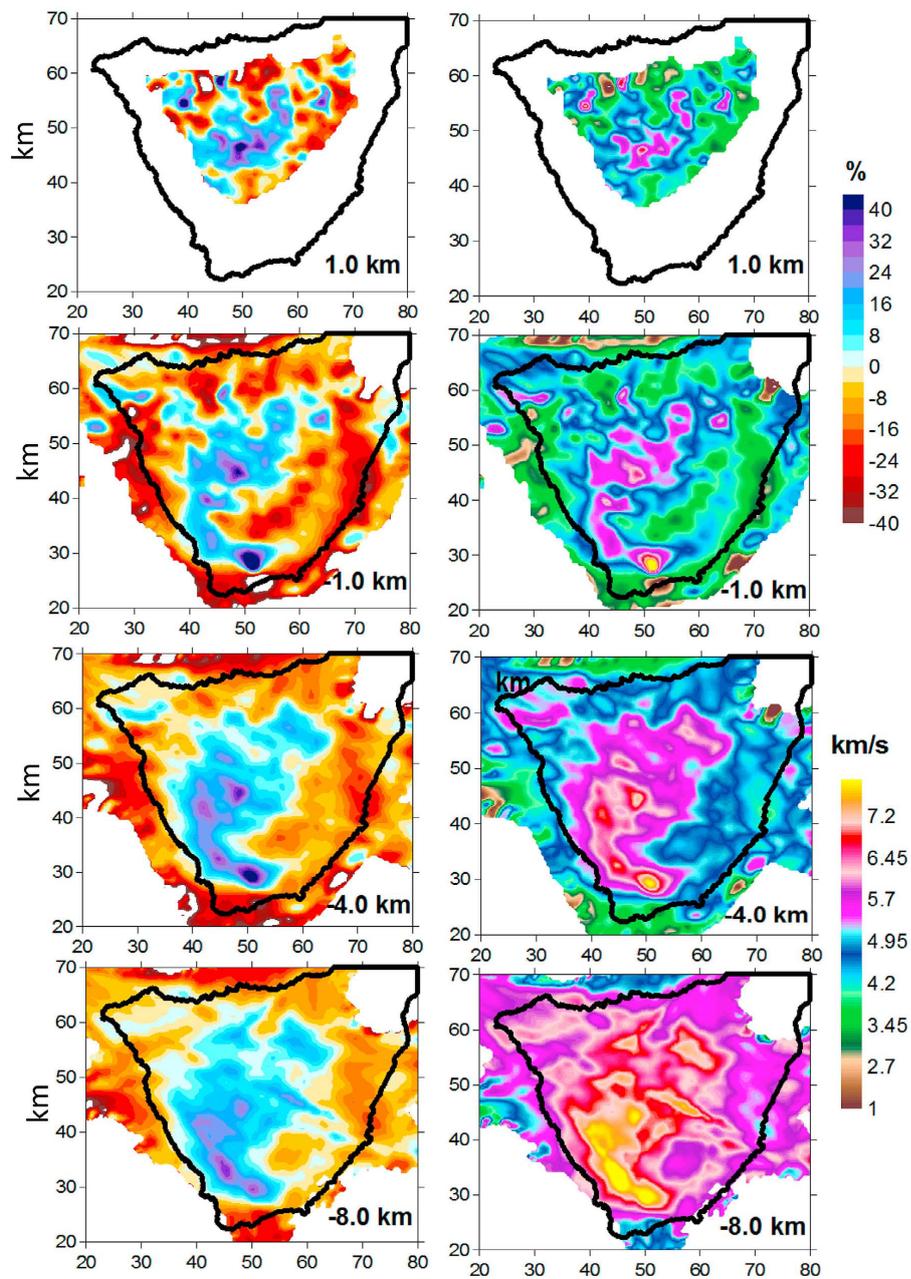


Figura 4.15: Secciones horizontales del modelo tomográfico. En la parte izquierda se muestran las anomalías de velocidad respecto al modelo 1D de referencia. Las imágenes de la parte derecha corresponden a las velocidades absolutas (figura 5 de [García-Yeguas et al. \[2012\]](#)).

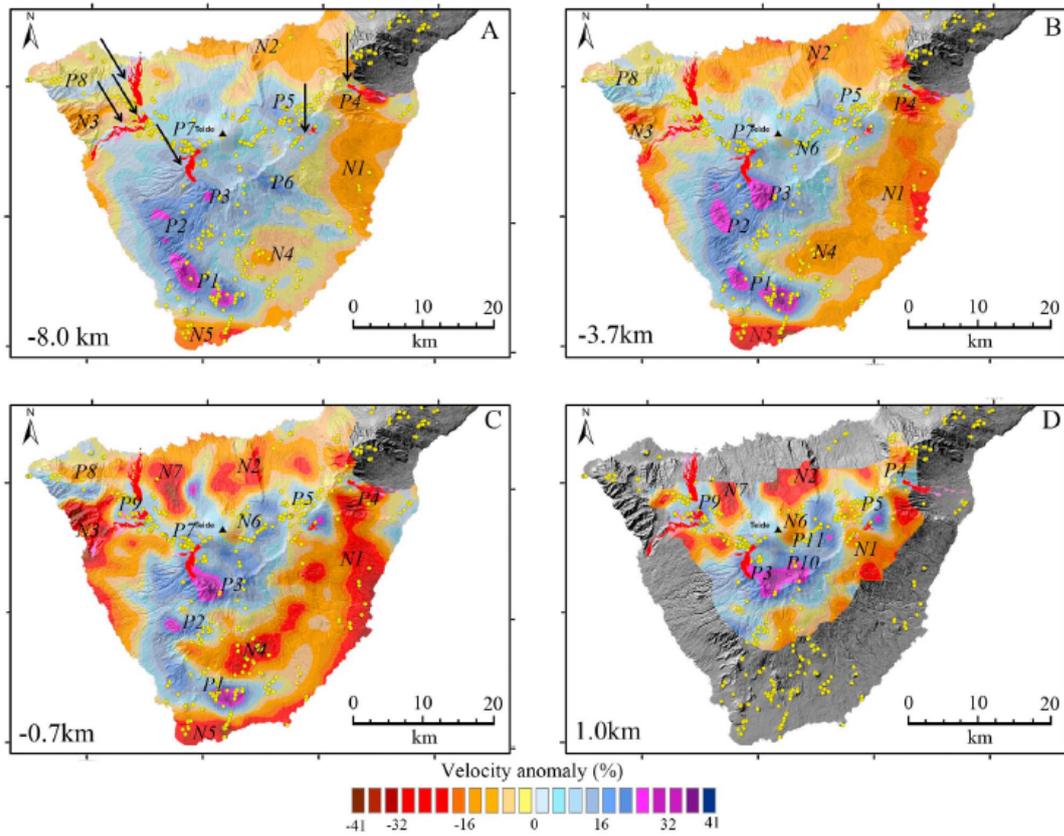


Figura 4.16: Secciones horizontales a diferentes profundidades del modelo tomográfico final: a) -8km , b) $-3,7\text{km}$, c) $-0,7\text{km}$ y d) $+1,0\text{km}$. Los puntos amarillos corresponden conos monogénéticos y las áreas rojas señaladas mediante flechas negras corresponden a las erupciones históricas. Las anomalías negativas y positivas están señaladas mediante las letras N y P (figura 6 de [García-Yeguas et al. \[2012\]](#)).

García-Yeguas et al. [2012] también obtienen un modelo de velocidad en detalle para la zona del complejo Cañadas-Teide-Pico Viejo (ver figura 7 de García-Yeguas et al. [2012]) y destacan las siguientes características:

- Los autores no encuentran evidencias de capas superficiales de baja velocidad sísmica que podrían corresponder a depósitos volcanoclásticos poco consolidados.
- Identifican una estructura vertical de baja velocidad bajo Montaña Blanca (N6). Los autores relacionan esta anomalía con alteraciones hidrotermales, debido a que el Teide suele tener actividad fumarólica.
- Los autores encuentran una clara relación entre los máximos valores de velocidad y la evolución del complejo Cañadas-Teide-Pico Viejo, señalando que la actividad pudo migrar desde el sur hacia el noroeste (posición actual del Teide) produciendo depósitos de caldera.

Según los autores, una de las observaciones más interesantes de su trabajo corresponde a la existencia de pequeñas anomalías de velocidad alrededor del cuerpo central. En particular los autores destacan aquellas regiones relacionadas con el volcanismo histórico, donde han determinado anomalías positivas sobre anomalías negativas en profundidad. Los autores sugieren que estas anomalías están relacionadas con intrusiones magmáticas; la alta velocidad en superficie la relacionan con magma enfriado, mientras que la baja velocidad sugiere la presencia de cuerpos magmáticos más profundos que no se han enfriado aún.

Por último, García-Yeguas et al. [2012] relacionan la anomalía N4 situada al sur de la isla, con una región con ratio He^3/He^4 anómalo descrita por Pérez et al. [1996]. Debido a que este ratio es un marcador de presencia de magma en profundidad, los autores interpretan esta anomalía de baja velocidad como consecuencia de la presencia de magma .

Más recientemente, De Barros et al. [2012] utilizando la misma base de datos que García-Yeguas [2010] y García-Yeguas et al. [2012], han aplicado un análisis de *beam-forming* sobre los dos perfiles ortogonales que atravesaron la isla para localizar evidencias sobre la existencia de una cámara magmática (ver figura 4.17). Estos autores han podido demostrar además que la técnica permite localizar estructuras atenuativas en profundidad, incluso para aquellas regiones donde el modelo de velocidad es imperfecto. De Barros et al. [2012] identifican dos anomalías principales: una anomalía localizada entre 7 y 9 km (b.n.m) y otra más superficial entre 1 y 4 km (b.n.m) . Los autores concluyen con que estas estructuras podrían estar relacionadas con el sistema

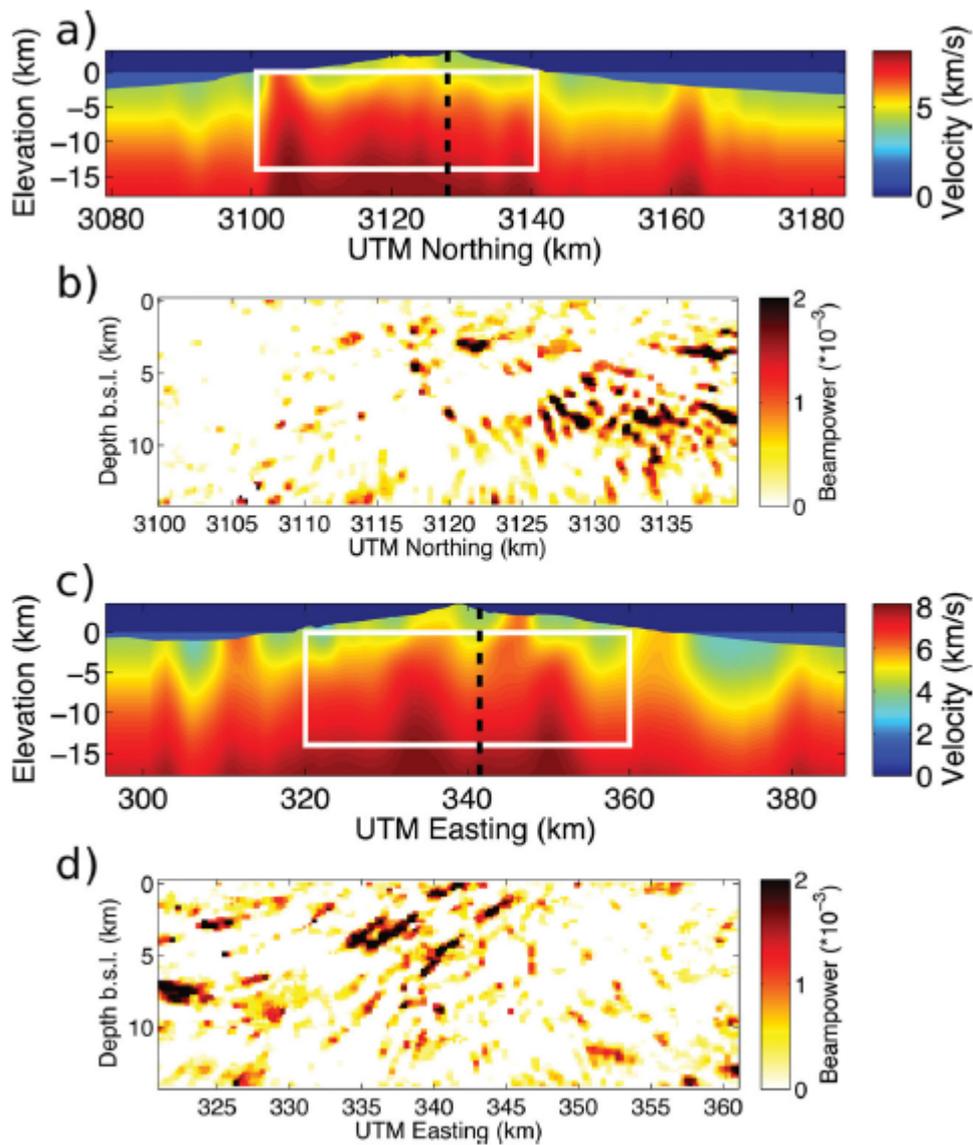


Figura 4.17: Secciones verticales de resultados obtenidos por De Barros et al. [2012]. Las figuras (a) y (c) corresponden a las velocidades absolutas obtenidas por García-Yeguas et al. [2012] para los perfiles S-N y W-E, respectivamente. Las figuras (b) y (d) corresponden a los resultados del análisis beam-forming para los mismos perfiles. Las regiones más oscuras en los resultados muestran las localizaciones de fuertes escateradores. Los rectángulos blancos marca el área analizada. (Figura 8 de De Barros et al. [2012])

magmático: la anomalía más superficial podría ser la zona de almacenamiento fonolítico que alimentaría el complejo Teide-Pico Viejo, mientras que la estructura más profunda podría estar relacionada con el sistema basáltico.

4.2.6 Estudios previos de atenuación sísmica

La mayoría de los estudios previos de atenuación corresponden a estudios que comprenden todas las Islas Canarias. Así, por ejemplo, [Canas et al. \[1995\]](#) realizaron un trabajo para obtener la distribución de Q-coda en las Islas Canarias. Aplicaron varios métodos de inversión para ajustar los datos de 52 eventos sísmicos registrados en 6 estaciones sísmicas a curvas teóricas de dispersión siguiendo el método de [Pujades et al. \[1990\]](#) para la península Ibérica. Podemos resumir el trabajo de estos autores en los siguientes puntos:

- Los autores identifican una clara variación lateral de la anelasticidad en la región. Localizan los valores más bajos de Q_0 cerca de la única falla activa de la zona. También localizan valores bajos de Q_0 cerca de las islas volcánicas y esos valores tienden a incrementarse al alejarse de estas áreas (Q_0 varía entre 60 y 300).
- [Canas et al. \[1995\]](#) encuentran una fuerte dependencia de los valores de Q con el rango de frecuencias utilizado (0,5 – 2 Hz). Los autores observan que los datos se ajustan a: $Q = Q_0 f^v$. El grado de dependencia de la frecuencia para la región es de $v \simeq 0,9$.
- El volumen analizado para distancias epicentrales ($\Delta \leq 50\text{km}$) cubre las islas de Tenerife y Gran Canaria, alcanzando una profundidad de 76 km. Para distancias más grandes ($\Delta \simeq 135\text{km}$) el volumen analizado incluye todo el archipiélago y alcanza una profundidad de 253 km. Sin embargo, si los efectos por múltiple scattering fueran importantes, los volúmenes analizados resultarían menores a los obtenidos.
- La sismicidad moderada de la zona no puede explicar por sí misma los bajos valores de Q_0 y la fuerte dependencia con la frecuencia observada en la región.

[Canas et al. \[1998\]](#) estudiaron el archipiélago canario en términos de atenuación de las ondas de coda. Para la obtención de los parámetros de absorción intrínseca (Q_i^{-1}) y scattering (Q_s^{-1}) usaron el método MLTWA (Multiple Lapse Time Window Analysis), asumiendo un fenómeno de scattering isotrópico y múltiple con una distribución

uniforme de heterogeneidades (o escateradores). Estas son las conclusiones a las que llegaron los autores:

- El valor de atenuación total es alto y mayor de lo esperado para la zona más antigua del océano Atlántico, donde la actividad sísmica es moderada. Además, la absorción anelástica domina frente al scattering a todas las distancias hipocentrales.
- El albedo sísmico es menor de 0,5 para todas las frecuencias estudiadas y todos los rangos de distancias hipocentrales. Este resultado indica un grado bajo de heterogeneidades para la escala de las frecuencias analizadas en la región.
- Los bajos valores de scattering de la región tienden a ser fuertemente dependientes de la frecuencia a distancias hipocentrales pequeñas. El decaimiento de Q_s^{-1} es mayor que f^{-1} con frecuencias crecientes que pueden ser coherentes con un medio caracterizado por una función de autocorrelación Gaussian. La fuerte dependencia con la frecuencia puede estar relacionada con el tamaño de las heterogeneidades, al menos comparable con la longitud de onda de la frecuencia más baja analizada.
- A distancias hipocentrales pequeñas, los valores de Q_c^{-1} observados se aproximan al valor de la absorción intrínseca a bajas frecuencias y al valor de atenuación total a altas frecuencias. Para distancias más grandes, los valores de Q_c^{-1} observados están limitados por los valores de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} .
- Los valores de Q-coda a una frecuencia de 1 Hz (Q_0) presentados en el trabajo de [Canas et al. \[1998\]](#), concuerdan con los valores más bajo de Q_0 obtenidos por [Canas et al. \[1995\]](#). Los autores han encontrado grandes diferencias entre los valores de atenuación para las zonas geotermales (Islas Canarias) y las áreas no-geotermales (por ejemplo, el sur de la península Ibérica).
- Según los autores, las evidencias geológicas relativas a la teoría del punto caliente y la alta atenuación con predominio de la absorción intrínseca para todas las frecuencias y distancias hipocentrales estudiadas, favorece la hipótesis de que una fuerte astenosfera está presente en la región. Sin embargo, los autores presentan otras posibilidades. [Canas et al. \[1995\]](#) hallaron que la fuerte atenuación era prácticamente la misma para volúmenes de 76 km de profundidad como para volúmenes de 230 km de profundidad y estos autores, llegan a la misma conclusión con este trabajo. Este resultado podría indicar la presencia de material parcialmente fundido que produciría la alta absorción intrínseca a cortas distancias.

Finalmente, la explicación sobre los altos parámetros de atenuación observados, tanto en términos de una litósfera rejuvenecida como de material parcialmente fundido, son compatibles con la hipótesis del punto caliente de las Islas Canarias, según [Canas et al. \[1998\]](#).

- A pesar de que el método MLTWA ha mejorado el conocimiento en atenuación de la región, los autores consideran que debería de utilizarse un modelo más realista donde la absorción intrínseca y el scattering varíen en profundidad.

Capítulo 5

DATOS Y PRE-PROCESADO

5.1 MOTIVACIÓN DEL EXPERIMENTO DE SÍSMICA ACTIVA

De todas las herramientas geofísicas que permiten conocer la estructura de la Tierra, probablemente la sismología sea la que mayor cantidad de información y resolución pueda suministrar. En este sentido, ya hemos mencionado que la tomografía sísmica (en velocidad y atenuación) es una de las mejores herramientas para este fin. Para ello, como también hemos explicado anteriormente, es necesario disponer de una amplia base de datos y una red densa de estaciones. Como hemos visto en este capítulo, la tasa de ocurrencia de terremotos y la pobre densidad de estaciones desplegadas en Tenerife, genera una limitación para el desarrollo de este tipo de análisis.

En general, la sismicidad registrada en Tenerife y sus cercanías se sitúa en una región entre Tenerife y Gran Canaria. Debido a su estado durmiente actual, la sismicidad volcano-tectónica ha sido muy baja. Sin embargo, debido a su carácter volcánico, Tenerife registra frecuentemente terremotos de magnitudes muy pequeñas que pasan inadvertidas para la población. Entre los meses de abril y septiembre del año 2004 se observó en la isla de Tenerife un incremento inusual de esta actividad sísmica. Se registraron más de 500 terremotos durante ese periodo y la población pudo percibir aquellos de mayor magnitud ($M > 3$). Durante la primera mitad del año 2005 la actividad decreció y se volvieron a registrar los mismos índices de sismicidad, con un promedio de 10 – 20 terremotos al mes. La actividad sísmica durante esta crisis junto con los terremotos volcano-tectónicos incluyó eventos de largo periodo y tremor volcánico [Almendros et al., 2007].

La crisis sísmica ocurrida en 2004 puso en evidencia la necesidad de realizar estudios más en detalle que ayudaran a entender las causas que la originaron. Una de las necesidades que se observó es la carencia de modelos estructurales en 3D de la región, fundamentalmente los derivados de la tomografía sísmica. Esto motivó a que instituciones como la Universidad de Granada, a través del Instituto Andaluz de Geofísica, propusiera y obtuviera financiación del proyecto TOM-TEIDEVS con una

campana de sísmica activa asociada. La campana se convirtió en el primer experimento enfocado a la obtención de la tomografía sísmica en velocidad.

5.2 EL EXPERIMENTO TOM-TEIDEVS

El objetivo principal del experimento era realizar el estudio de la estructura interna de la isla de Tenerife mediante tomografía sísmica y la realización de perfiles de reflexión. Con este objetivo, la configuración del experimento se ideó para conseguir una distribución densa y homogénea de estaciones sísmicas y disparos. El diseño final consta de casi 200 emplazamientos en tierra y una malla de disparos en el mar alrededor de la isla, separados a una distancia de 300 metros entre línea y línea y con tres alineaciones transversales a los mismos, con el objetivo de realizar 3 perfiles 2D (N-S, E-W, NW-SE) (Figura 5.1).

El experimento fue dividido en dos fases entre el 11 y el 21 de enero. Se contó con 100 estaciones sísmicas de la Universidad de Leicester que fueron reubicadas durante la segunda fase, cubriendo un total de 137 localizaciones. Los sensores sísmicos corresponde al model Guralp CMG-6TD con frecuencia natural de 30s. El sistema de adquisición tiene una frecuencia de muestreo de 200 sps y cuenta con un convertidor A/D de 24 bits. Los datos son almacenados en un disco duro interno.

El BIO-Hespérides mediante cañones de aire comprimido generó las explosiones que fueron registradas en las estaciones sísmicas. La fuente sísmica estaba compuesta por 6 cañones de aire comprimido del tipo BOLT 1500 LL en una configuración de 12 metros de longitud y en parejas, con una separación de 2,5 metros entre cada una de las parejas y de 0,8 metros entre cada uno de los cañones (Figura 5.2). Esta configuración permitió alcanzar una potencia máxima de 3520 pulgadas cúbicas. El barco disparó cada 2 minutos (300 metros) siguiendo la trayectoria de la figura 5.1, alcanzado un total de 6459 disparos (2576 en la primera fase y 3883 en la segunda).

5.3 DATOS Y PRE-PROCESADO DE DATOS

El experimento TOM-TEIDEVS genero más de 70 Gb de datos con un total de 511,599 sismogramas registrados (ejemplo de una señal en la figura 5.3).

El pre-procesado de datos consiste en transformar y unificar toda la base de datos en un único formato aplicable o utilizable en cualquier otro análisis de datos. Así, los datos fueron extraídos y almacenados en formato *.seg*y (formato estándar en los estudios

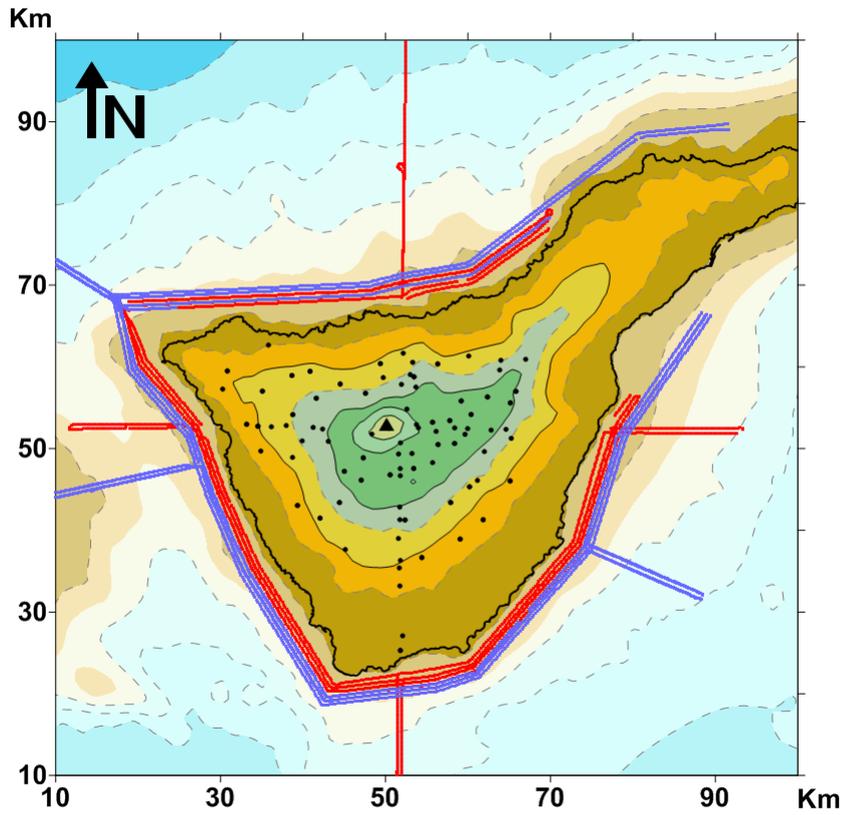


Figura 5.1: Configuración del experimento TOM-TEIDEVS. En rojo (primera fase) y en azul (segunda fase) se muestran las derrotas seguidas por el BIO-Hespérides para realizar los disparos. Los círculos negros indican la localización de las estaciones y el triángulo negro corresponde al pico Teide.



Figura 5.2: Izquierda: configuración de los cañones de aire comprimido. Derecha: burbuja en el mar formada por el disparo de los cañones de aire comprimido.

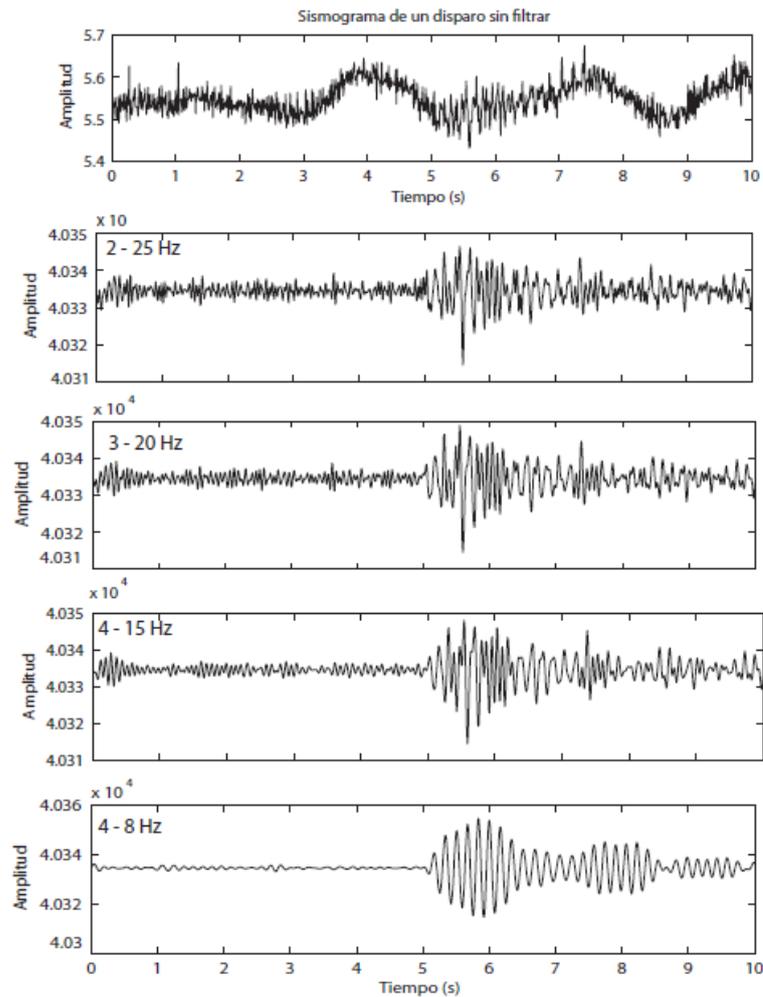


Figura 5.3: Ejemplo de una señal perteneciente a la estación 102. La señal está filtrada a distintas frecuencias (figura 6.20 de [García-Yeguas \[2010\]](#)).

de sísmica debido a la sencillez a la hora de tratar los datos) en archivos divididos por estaciones y a su vez, divididos en ficheros de 12 horas. En cada fichero vienen incluidas las coordenadas de cada disparo, de cada receptor, la distancia receptor-fuente, entre otros.

Los datos fueron de gran calidad, lo que ha llevado a que ya se hayan realizado diversos estudios como la tomografía sísmica 3D de alta resolución en velocidad ([García-Yeguas, 2010](#) y [García-Yeguas et al., 2012](#)) o los análisis de *beam-forming* realizados por [De Barros et al. \[2012\]](#).

Capítulo 6

SEPARACIÓN DE

Q_i Y Q_s

MEDIANTE EL

MODELO DE

DIFUSIÓN

6

SEPARACIÓN DE Q_i Y Q_s MEDIANTE EL MODELO DE DIFUSIÓN

Para obtener los valores de Q_i y Q_s mediante el modelo de difusión, hemos utilizado la metodología descrita por [Wegler and Lühr \[2001\]](#). El método se centra en encontrar los coeficientes de atenuación intrínseca y de scattering como resultado del mejor ajuste de la curva teórica con las envolventes de los sismogramas.

6.1 APLICACIÓN DEL MÉTODO

En primer lugar, hemos realizado un análisis espectral (ver figura [6.1](#)) de los sismogramas para observar el rango de frecuencias de las señales sísmicas con una alta razón señal-ruido. De acuerdo con esta observación, hemos seleccionado 3 bandas de frecuencia (6, 8 y 12 Hz) con ancho de banda fijo. El hecho de poder ajustar las curvas experimentales a diferentes bandas de frecuencia, nos proporcionará información sobre la dependencia con la frecuencia de los parámetros de atenuación.

Este ha sido el procedimiento de análisis:

- Hemos obtenido los tiempos de viaje de las ondas P derivadas del trabajo de [García-Yeguas \[2010\]](#) y [García-Yeguas et al. \[2012\]](#). La duración de cada señal se ha establecido en cada sismograma mediante el cálculo de la razón señal-ruido. Se ha fijado el final de la señal cuando la razón señal-ruido era menor de 2.
- Las señales se han filtrado usando un filtro de paso-banda de 8 polos a las frecuencias centrales (f_c) de 6, 8 y 12 Hz y un ancho de banda de $f_c \pm 0,6 f_c$ (Figura [6.2](#)).
- Hemos calculado el cuadrado de las envolventes mediante la transformada de Hilbert con una ventana móvil de 70 muestras (0,7 segundos) y un 50% de solapamiento.

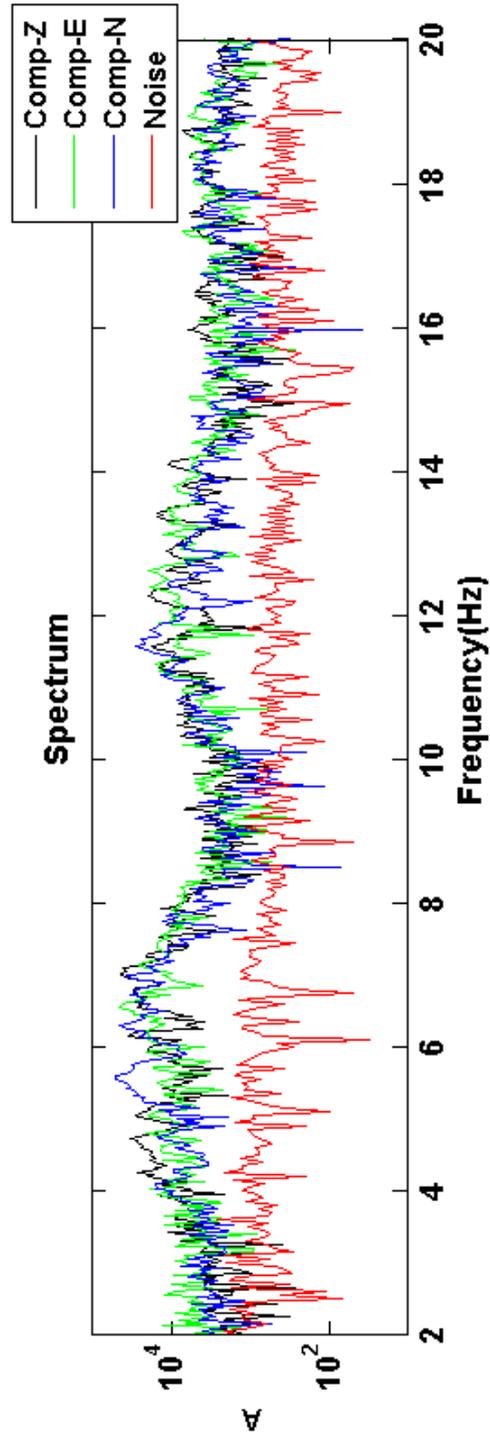


Figura 6.1: Espectro de un sismograma registrado a 10,1 km de la fuente, filtrado entre 2 y 50 Hz. El componente vertical está representados con línea negra, el componente E con línea verde, el componente N con línea azul y el ruido pre-evento con línea roja. (extraído de la figura 3 de Prudencio et al. [2013a]).

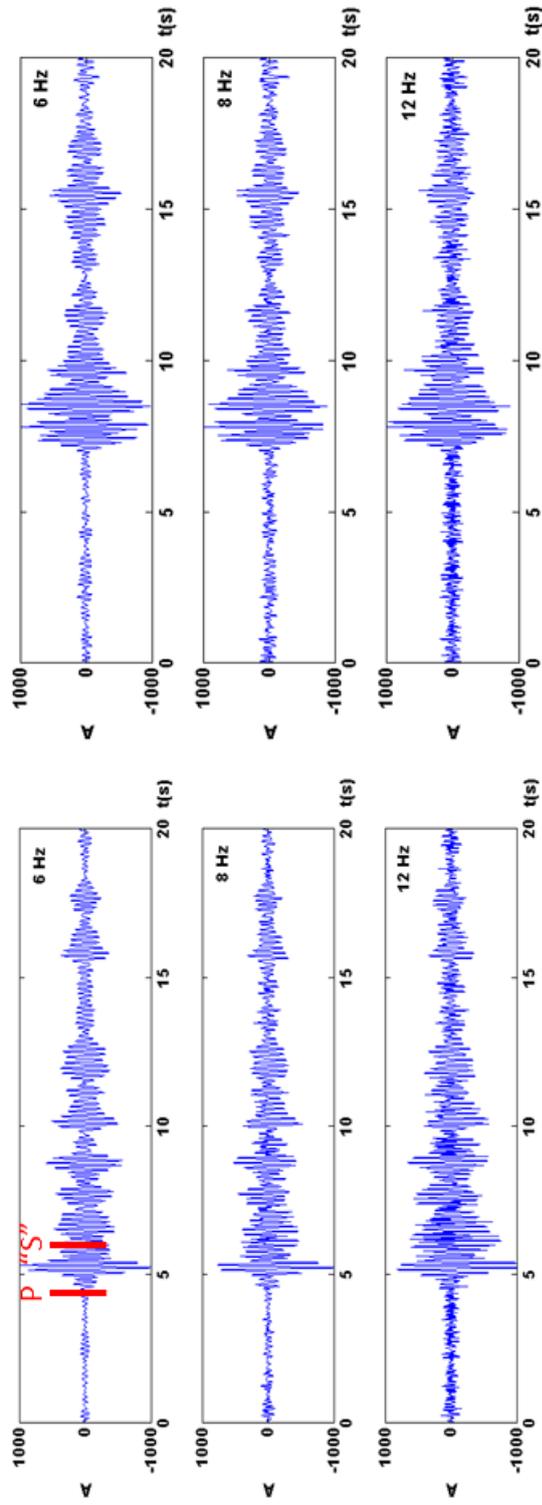


Figura 6.2: Seismogramas de la componente vertical de dos explosiones registradas a 16,5 km (izquierda) y a 32,7 km (derecha) filtrados a 6, 8 y 12 Hz. Además en el sismograma de la izquierda está marcada la llegada de la onda P y la llegada “teórica” de la onda S (extraídos de la figura 3 de Prudencio et al. [2013a]).

- Hemos recortado el cuadrado de las envolventes entre el tiempo de llegada de la onda P (t_{min}) y un lapse-time de 15, 20 y 25 (t_{max}). Debido a que el lapse-time de 20 segundos corresponde al lapse-time donde la mayoría de las señales cumplen que la razón señal-ruido sea mayor que 2, es el lapse-time que vamos a analizar en esta tesis. Los resultados obtenidos con el resto de lapse-times están recogidos en el Anexo 1.
- Una vez multiplicados los cuadrados de las envolventes por $t^{p/2}$ y obtenido el logaritmo, hemos ajustado el logaritmo de las envolventes a la correspondiente curva teórica mediante regresión lineal y obtenido los parámetros a_1 , a_2 y a_3 de la ecuación 3.2 (Figura 6.3). Partiendo de estos parámetros, hemos obtenido los valores de b y d mediante las siguientes ecuaciones:

$$b = -a_2 \quad (6.1)$$

$$d = -\frac{r^2}{4a_3} \quad (6.2)$$

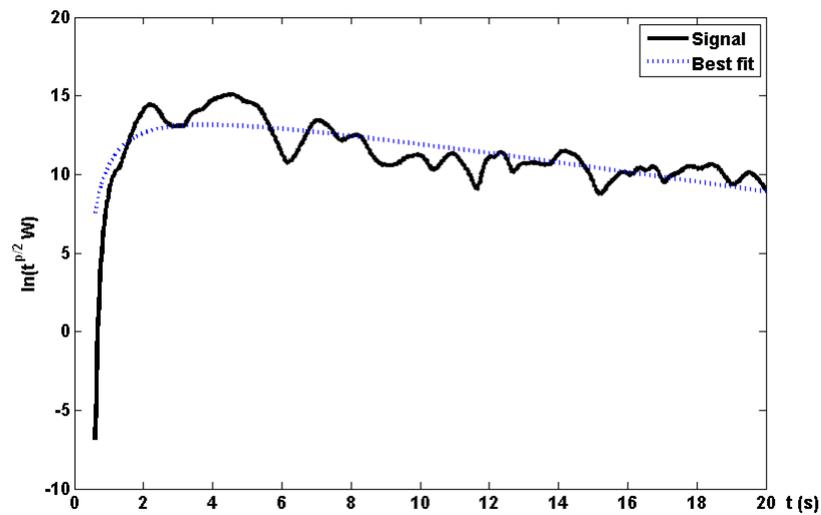


Figura 6.3: Ejemplo del mejor ajuste para la envolvente de la energía observada (línea negra) y la curva teórica del logaritmo de la densidad de energía (línea azul punteada) (figura 3e de Prudencio et al. [2013a]).

- Finalmente, hemos calculado los parámetros Q_i y Q_s que serán los que posteriormente interpretemos:

$$Q_i = \frac{2\pi f}{b} \quad (6.3)$$

$$Q_s = \frac{2\pi f p d}{v^2} \quad (6.4)$$

donde f es la frecuencia, p es la dimensión (asumiendo un valor de 3 para ondas internas) y v es la velocidad de las ondas S. Basándonos en los resultados obtenidos por [García-Yeguas et al. \[2012\]](#) hemos utilizado una velocidad de $3,6\text{km/s}$.

- Apoyándonos en los trabajos realizados por [Mayeda et al. \[1992\]](#) y [Akinci et al. \[1995\]](#) hemos utilizado una distribución F con un nivel de confianza del 70% para estimar los intervalos de los errores de los parámetros a_2 y a_3 . Así, hemos estimado unos errores de $\Delta a_2 = \pm 8\%$ y $\Delta a_3 = \pm 6\%$. Además, para saber si existe un acoplamiento entre los valores b y d (obtenidos a través de a_2 y a_3) hemos representado el error gráficamente y comprobamos visualmente si existe este acoplamiento (Figura 6.4). Como se puede observar de la figura, no existe tal acoplamiento entre los parámetros b y d y, por tanto, pueden calcularse e interpretarse independientemente.
- Debido a que vamos a representar los valores de Q_i y Q_s en lugar de a_2 y a_3 hemos calculado los errores para los factores de calidad mediante la teoría de propagación del error:

$$\Delta Q_i = \frac{\sigma b}{2\pi f} \quad (6.5)$$

$$\Delta Q_s = \frac{4v^2 \sigma c}{6f \pi r^2} \quad (6.6)$$

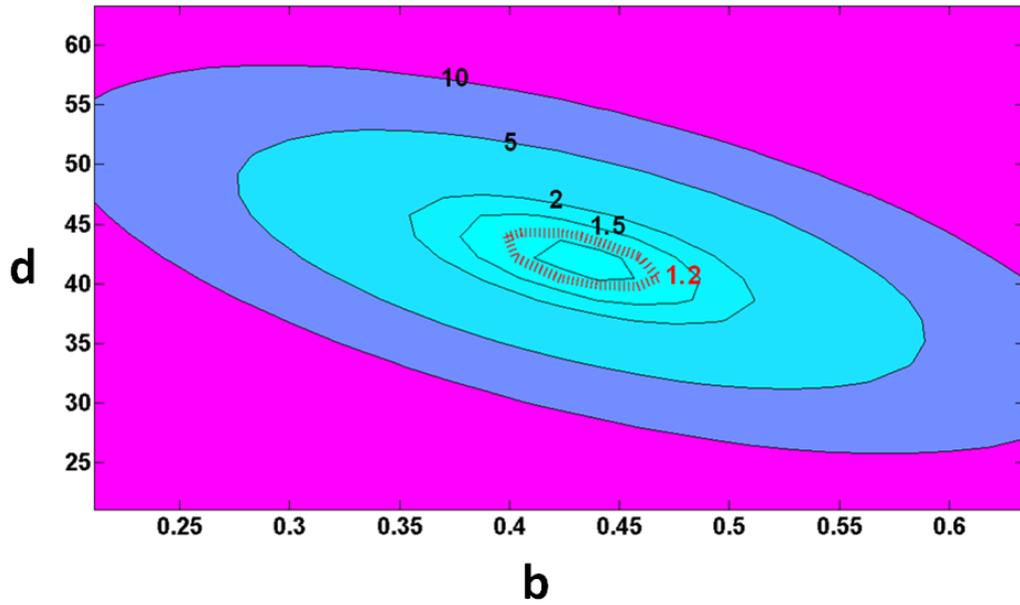


Figura 6.4: Ejemplo para ver visualmente si existe *trade-off* (acoplamiento) para la búsqueda del error entre los parámetros a_2 y a_3 (corresponde a la figura 4 de Prudencio et al. [2013a]).

- Por último, hemos calculado los valores de Q_t^{-1} como:

$$Q_t^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1} \quad (6.7)$$

Asumiendo el dominio de las ondas S, hemos calculado el camino libre medio obteniendo un valor de: $l_{tr} = 3d/v \approx 4km$. También hemos podido calcular el valor de la escala de longitud de la atenuación intrínseca: $l_i = v/b$ que varía entre 10 y 14 km dependiendo de la frecuencia. Podemos observar que la escala de longitud de la atenuación intrínseca es al menos un orden de magnitud mayor que el camino libre medio, lo que indica que el scattering es el mecanismo predominante.

Una vez obtenidos los factores de calidad, debemos de trasladar los resultados a los mapas. En la literatura existen varias opciones para representar los valores: por ejemplo, asignar el valor de Q a la posición de la estación como hicieron Carcolé and Sato [2010] en Japón. Un método más ampliamente usado es asignar estos valores de Q al punto medio entre la estación y la fuente (Pujades et al., 1990; Canas et al., 1995). En ambos casos, tratan de homogeneizar los valores obtenidos mediante procedimientos estándar para el cálculo de la media espacial y a continuación los representan en mapas 2D de contornos. Nosotros también hemos representado los valores obtenidos de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y

Q_t^{-1} mediante este tipo de procedimiento. A estos mapas los hemos denominado *mid-point Maps* (mapas del punto medio),

Sin embargo, esta aproximación asume implícitamente que el proceso de atenuación intrínseca y de scattering se concentra en el camino directo entre la estación y la fuente. Con el fin de obtener mapas más realistas y mejor relacionados con los fenómenos de scattering y atenuación intrínseca, hemos realizado un nuevo método de representación basado en un nuevo procedimiento para el cálculo de la media espacial. En primer lugar hemos identificado la zona que rodea el camino directo entre la estación y la fuente, es decir, la zona donde tienen lugar los múltiples procesos de scattering que producen la coda del sismograma. Esta zona está limitada, como ya se comprobó en el capítulo 3, por un elipsoide de revolución (ver figura 3.1). Por tanto, empezamos asumiendo que el sismograma generado mediante el fenómeno de scattering se produce alrededor del camino directo entre la estación y la fuente. La probabilidad de que un *scatterer* (heterogeneidad) localizado en las coordenadas $\{x, y\}$ contribuya a la formación del sismograma viene representada por una función Gaussiana, centrada en el punto medio entre la estación y la fuente y asumiendo que $3\sigma = vt_{max}$. Como ya anticipamos en capítulos anteriores (ver capítulo 3), es posible cambiar las dimensiones de la función Gaussiana asignando diferentes valores al coeficiente de sigma. Basándonos en diferentes simulaciones numéricas, hemos observado que asumiendo los valores de $\sigma_x = e_{max}/3$ y $\sigma_y = e_{min}/3$, obtenemos los mejores resultados en función de su resolución y las dimensiones de la región analizada (figura 6.5).

Ante esta situación, el volumen analizado puede describirse mediante una función espacial continua de b y d :

$$b = b(x, y, z) \tag{6.8}$$

$$d = d(x, y, z) \tag{6.9}$$

Asumiendo que la velocidad (v) es constante, los trazados del rayo pueden considerarse como segmentos lineales. Para cada pareja estación-fuente, el par de valores b y d estimados mediante el ajuste, es pesado por la función de probabilidad espacial definida anteriormente.

Por tanto, somos capaces de calcular la probabilidad de que cada par de valores b y d caracterice un punto del espacio con unas coordenadas dadas. La suma de las

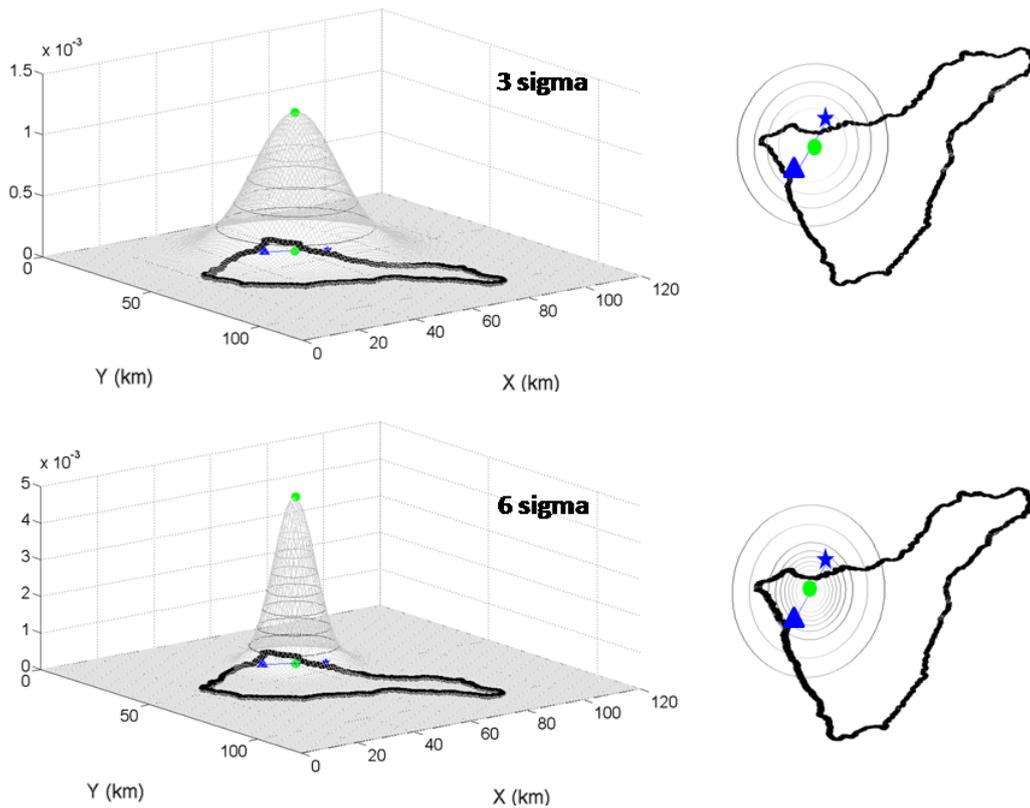


Figura 6.5: En la imagen podemos observar dos ejemplos de funciones Gaussianas con diferentes dimensiones. En la imagen de arriba la anchura de la Gaussiana viene definida con un valor de 3 sigma, que resulta demasiado ancha para la isla de Tenerife. En la parte de abajo está representada una Gaussiana definida con un valor de 6 sigma que ha sido el valor utilizado en este trabajo (Figuras 5b y 5c de Prudencio et al. [2013a]).

probabilidades para cada punto del espacio, nos dará el valor “real” de b y d para ese punto.

La distribución 2D obtenida mediante este procedimiento, a partir de ahora 2D *probabilistic maps* (mapas 2D probabilísticos), es una proyección de una distribución 3D. La máxima profundidad a la que ocurre el proceso puede estimarse sabiendo que, a un lapse-time dado, todos los procesos de scattering ocurren dentro del elipsoide de revolución que es simétrico alrededor de su semieje mayor. La máxima profundidad a la que obtenemos información está relacionada con el tamaño del semieje menor, en nuestro caso, aproximadamente $12km$.

6.2 RESULTADOS

Como hemos mencionado en secciones anteriores, el procedimiento más usado para presentar los valores de atenuación en mapas 2D es el asignar el valor de Q al punto medio entre la estación y la fuente (*mid-point maps*). Esto implica que todo el proceso de atenuación ocurre en el camino directo entre la estación y la fuente. Nosotros hemos introducido un nuevo método más realista y mejor relacionado con el fenómeno de propagación de las ondas, para obtener los mapas 2D. En primer lugar mostramos los *mid-point maps* con el objetivo de comparar nuestra área de estudios con otras zonas estudiadas bajo el mismo procedimiento. A continuación mostramos los resultados obtenidos con el nuevo método de representación gráfica para destacar y discutir las ventajas de nuestro método.

6.2.1 *Mid-point maps*

En esta sección hemos representado los valores de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} asignándolos al punto medio entre la estación y la fuente. Mediante el conocido método de Kriging [Cressie, 1991] hemos obtenido los diferentes mapas de contorno (Figura 6.6).

Se puede observar como existe un fuerte contraste entre las áreas con baja y alta atenuación, tanto para Q_i^{-1} como para Q_s^{-1} . Se puede diferenciar un área central de la isla de Tenerife donde domina un cuerpo de baja atenuación, mientras que las áreas circundantes se caracterizan por tener alta atenuación.

6.2.2 2D probabilistic maps

Esta sección corresponde a los resultados obtenidos mediante la nueva técnica de representación que hemos descrito anteriormente. La ventaja de esta nueva metodología es que podemos aplicar diferentes test de resolución y robustez para determinar la calidad de nuestros resultados.

6.2.2.1 Tests de resolución y robustez

Para identificar las áreas con mayor calidad, es decir, las áreas con mayor resolución, hemos realizado un *checkerboard test* o test de tablero de ajedrez. El test se ha realizado utilizando diferentes tamaños de mallado, desde 10x10km a 5x5km. Hemos asignado unos valores de b y d a cada celda. A continuación, hemos calculado los valores b y d medios para cada celda teniendo en cuenta todas las parejas estación-fuente y pesando cada valor por la función Gaussiana. A partir de estos valores hemos obtenido las envolventes teóricas y se les ha añadido ruido aleatorio. Estas envolventes teóricas se han ajustado con las curvas teóricas usando el mismo procedimiento que se utilizó para obtener los valores de b y d para cada pareja estación-fuente para obtener las imágenes del *checkerboard test* (figura 6.7). Debido a que representar imágenes con un mallado de 5x5km podría ser poco claro, hemos aplicado un mallado mayor de 10x10km a toda la región (figura 6.7 a y c) y el mallado de 5x5km a una pequeña región del norte de la isla (figura 6.7 b y d).

Puede observarse que existe buena resolución para toda la isla. Existen tres zonas con poca resolución: los extremos SW y SE y el borde NE. Estas zonas deberemos de tenerlas en cuenta a la hora de interpretar los resultados.

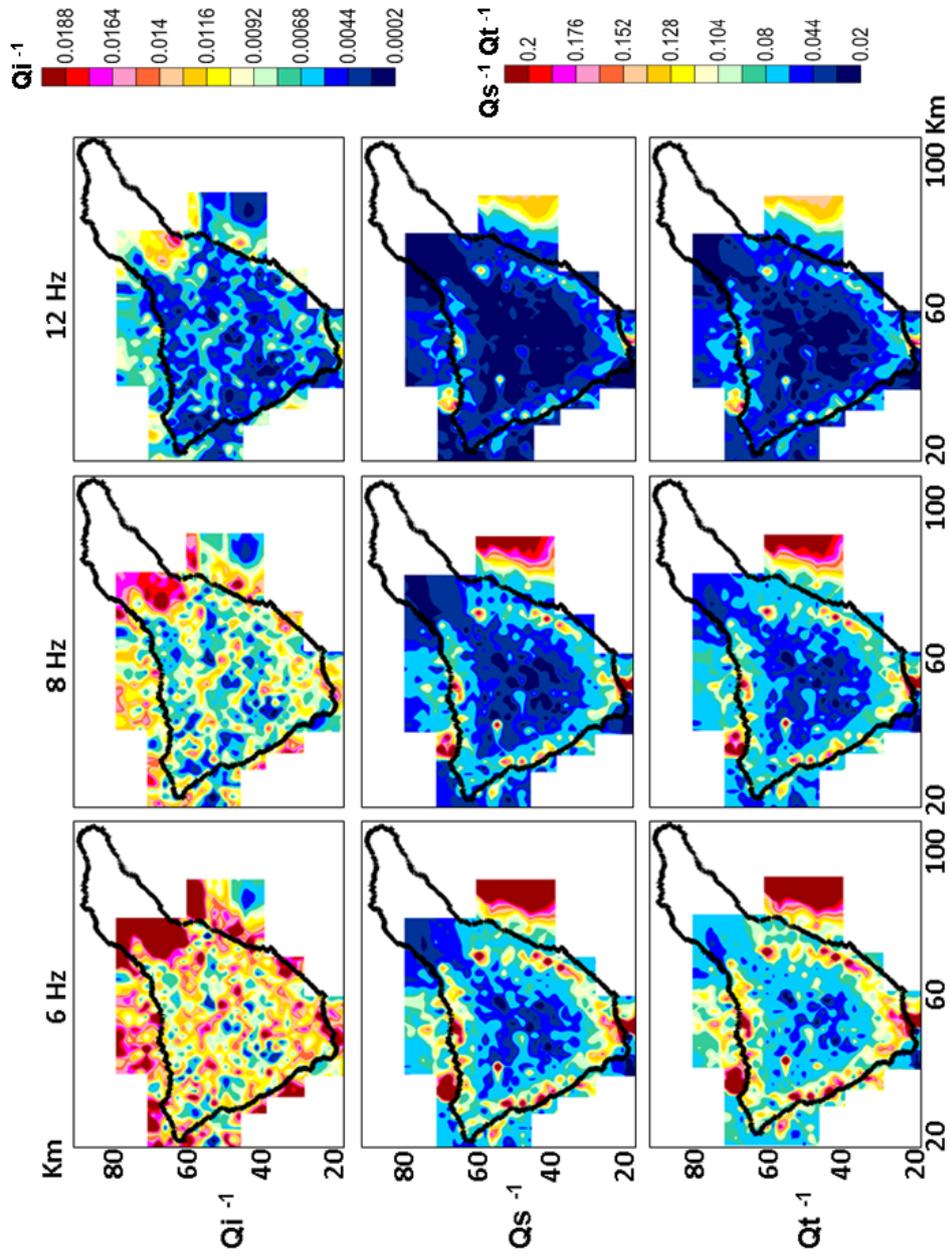


Figura 6.6: Mapas de contornos para los valores Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} obtenidos mediante el procedimiento de asignar su valor al punto medio entre la estación y la fuente ("Mid-point maps") (figura 6 de [Prudencio et al., 2013a]).

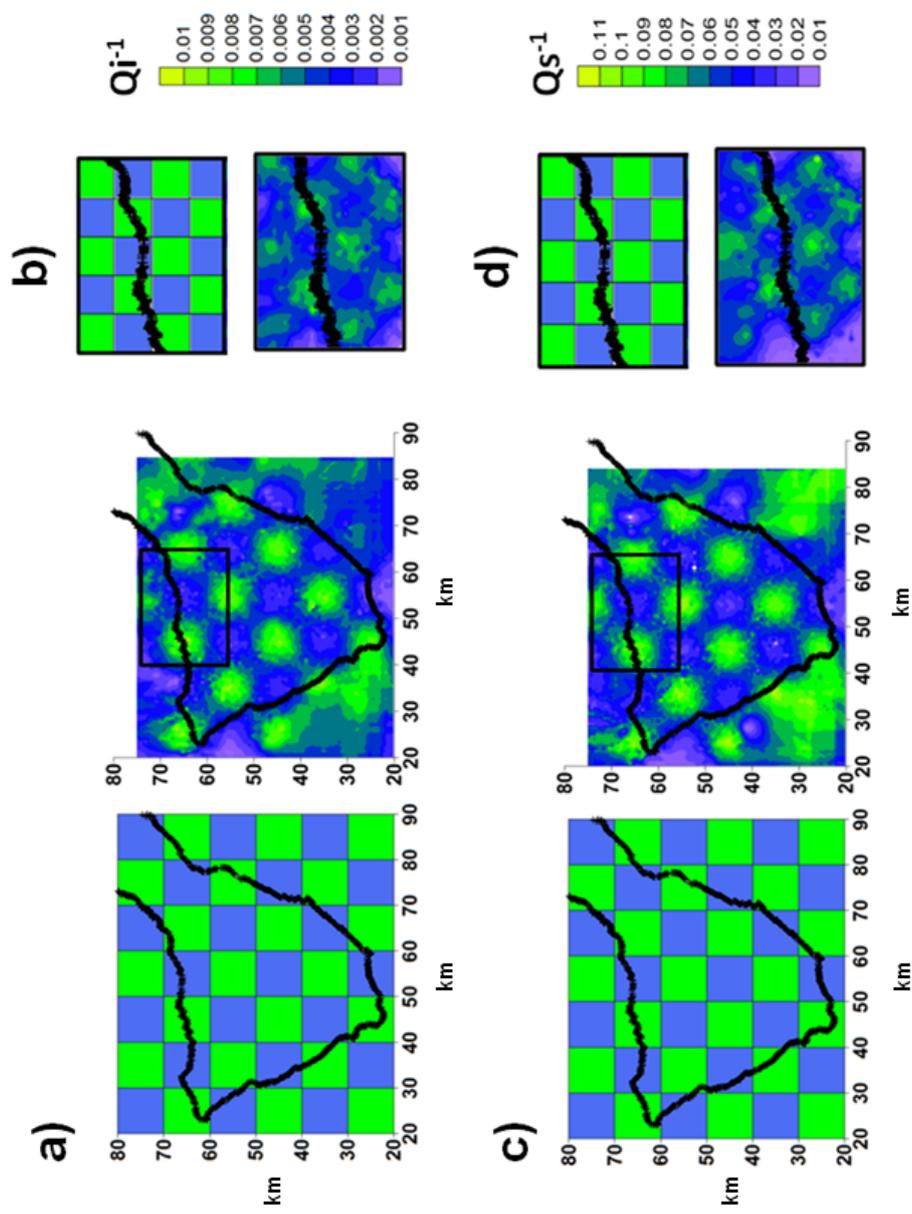


Figura 6.7: *Checkerboard test* realizado para la isla de Tenerife. Se presenta un tamaño de celda de $10 \times 10 \text{ km}$ para toda la región en las secciones a y c. Además, se ha representado una zona con un tamaño menor de celda de $5 \times 5 \text{ km}$ (b y d) (figura 7 de Prudencio et al. [2013a]).

Para comprobar la robustez del método, hemos aplicado a los datos el conocido *Jackknife test* que elimina aleatoriamente un porcentaje de datos y estaciones. En la figura 6.8 podemos ver imágenes con el 100% (a), 80% (b) y 60% (c) de los datos. Podemos observar que las principales características en atenuación se mantienen incluso eliminando el 40% de los datos.

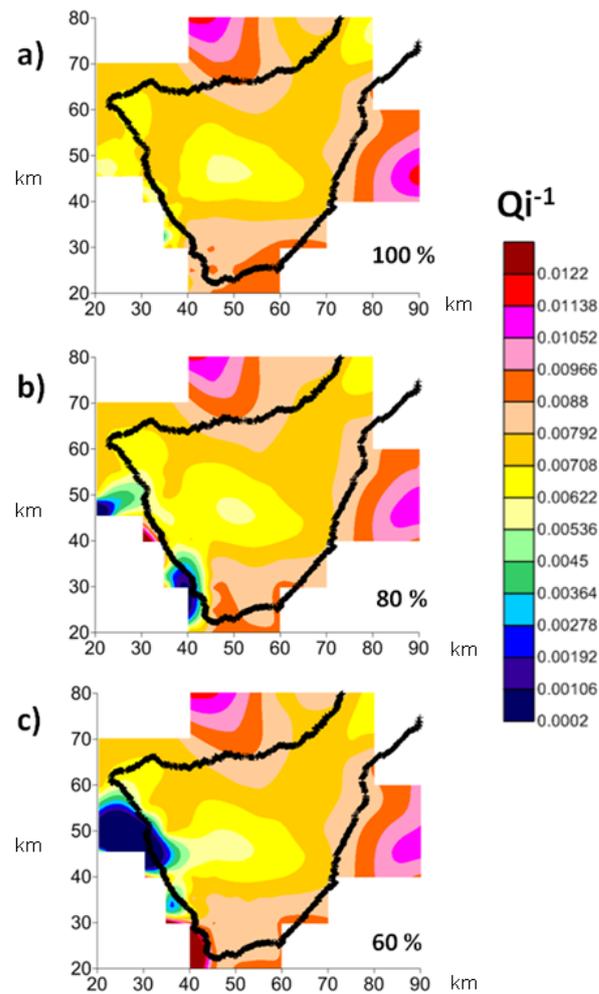


Figura 6.8: *Jackknife test*. Podemos observar que las principales estructuras atenuativas se mantienen incluso eliminando el 20% y hasta el 40% de los datos (figura 8 de Prudencio et al. [2013a]).

6.2.2.2 Distribución regional de la atenuación

La distribución regional de los parámetros de atenuación se muestra en las figuras 6.9, 6.10, 6.11 y 6.12 y muestran, respectivamente, los valores de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} . En la figura 6.12 hemos representado las anomalías o los residuos calculados a partir de la media espacial.

En las imágenes podemos observar los siguientes patrones:

- Q depende fuertemente de la frecuencia.
- Existe una distribución irregular de los valores de Q , con fuertes contrastes en atenuación.

6.3 DISCUSIÓN

Hemos observado una fuerte dependencia con la frecuencia tanto para Q_i^{-1} como para Q_s^{-1} (y para Q_t^{-1} consecuentemente). Curiosamente, Q_i^{-1} parece tener un cambio más suavizado con la frecuencia, mientras que Q_s^{-1} parece ser más irregular.

A pesar de que nuestro principal objetivo era obtener una distribución de los parámetros de atenuación, hemos calculado los valores medios para toda la región en función de la frecuencia. Estos valores pueden verse en la tabla A.1, donde puede observarse que los valores de Q_s^{-1} son, en promedio, considerablemente más pequeños que los valores de Q_i^{-1} . Esto implica que el proceso de scattering en promedio domina frente al proceso de atenuación intrínseca en la isla de Tenerife. Es importante destacar que los valores absolutos de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} son muy pequeños comparados con los valores medios obtenidos en otras regiones [Sato and Fehler, 1998].

Frequency	Q_i^{-1}	Q_s^{-1}	Q_t^{-1}	Q_i	Q_s	Q_t
6Hz	$0,0084 \pm 0,0006$	$0,022 \pm 0,003$	$0,029 \pm 0,004$	119	45	35
8Hz	$0,0053 \pm 0,0005$	$0,012 \pm 0,002$	$0,016 \pm 0,002$	189	83	62
12Hz	$0,0036 \pm 0,0003$	$0,011 \pm 0,001$	$0,014 \pm 0,001$	278	91	71

Tabla 6.1: Valores medios de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} , así como de Q_i , Q_s y Q_t .

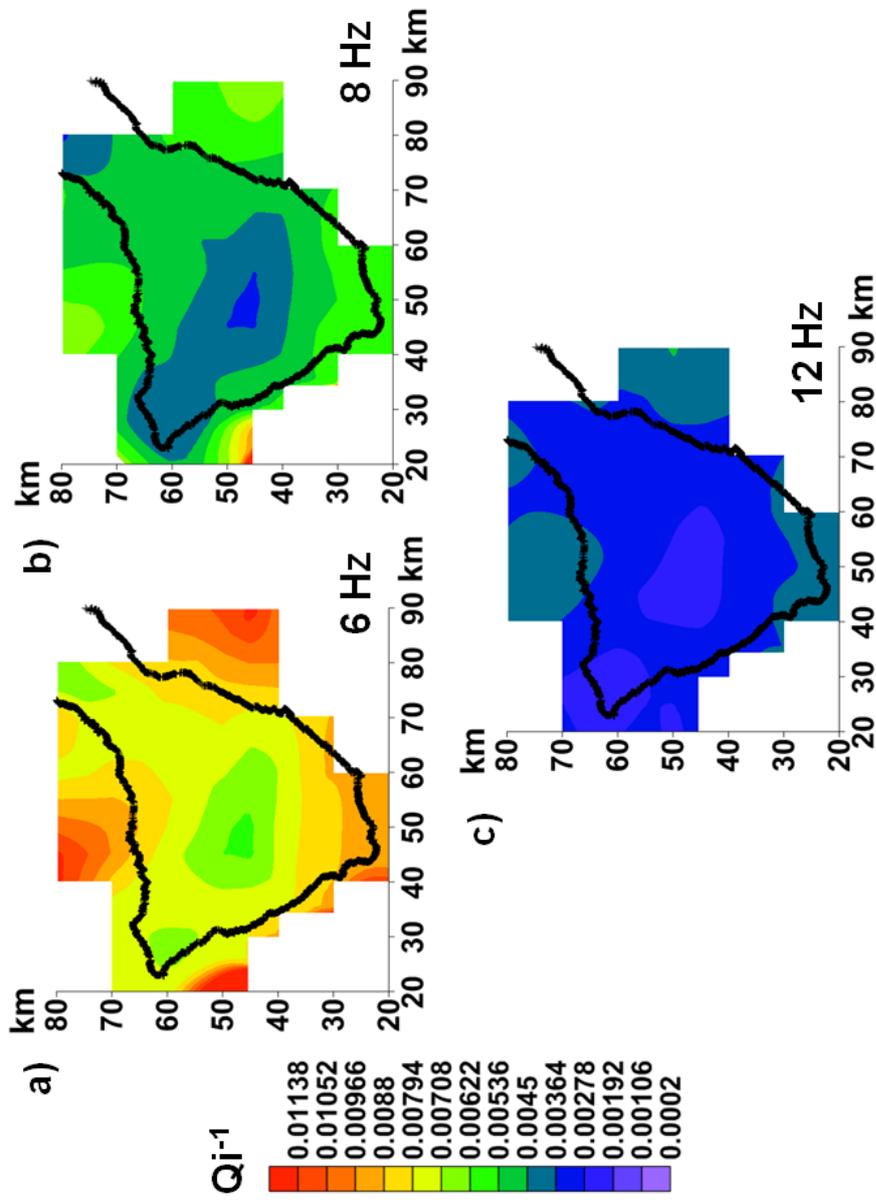


Figura 6.9: Mapas regionales de los valores de Q_i^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico descrito en secciones anteriores para las 3 bandas de frecuencias analizadas: 6 Hz (a), 8 Hz (b) y 12 Hz (c) (figura 9 de [Prudencio et al., 2013a]).

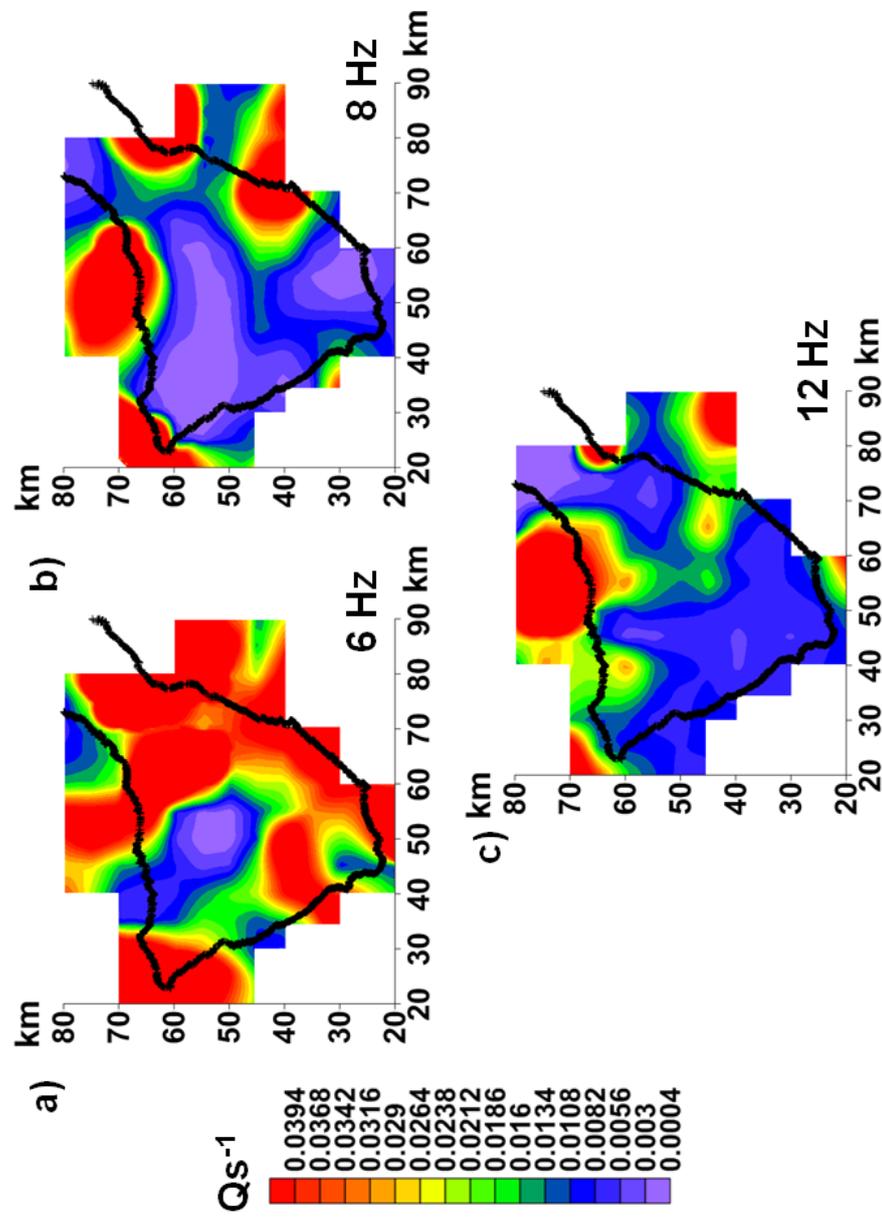


Figura 6.10: Mapas regionales de los valores de Q_s^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico descrito en secciones anteriores para las 3 bandas de frecuencias analizadas: 6 Hz (a), 8 Hz (b) y 12 Hz (c). Los valores de atenuación representados indican el fuerte efecto de scattering frente al proceso de atenuación intrínseca (figura 10 de [Prudencio et al., 2013a]).

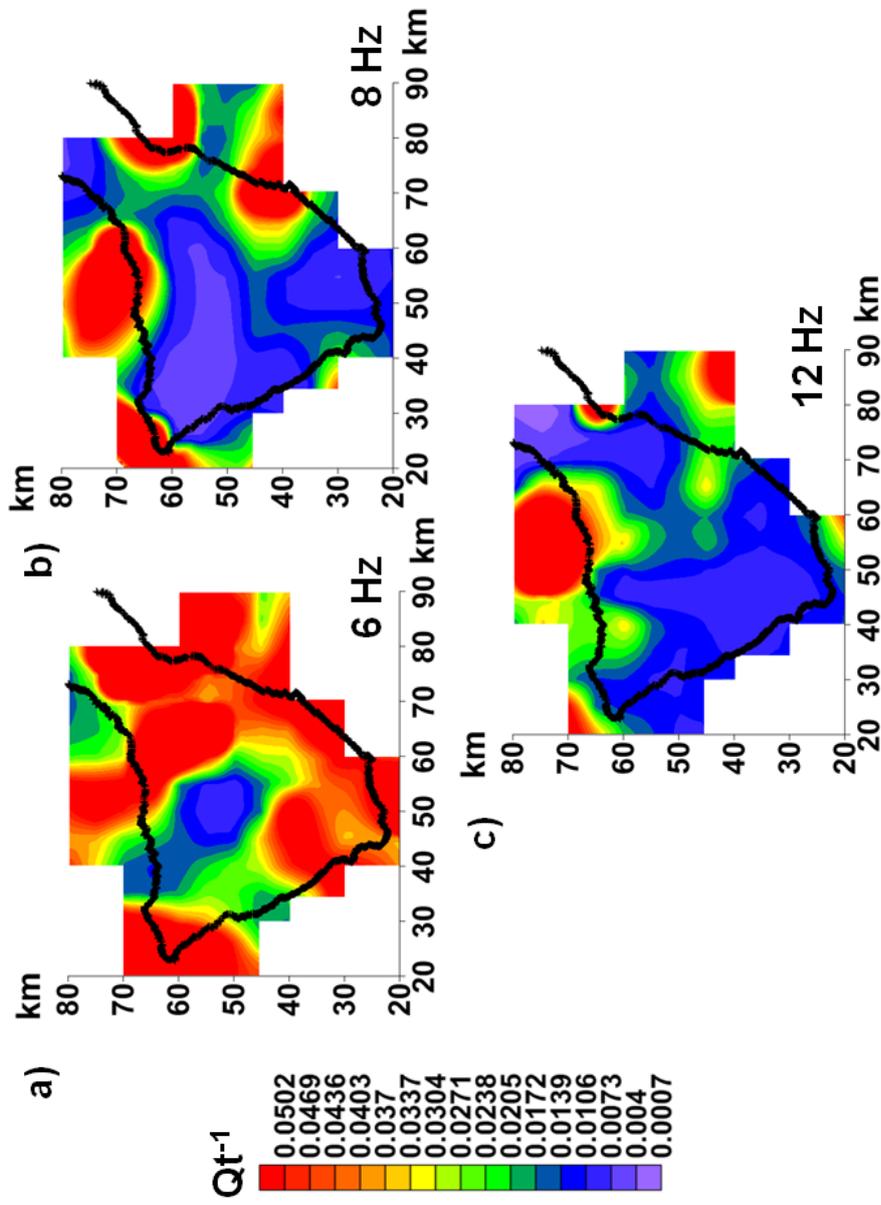


Figura 6.11: Mapas regionales de los valores de Q_t^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico descrito en secciones anteriores para las 3 bandas de frecuencias analizadas: 6 Hz (a), 8 Hz (b) y 12 Hz (c). Existe una gran similitud entre estos mapas y aquellos calculados para el proceso de scattering. Esto se debe a la dominancia del proceso de scattering frente a la atenuación intrínseca (figura 11 de [Prudencio et al., 2013a]).

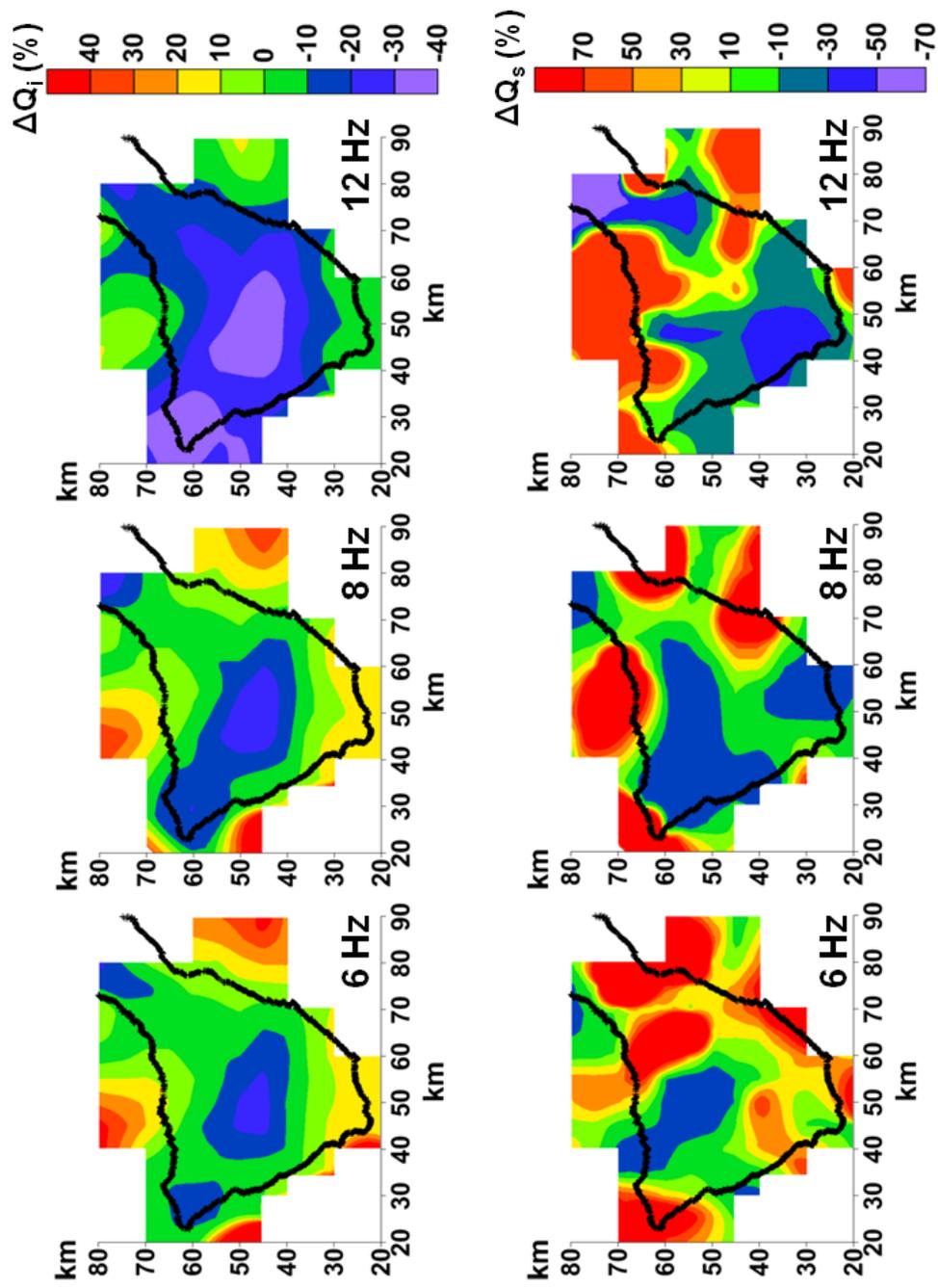


Figura 6.12: Mapas de anomalías de Q_i^{-1} (a) y Q_s^{-1} (b) para las tres bandas de frecuencias analizadas. Estos mapas resaltan las áreas con fuertes contrastes de atenuación (figura 12 de [Prudencio et al., 2013a]).

6.3.1 Distribución regional de Q_i^{-1}

Los contrastes en atenuación intrínseca a 6 Hz (Figura 6.9 a) son de hasta dos órdenes de magnitud. La distribución espacial de Q_i^{-1} muestra que existe un cuerpo central de baja atenuación que coincide con la posición del complejo Las Cañadas-Teide-Pico Viejo. Este área de baja atenuación también se observa a otras bandas de frecuencia y es coincidente también con el cuerpo de anomalía de alta velocidad [García-Yeguas et al., 2012] y con el modelo aeromagnético [Blanco-Montenegro et al., 2011]; además, este cuerpo de alta velocidad también ha sido identificado en estratovolcanes similares como el Etna [Patane et al., 2006] y el Vesubio [Zollo et al., 2002], en el caso de este último se relaciona también con un cuerpo de baja atenuación [De Siena et al., 2009]. La estructura volcánica asociada a estas anomalías corresponde a estructuras bien conocidas relacionadas con magma enfriado, magma residual o a la posición de antiguas erupciones.

Las áreas con alta atenuación se localizan en las regiones externas de la isla de Tenerife. Este efecto es más evidente a 6 y 8 Hz (Figuras 6.9 a y b). Existe igualmente una concordancia con la tomografía en velocidad, las zonas de baja velocidad se corresponden con las áreas de alta atenuación. En estas áreas se localiza el volcanismo más reciente: recoge desde erupciones históricas hasta un número elevado de conos monogenéticos. Por tanto, nuestras observaciones pueden interpretarse fácilmente en términos de características volcanológicas de la región; en otras palabras, las áreas circundantes al sistema central están dominadas por depósitos volcanoclásticos, anomalías geotérmicas y contrastes estructurales, coinciden con las áreas de alta atenuación intrínseca.

El mapa correspondiente a 12 Hz (Figura 6.9 c) muestra los mismos contrastes regionales.

6.3.2 Distribución regional de Q_s^{-1} y Q_t^{-1}

Como podemos observar en las figuras 6.10 y 6.11, los valores de atenuación por scattering y los valores de Q total, muestran una distribución altamente heterogénea a lo largo de la isla de Tenerife. Los contrastes más evidentes pueden observarse a 6 Hz, aunque a 8 y 12 Hz podemos observar una distribución similar, los efectos de scattering tienden a decaer o suavizarse a estas frecuencias. En términos de estructuras volcanológicas, el cuerpo central de la isla, el complejo Las Cañadas-Teide-Pico Viejo,

vuelve a mostrar baja atenuación, coincidiendo con las observaciones realizadas en los mapas de atenuación intrínseca. Sin embargo, en las zonas externas de la isla se incrementan los efectos de scattering. Por tanto, existe una gran correlación entre estas áreas de alta atenuación debido al scattering y las áreas de baja velocidad derivadas de la tomografía en velocidad. Estas observaciones corroboran el hecho de que las regiones externas de la isla poseen el mayor grado de heterogeneidad estructural y el mayor número de sistemas volcánicos heterogéneos.

6.3.3 Distribución regional de las anomalías de Q_i^{-1} y Q_s^{-1}

Es común en trabajos de tomografía sísmica, en velocidad o en atenuación, presentar mapas de anomalías en lugar de mapas de valores absolutos. El objetivo de este tipo de mapas es destacar o resaltar los contrastes locales en términos del parámetro elegido. En general, la anomalía se define como la diferencia entre el parámetro obtenido y el valor del modelo inicial o el valor medio para toda la región. En la figura 6.12 presentamos los mapas de anomalías tanto para Q_i^{-1} como para Q_s^{-1} , en las tres bandas de frecuencias analizadas. Los mapas de anomalías, calculados con los valores medios presentados en la tabla A.1, resaltan las áreas con fuertes contrastes en atenuación.

En el caso de la atenuación intrínseca, los efectos de baja atenuación observados para el cuerpo central de la isla, son más visibles en estos mapas. Para la atenuación por scattering, además del cuerpo de baja atenuación del centro de la isla, las áreas externas de la isla con altos valores de atenuación están más marcadas. En general, la distribución anómala de los valores de Q indica que la isla tiene fuertes contrastes de atenuación.

Capítulo 7

ESTRUCTURA 3D DE ATENUACIÓN MEDIANTE EL MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA

7

ESTRUCTURA 3D DE ATENUACIÓN MEDIANTE EL MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA

7.1 APLICACIÓN DEL MÉTODO

7.1.1 *Trazado del rayo y selección de los datos*

Hemos trazado la trayectoria de cada rayo en el modelo 3D de velocidad de Tenerife obtenido por [García-Yeguas et al. \[2012\]](#) mediante una extensión de la aproximación del método de *bending* [[Um and Thurber, 1987](#)], que es aplicable para estructuras en velocidad caracterizadas por fuertes contrastes de velocidad como los encontrados en Tenerife (Figura 7.1). Su única limitación es no tener en cuenta las trayectorias de los rayos reflejados; de todas maneras, estos no han sido considerados en este trabajo. Después de dividir la región de estudio en bloques de $4km^3$ hemos almacenado la longitud de cada rayo para cada pareja estación-fuente y la longitud de cada segmento de rayo que atraviesa cada celda. Esta base de datos es necesaria para definir la matriz de los coeficientes.

Una vez realizado el trazado de rayos, dado que la metodología requiere tener señales de suficiente calidad no sólo para la llegada de la onda P, sino también en los primeros lapsos de tiempo, hemos seleccionado aquellas señales de máxima calidad. El factor de calidad viene definido por la relación de la raíz cuadrática media de las amplitudes de las ondas P y las ondas de coda en el dominio de la frecuencia. Así, hemos seleccionado aquellas señales con un ratio $A_p/A_c \geq 1,5$ que corresponden a un total 45,290.

7.1.2 *Estimación de los observables mediante el método NC*

El método de normalización de la coda es un método ampliamente utilizado para cuantificar los parámetros de atenuación independientemente de los efectos de sitio y los efectos instrumentales ([Aki, 1980](#); [Sato and Fehler, 1998](#)). [Del Pezzo et al. \[2006a\]](#) y [De Siena et al. \[2009\]](#) utilizaron este método para la estimación del factor de calidad inverso para obtener imágenes atenuativas de la estructura volcánica del Vesuvio. Para

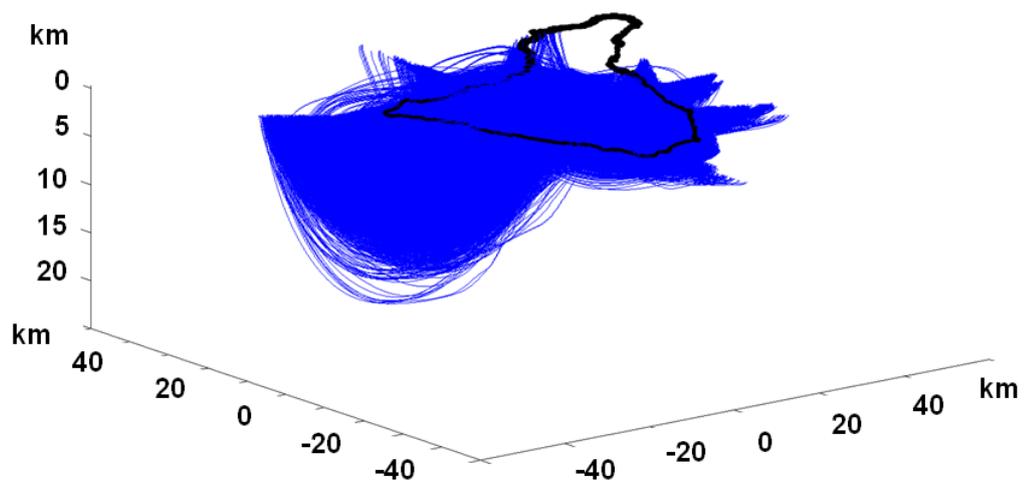


Figura 7.1: Mapa de cobertura de rayos utilizados en este trabajo para la isla de Tenerife. Las líneas azules corresponden al trazado de los rayos y la línea negra corresponde a la línea de costa de la isla de Tenerife. Puede observarse como existe una muy buena cobertura de rayos, sobretodo, para el área NW de la región.

llevar a cabo la aplicación de este método nuestra ecuación de referencia será la ecuación 2.10 (ver apartado 2.2 para más detalles).

Siguiendo las asunciones que hemos realizado en la sección 2,2, hemos establecido que la duración de la ventana para las ondas P es de 1,5 segundos desde el comienzo de la llegada de las ondas P. De la misma manera, hemos establecido que la ventana de las ondas de coda comienzan a los 15 segundos y terminan a los 18 segundos desde el tiempo origen. Hemos aplicado una Transformada de Fourier Discreta (DFT) a las señales una vez seleccionadas las ventanas, asumiendo un suavizado del 10% para ambas ventanas, la de la onda P y la de la coda. Hemos calculado la media del módulo de la Transformada de Fourier, la amplitud espectral, para una banda de frecuencia centrada en la frecuencia, f_c , 6 Hz con un ancho de banda de $f_c \pm 0,6f_c$. Y a continuación hemos obtenido el ratio entre las amplitudes espectrales de las ondas P y las ondas de coda.

Si multiplicamos el logaritmo natural del ratio por la longitud del trazado del rayo obtenemos el valor de R_{ij} . El volumen utilizado en este trabajo tiene una extensión de $110km^2$ y una extensión en profundidad de 28 km. Hemos discretizado este volumen mediante una malla cúbica con un tamaño de celda seleccionado en función de dos criterios: 1) la longitud de onda debe de ser menor al tamaño de celda utilizado y 2) la densidad de rayos para cada celda debe ser suficientemente grande como para garantizar la robustez de la inversión y una óptima resolución, lo que consigue con un mallado de celdas de $4km^3$. Hemos calculado las intersecciones de los trazados de rayos con las celdas, obteniendo así los valores de s_b y l_{ijb} para cada celda.

Finalmente, hemos invertido la ecuación 2.8 simultáneamente para K y para Q_p^{-1} .

7.2 TEST DE RESOLUCIÓN

Hemos realizado un *checkerboard test* (test de tablero de ajedrez) para comprobar la calidad y robustez de la solución. Hemos obtenido una solución para aquellos bloques que son atravesados al menos por 5 rayos, siguiendo la ecuación 2.8. Para este procedimiento hemos calculado los ratios de las amplitudes espectrales para cada pareja estación-fuente y hemos añadido un ruido aleatorio Gaussiano aleatorio con media 0 y un valor de sigma del 10% de los datos mediante un generador de números aleatorios.

Los resultados obtenidos se muestran en las figuras 7.2, 7.3 y 7.4. Puede observarse en las secciones verticales como en el perfil S-N existe muy buena resolución para el área

bajo el Teide. Observamos también, como pudo comprobarse en la figura de cobertura de rayos, que el área mejor resuelta corresponde al NW de la región estudiada.

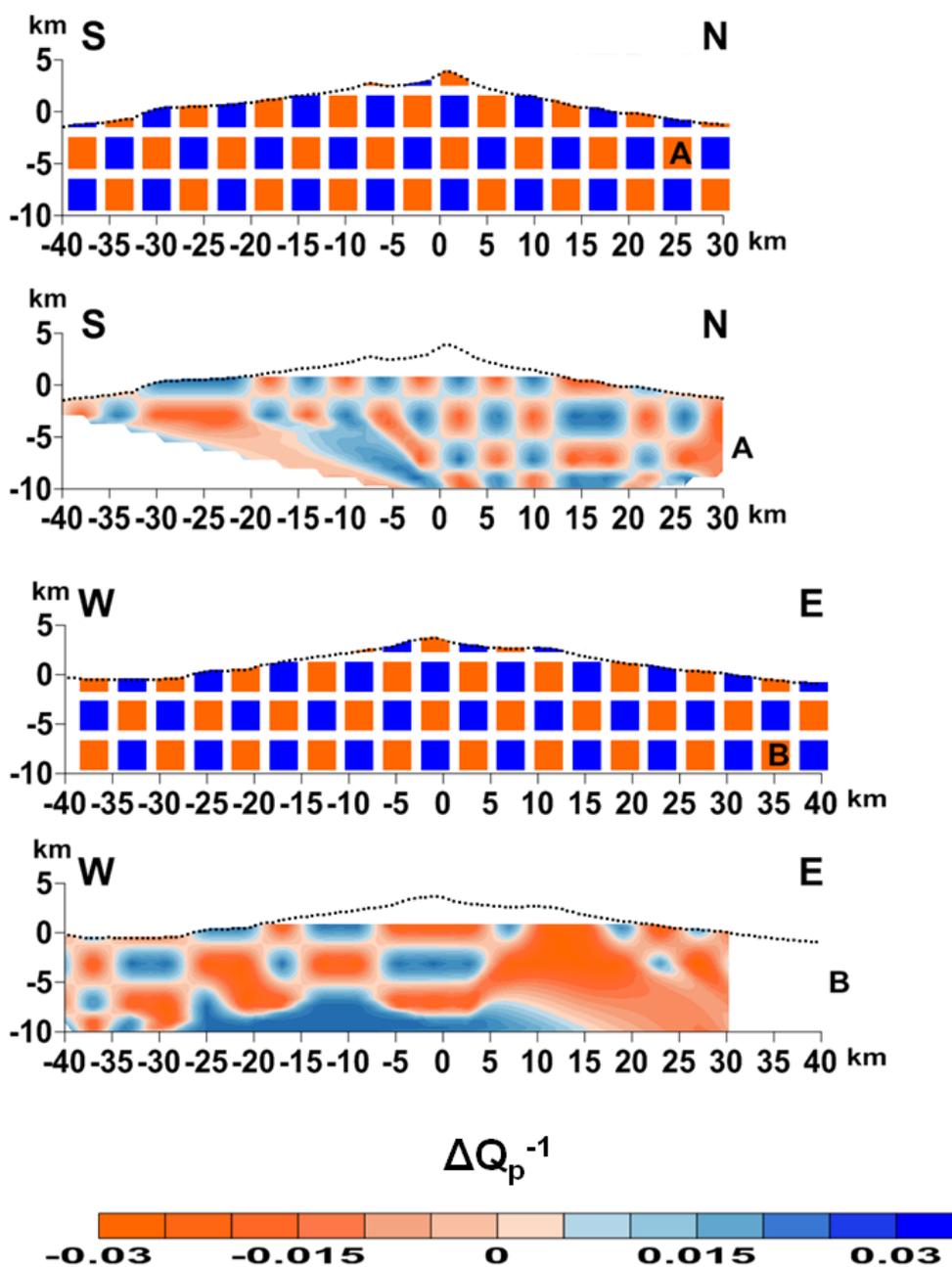


Figura 7.2: Secciones verticales S-N y W-E del modelo inicial de checkerboard test. Se muestran además los resultados obtenidos para las mismas secciones.

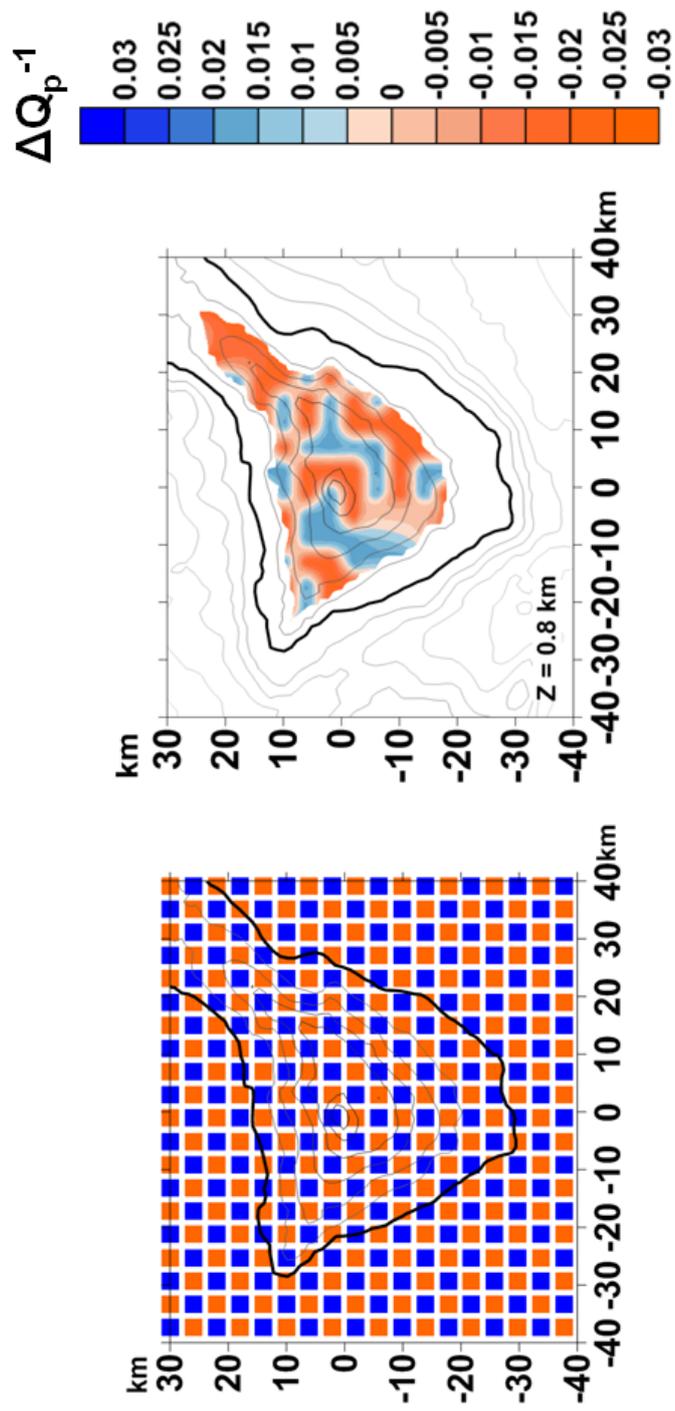


Figura 7.3: En la izquierda se muestra el modelo de entrada del checkerboard test. La figura de la derecha representa el resultado obtenido a 800 metros sobre el nivel del mar.

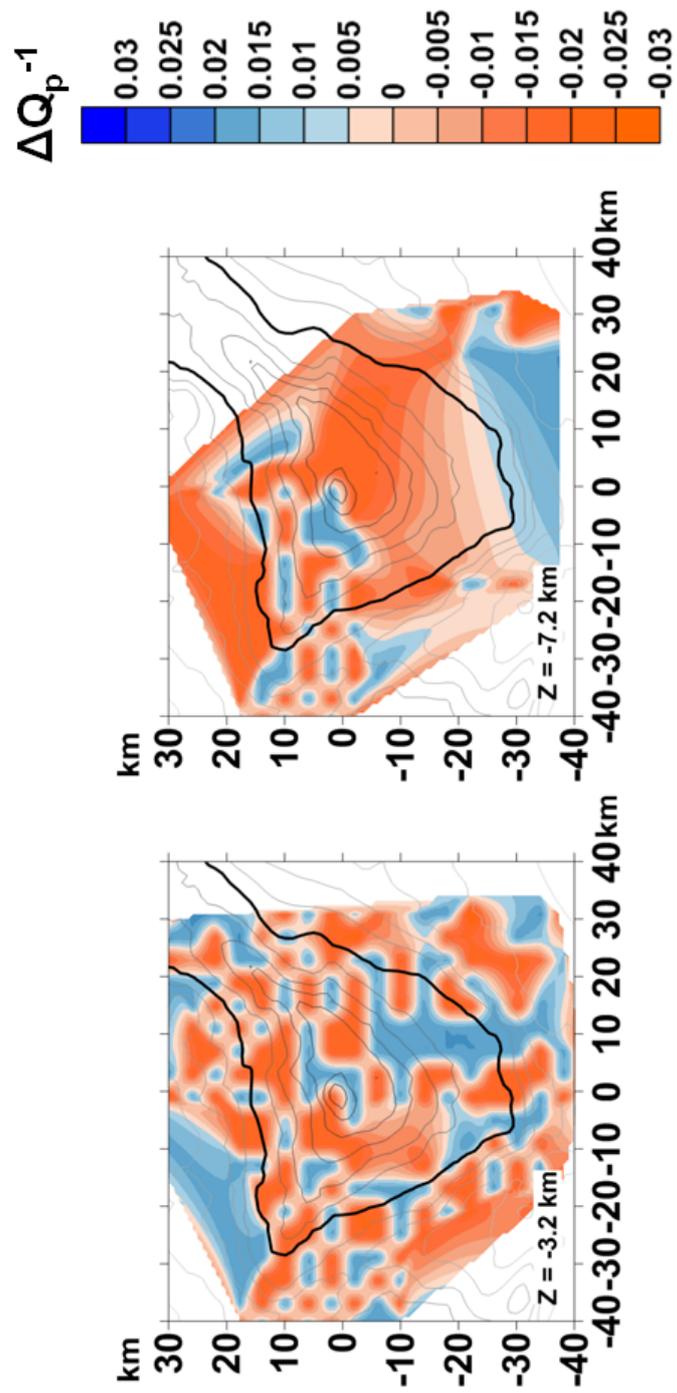


Figura 7-4: Continuación de la figura anterior. En este caso se muestran los resultados obtenidos a unas profundidades de $-3,2$ y $-7,2$ km de profundidad.

7.3 RESULTADOS

Hemos representado las distribuciones regionales de Q_p^{-1} mediante mapas de anomalías para resaltar las zonas con altos contrastes de atenuación. Los resultados los presentamos tanto en secciones verticales (Figura 7.5) como en secciones horizontales entre 0,8 km sobre el nivel del mar y 7,2 km de profundidad (Figuras 7.6 y 7.7).

La primera observación que podemos hacer viendo la distribución de los valores de atenuación es que, como ya se comprobó con el método de separación de atenuación intrínseca y de scattering, tenemos una región altamente heterogénea con fuertes contrastes de atenuación. Sigue existiendo una zona central de baja velocidad, aunque no es tan evidente como en los mapas de atenuación intrínseca de capítulos anteriores. Los mapas tienen más semejanzas con los mapas de atenuación por scattering, debido a que el scattering es el proceso que domina en la isla de Tenerife. Es de destacar la anomalía de baja atenuación que se observa bajo el Teide en el perfil N-S. Este cuerpo coincide con un cuerpo antiguo descrito anteriormente en otros estudios. Las zonas de alta atenuación coinciden en gran parte con localizaciones de erupciones históricas.

7.4 DISCUSIÓN

La metodología para obtener la estructura tridimensional de atenuación fue propuesta para el análisis de la tomografía de terremotos usando ondas S, tal y como ? demuestran, esta metodología también es aplicable a una ventana de la onda P generadas por sísmica activa. En este caso ? imponen que el camino libre medio de las ondas sea suficientemente pequeño como para que gran parte del sismograma sea una onda S convertida en forma de coda. Tal y como se ha visto en el capítulo anterior, el camino libre medio es de $\approx 4km$ y, por tanto, esta condición se cumple. Es más, precisamente esta condición era la necesaria para aplicar el modelo de difusión a nuestros datos. Así, siguiendo la ecuación 2.10 del capítulo 2 nuestro proceso de inversión tomográfico representa la distribución de anomalías de atenuación de las ondas P.

Como se ha explicado en capítulos anteriores, la conversión de la energía de la onda P en energía de ondas de coda o de ondas S es muy rápido, por lo que la ventana utilizada de la P es suficientemente grande para garantizar el análisis y suficientemente pequeña para garantizar que se trata de la onda P.

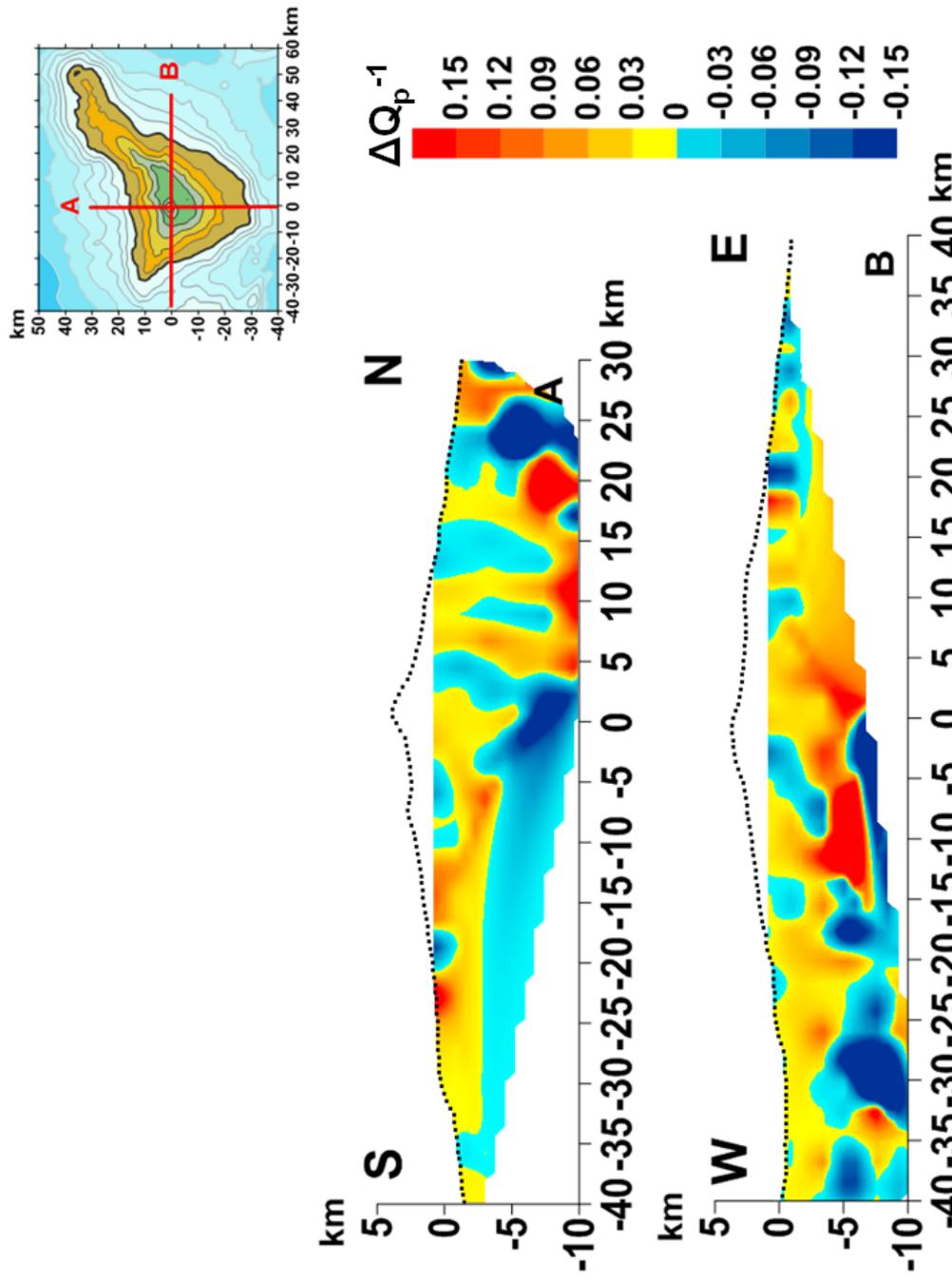


Figura 7.5: Secciones verticales S-N y W-E que representan la estructura en atenuación obtenida mediante el método de normalización de la coda.

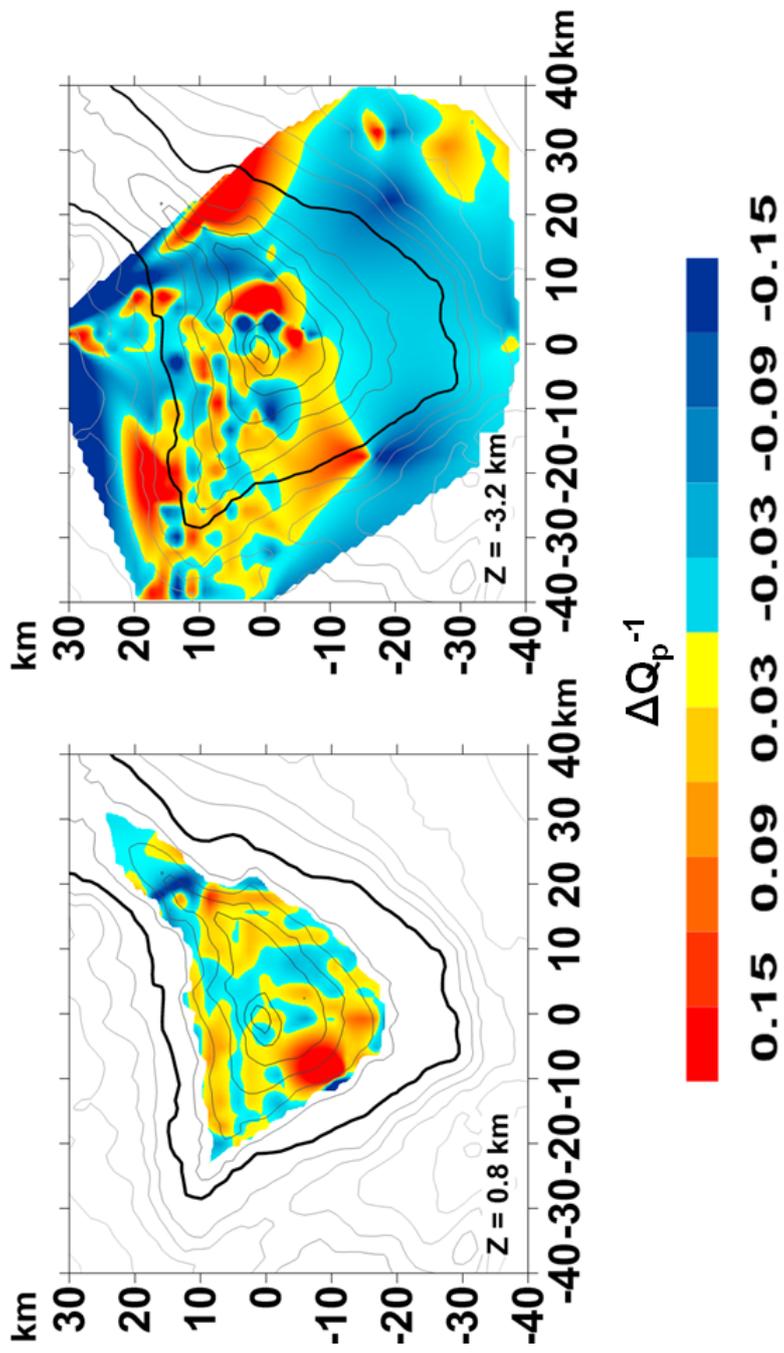


Figura 7.6: Secciones horizontales correspondientes a la estructura en atenuación obtenidas mediante el método de normalización de la coda a 0,8 km sobre el nivel del mar y a 3,2 km de profundidad.

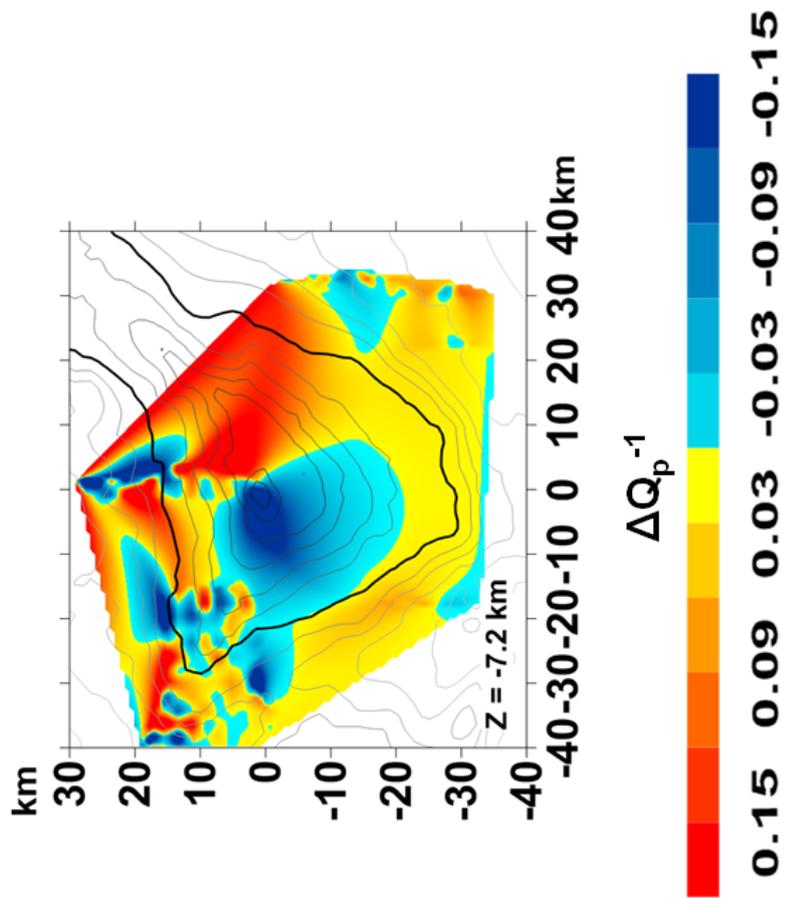


Figura 7.7: Secciones horizontales correspondientes a la estructura en atenuación obtenidas mediante el método de normalización de la coda a 7,2 km de profundidad.

Independientemente a estas observaciones, en la bibliografía encontramos que cuando se compran los valores de Q_p y Q_s para una región, en general, la relación $Q_p - Q_s$ es mayor de 2 [Bianco et al., 1999]. En este trabajo hemos obtenido un valor promedio de $Q_p(6Hz)$ de 160. En el capítulo 6 usando el modelo de difusión se obtuvo un valor de $Q_\beta(Q_{total} - promedio, 6Hz)$ (Tabla A.1) de 35. Por tanto, observamos que para la isla de Tenerife la razón Q_p/Q_s es 4, similar a la observada en otras regiones.

Siguiendo los resultados obtenidos de la separación de $Q_{intrínseca}$ y $Q_{scattering}$ se ha observado que el $Q_\beta(total)$ para la isla de Tenerife estaba influenciado por los valores de $Q_{scattering}$. Por tanto, es posible pensar en nuestro caso que los valores de Q_p obtenidos en esta inversión que representan el Q_{total} son más un reflejo de los efectos de la atenuación por scattering que de la atenuación intrínseca. Atendiendo a la distribución regional de $Q_{intrínseca}$ de las figuras 6.9, 6.10 y 6.12 se han construido atendiendo a las anomalías de atenuación. De nuevo, como se observó en el capítulo 6 existen pocas diferencias entre los mapas de valores absolutos y los valores de anomalías.

La metodología requiere tener señales de suficiente calidad no sólo en la primera llegada, sino a los primeros lapsos de tiempo. Como ya García-Yeguas [2010] apuntaron, la presencia de centros habitados y carreteras de la isla de Tenerife, limitaban la calidad de los datos. En la figura 7.1 se observa esta evidencia: existe una carencia de alta calidad para los caminos que atraviesas o se generan en el SE. Este hecho, hace que actualmente se pueda tener una cierta imagen tomográfica sólo para el extremo NW de la isla de Tenerife, como se ve en la figura 7.5. Por ello, para la siguiente discusión sólo vamos a hacer la representación parcial de la estructura de Tenerife en donde se incluye la parte NW de la región. En todo caso, el volumen abarcado es muy grande, similar al de la isla Decepción (40x40km).

- Como primera observación general se ve que la estructura de atenuación para la isla es altamente heterogéna, con fuertes contrastes de atenuación sísmica.
- Estas imágenes de atenuación 3D presentan correlaciones significativas con los contrastes de alta y baja velocidad de las tomografías previas [García-Yeguas et al., 2012] y los efectos $Q_{intrínseca}$ y $Q_{scattering}$ vistos en el capítulo anterior. Es evidente que estos resultados confirman la validez y robustez de los métodos utilizados en todos los casos.
- Desde el punto de vista de distribución regional de la atenuación podemos observar que existen dos cuerpos de alta atenuación sísmica situados en el Norte y Este de nuestra región estudiada. La estructura del Este coincide con la región

de las erupciones de 1704 – 1705 de Fasnía-Arafo-Sietefuentes. La estructura del Norte ya fue observada por [García-Yeguas et al., 2012] y aunque no coincide con ninguna estructura evidente, ha sido interpretada por la presencia de fluidos en el medio (agua, gas o magma), rocas altamente fracturadas y/o porosas, alteraciones hidrotermales, depósitos volcanoclásticos, depósitos de deslizamientos o una combinación de todas las anteriores.

- Es de resaltar que la estructura profunda debajo del Teide está dominada por la baja atenuación, compatible con las observaciones de un cuerpo antiguo como indicaron [Blanco-Montenegro et al., 2011] y [García-Yeguas et al., 2012].
- Resulta interesante observar que de nuevo las imágenes de tomografía atenuativa ayudan a confirmar, o a interpretar mejor, la complejidad estructural de la región, con lo que se revela una herramienta indispensable en los estudios de las regiones volcánicas.

Parte 3

ISLA DECEPCIÓN (ANTÁRTIDA)

*“La victoria espera a aquel que tiene todo en orden
- suerte, le llama la gente.*

*Y el fracaso es inevitable para aquel que
no ha tomado las previsiones necesarias
- mala suerte, le dicen.”*

— Roald Amundsen.

Capítulo 8

**MARCO
GEOLÓGICO
Y
GEODINÁMICO
DE DECEPCIÓN**

La Isla Decepción es uno de los volcanes activos de la Antártida. La Isla Decepción se localiza al suroeste del Estrecho de Bransfield y se trata de una cuenca de *back-arc* que se desarrolló entre las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica (Figura 8.1). La historia de la actividad volcánica de la isla se remonta alrededor de 0,75 Ma, cuando una erupción fue la responsable de un gran depósito de ceniza identificado en toda la región, que se extiende hasta el área del Polo Sur, a 3000 Km (Aristarain and Delmas, 1998; Ibáñez et al., 2000). Las erupciones históricas en la isla han tenido lugar en los años 1842, 1912, 1917, 1967, 1969 y 1970 [Orheim, 1972]. Durante este periodo, la evolución geomorfológica de la isla ha estado controlada por las diferentes erupciones, las cuales han modificado tanto las costas de la bahía interna como las costas exteriores y han aparecido nuevos edificios volcánicos como conos de ceniza o edificios relacionados con erupciones freatomagmáticas.

La Isla Decepción, fue de los primeros destinos para el asentamiento humano en la Antártida durante la mitad del siglo XIX, fue un gran centro ballenero del que aún quedan evidencias y objeto de expediciones científicas y otros estudios. El interés científico de la isla creció con el año Geofísico Internacional (1956 – 57), cuando se propició la creación de bases científicas. Así, en 1989 España construyó una nueva base en la isla, donde científicos españoles y de otras nacionalidades llevan a cabo sus investigaciones durante el verano austral. Actualmente es además uno de los centros o lugares turísticos más importantes de la Antártida.

El carácter volcánico de la isla se refleja en todos los aspectos incluso en los glaciares. Durante mucho tiempo se ha hecho un esfuerzo científico para saber cómo funciona la isla, llegando al convencimiento de que tiene que haber una cámara magmática debajo de la isla. Numeros estudios previos apuntan la existencia de esta intrusión de magma debajo de la caldera, lo que se confirmó mediante el experimento de sismica activa TOMODEC [Zandomenighi et al., 2009].

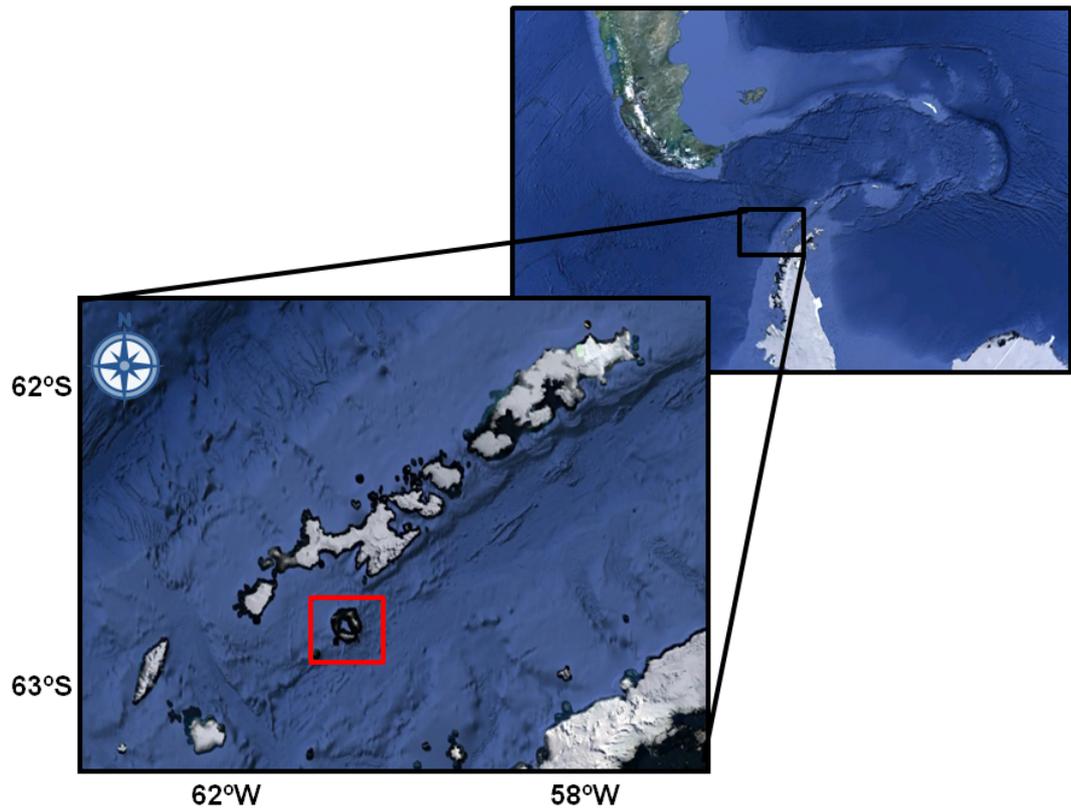


Figura 8.1: Localización geográfica de las Islas Shetland del Sur y la Isla Decepción (arriba) y fotografía de la bahía interna de la isla, con la base antártica española "Gabriel de Castilla" en primer plano (abajo).

8.1 EL ESTRECHO DE BRANSFIELD

La Isla Decepción se sitúa en un marco tectónico regional bastante complejo (Pelayo and Wiens, 1989; Baraldo and Rinaldi, 2000; Robertson-Maurice et al., 2001). Pelayo and Wiens [1989] basándose en un estudio sobre la sismicidad de la región del mar de Scotia, determinaron la existencia de una microplaca continental que abarca las islas Shetland del Sur. De esta manera, en la misma región confluyen dos placas tectónicas, la placa Sudamérica y la placa Antártica y tres microplacas, la de Scotia, la de Drake y la de las Shetland del Sur (ver figura 8.2). La microplaca de las Shetland del Sur está limitada al suroeste y al noreste por las fracturas de Hero y Shackelton. Al noroeste sufre un proceso muy lento de subducción, slab roll-back (Ibáñez et al., 1997; Robertson-Maurice et al., 2001).

El proceso de extensión cortical que genera el estrecho de Bransfield, con una orientación NE-SW y de más de 500 km de longitud, parece que se relaciona con la zona de subducción situada al NO de las Islas Shetland del Sur, límite convergente de las placas Antártica y Phoenix durante los últimos 200 Ma (Baker et al., 1991; Datzel, 1984). Hace 4 Ma el movimiento de convergencia entre ambas placas cesó, cuando el eje de expansión de la placa de Phoenix dejó de ser activo. En el momento actual se puede observar un proceso de extensión de la corteza al SE de la fosa, es decir, el estrecho de Bransfield.

Este tipo de cuencas marinas se denominan “back arc”, debido a que se desarrollan entre la posición de arcos de islas volcánicas y zonas continentales. Si este proceso de extensión con aporte de materiales ígneos continúa el tiempo suficiente, se llega a formar una auténtica corteza oceánica. El límite de placas en la actualidad se puede observar en el esquema de la figura 8.2.

Actualmente existen dos modelos para explicar la extensión de la corteza en el Estrecho de Bransfield. El primer modelo relaciona su formación con la migración de las Islas Shetland del Sur hacia el NW debido a un efecto de retroceso, roll-back, de la fosa de las Shetland del Sur (Baker, 1982; Smellie et al., 1984; Baker et al., 1991; Maldonado et al., 1994; Lawver et al., 1995; 1996; Barker and Austin, 1998). El proceso de extensión que genera la cuenca del Bransfield afecta a toda la corteza y parece estar relacionado con la zona de subducción situada al NW de las Islas Shetland del Sur. Se trata de un límite de placas convergente, en el que la más densa, la placa de Phoenix, se introduce por debajo de la menos densa, microplaca de Shetland.

Esto implica el cese de la extensión Antártida-Phoenix en el paso del Drake para que de comienzo el proceso de roll-back en la subducción. El segundo modelo, más reciente, explica la extensión NW-SE que aparece en el Estrecho de Bransfield dentro de un régimen de compresión NE-SW entre las Placas de Scotia y la Antártida a lo largo de la dorsal Sur de la Placa de Scotia [González-Casado et al., 2000].

Estos autores a partir de datos de mecanismos focales de terremotos utilizando la base de datos CMT [Dziewonski and Woodhouse, 1983] y de un análisis poblacional de fallas en la zona, deducen cuatro soluciones tensoriales para la zona: tres tensores de esfuerzos se ajustan al modelo cinemático propuesto previamente para el límite de placas de la Dorsal Sur de Scotia y la para región del Bransfield [Lawver et al., 1996]. Sin embargo, bajo este campo de esfuerzos el límite de placas representado por la Zona de la Fractura de Shackleton tendría un carácter convergente y no transcurrente, como se había propuesto anteriormente.

8.1.1 *Volcanismo en el Estrecho de Bransfield*

La extensión de la corteza a la que está sometida la región produce un adelgazamiento de la misma y la generación de fallas normales paralelas al eje del Estrecho de Bransfield y oblicuas entre las zonas extensionales [Barker and Austin, 1998]. El desarrollo de fracturas y el ascenso de material caliente que se produce por el adelgazamiento cortical favorece la salida al exterior de estos materiales, produciéndose volcanes a lo largo del eje de la zona de extensión. Estos volcanes pueden ser subaéreos si los materiales emergen (Islas Decepción, Bridgeman y Penguin) o submarinos, donde hay seis edificios principales (Figura 8.3).

De este modo la corteza continental gruesa y ligera es adelgazada por la extensión, y su densidad se ve aumentada por el aporte de materiales ígneos. No obstante, los datos sísmicos en la cuenca del Bransfield indican que la corteza no se encuentra demasiado adelgazada, por lo que el proceso de formación estaría todavía en un estado muy incipiente o aún por comenzar.

[Barker and Austin, 1998] señalan que las evidencias sísmicas sugieren que el volcanismo está relacionado con un complejo sistema de plumas mantélicas (actividad magmática que no está focalizada en un solo centro de expansión del fondo marino [Karner et al., 1993]), debido a que el magmatismo relacionado al rift no es lo suficientemente voluminoso como para poder compararlo con otros márgenes volcánicos existentes (Mutter et al., 1988; White and Mc Kenzie, 1989) y las evidencias

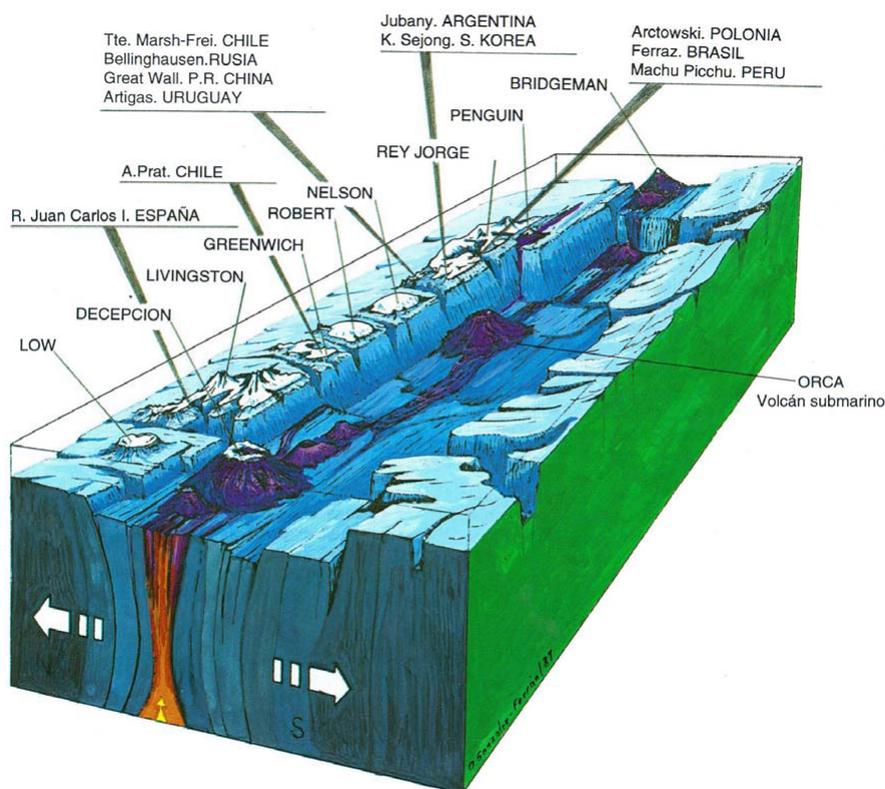


Figura 8.3: Esquema del Estrecho del Bransfield, en la que aparece la cadena volcánica a la que pertenece Decepción [González-Ferrán, 1995].

sísmicas de un claro levantamiento hacia el SW [Barker and Austin, 1998] así lo sugieren. Finalmente, observan en los perfiles de sísmica de reflexión multicanal que las fallanas normales con polaridad inversa pueden ser las que expliquen la presencia de magmatismo (Barker and Austin, 1994; 1998).

8.2 FORMACIÓN DE ISLA DECEPCIÓN

La forma de escudo del volcán Isla Decepción deriva principalmente de sus flancos submarinos, como ocurre en otros volcanes subacuáticos [Staudigel and Schmincke, 1984]. La isla emerge aproximadamente 500 metros sobre el nivel del mar y se construye a lo largo de un borde que se sumerge desde 200 a 800 – 1000 metros, produciendo un espesor de depósitos volcánicos de 1,5 km, de los cuales la mayor parte está sumergida.

Los depósitos pre-caldera más tempranos aflorantes se formaron mediante erupciones de baja energía, posiblemente como fuentes de lava subacuáticas. A pesar de su amplia

distribución en la isla (Figura 8.4), los afloramientos se crearon a partir de múltiples centros eruptivos pequeños. La actividad final de esta etapa fue más explosiva y generó oleadas piroclásticas. Este cambio en el estilo de erupción pudo deberse a la aparición subaérea de estos conos. La alta distribución de los centros eruptivos tempranos pueden reflejar un control estructural relacionado con una falla, ya sea debido a la tectónica regional (Smellie, 1988; 1989; Martí et al., 1996) o a actividad volcánica tectónica [Merle and Borgia, 1996]. La actividad posterior consistió en emisiones subaéreas de ríos y fuentes de lavas de tipo hawaiano o stromboliano, que construyeron un pequeño volcán en escudo en la parte noroeste de la isla.

Recientemente, Torrecillas et al. [2013] han reconstruido el edificio paleo-volcánico de la Isla Decepción, anterior a la formación de la presente caldera. Para llevar a cabo la reconstrucción volcánica utilizaron el método GRM (*Geodynamic Regression Model*), el cual incluye el factor de deformación de la terrazas y lo aplicaron a la base de datos de monitoreo de GPS que lleva haciéndose en la isla desde los últimos 20 años. Para obtener la línea de costa de hace 100 k.a., estos autores han transformado la batimetría actual. Además, en su estudio han considerado datos topográficos, geomorfológicos, volcanológicos y geológicos para obtener la pendiente del edificio, la paleo-línea de costa, la altura del paleo-cráter y el modelo digital de elevaciones. Torrecillas et al. [2013] determinan una superficie paleo-geomorfológica en 3D del volcán, que tendría una altura de 640 m y un incremento de 4km^3 de volumen comparado con el actual edificio (Figura 8.5).

Existe una erupción a gran escala única en la isla que originó la caldera. A partir del tamaño de la depresión de la caldera, se cree que pudo ser expulsado aproximadamente 30km^3 de material, seguido por el colapso de la caldera. La erupción fue principalmente hidrovulcánica y generó múltiples corrientes piroclásticas, principalmente flujos piroclásticos muy densos. El gran volumen de la erupción implica que el volumen de agua implicado fue muy significativo.

Algunos autores han sugerido un sistema de fallas circunferenciales asociados a fracturas de ventilación (Hawkes, 1961; González-Ferrán and Katsui, 1970; Baker et al., 1975; Hazarika and Baruah, 2009), pero son características poco comunes en las calderas y fueron utilizadas por Walker [1984] para explicar el desarrollo de las calderas. Sin embargo, estas fallas no están expuestas y sus orientaciones han sido reconstruidas en gran medida a partir del patrón de los centros eruptivos post-caldera. Esta teoría fue desarrollada por Martí et al. [1996] que sugieren que el colapso se produjo a lo largo de fallas ortogonales reactivadas en relación a la extensión del estrecho de Bransfield.

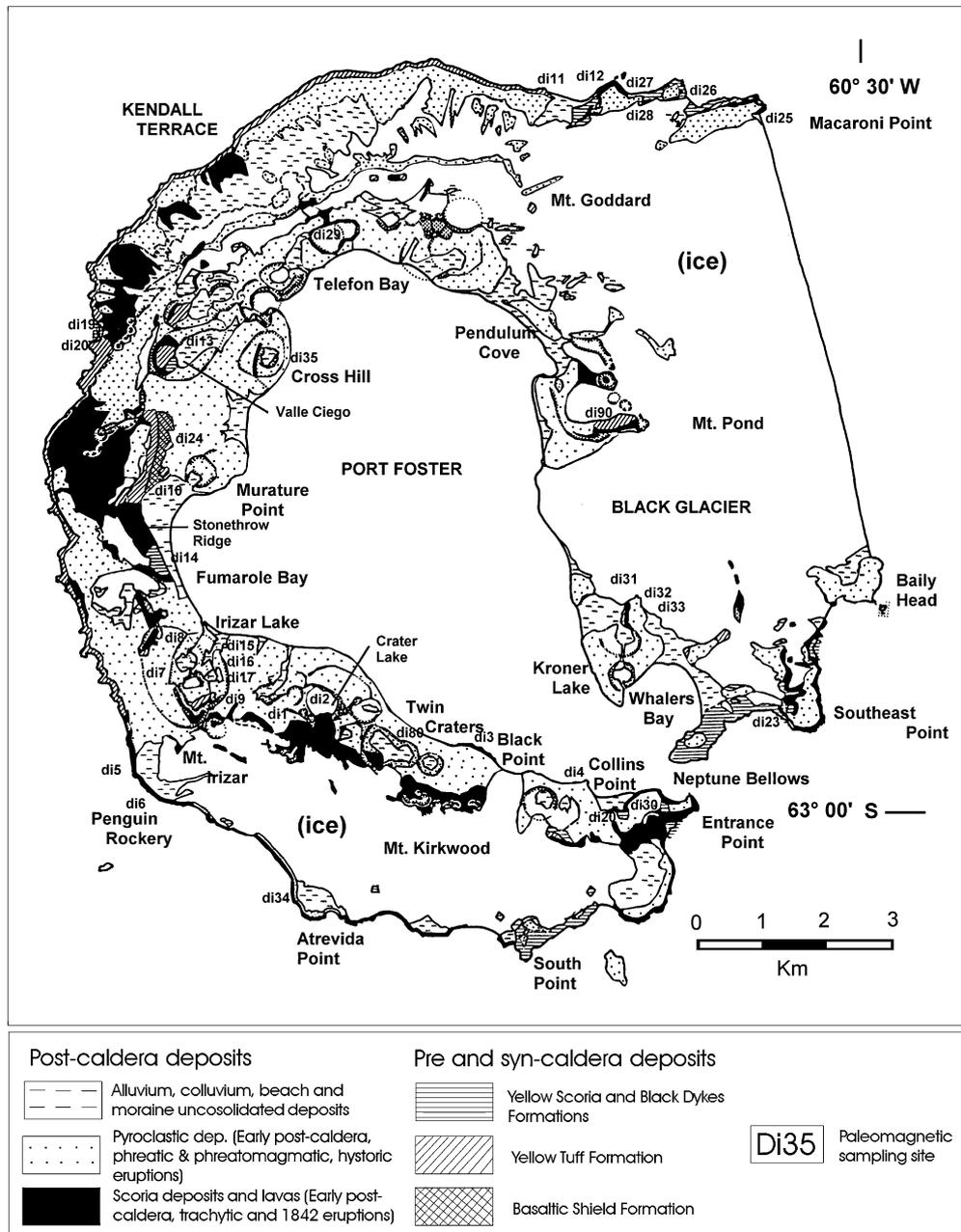


Figura 8.4: Mapa geológico de Isla Decepción y localización de puntos de muestro paleomagnéticos (figura 2 de Baraldo et al. [2003] modificada de Baraldo and Rinaldi [2000])



Figura 8.5: Imágenes fotorealistas de la Isla Decepción obtenidas mediante superposición de texturas obtenidas mediante imágenes satélite sobre el paleo-edificio volcánico obtenido. Noté que la escala vertical está exagerada (3x). La imagen superior (a) corresponde a la vista desde el Norte y la imagen inferior (b) a la vista desde el W (la figura corresponde a la Figura 10 de [Torrecillas et al. \[2013\]](#)).

Los últimos modelos sugieren que Port Foster es una depresión creada por el colapso pasivo impulsado por la tectónica y sin relación con el volcanismo. La idea de la llegada de un segundo magma a una cámara magmática preexistente es una teoría plausible para explicar la voluminosa erupción de la formación. A continuación se produjo el colapso a lo largo de la intersección de fallas reactivadas que habrían sido previamente impuesta en la isla debido a la extensión regional [Smellie \[2001\]](#).

La actividad post-caldera está caracterizada principalmente por erupciones freatomagmáticas pero también se incluyen erupciones efusivas que produjeron abundantes escorias y lavas clastogénicas y construyeron varias plataformas deltaicas. Después de esta temprana actividad de formación de conos de toba, hubo otra actividad más tardía que volvió a crear nuevos conos de toba y centros de maar cerca del nivel del mar dentro de la caldera, a menos de 1,5 km de sus márgenes. Por el contrario, los centros de actividad de escorias y lavas se sitúan en gran medida fuera de la caldera, principalmente a lo largo de la cresta de la caldera o como conos aislados alineados en terraza Kendall. Es probable que las principales diferencias en los estilos eruptivos post-caldera sean un reflejo de los contextos hidrogeológicos donde se sitúen los conductos volcánicos [[Baker et al., 1975](#)].

8.2.1 *El volcanismo reciente*

Todas las erupciones registradas han sido relativamente pequeñas en volumen y se han localizado cerca de la costa de la bahía interna que revelan el alto grado de actividad de este centro eruptivo (Figura 8.6).

El registro histórico de erupción de Isla Decepción es bastante reciente, ya que empezó en el siglo pasado con la llegada de las primeras expediciones científicas y los primeros cazadores de ballenas a la Antártida. Los primeros registros de actividad volcánica fueron descritos por una expedición norteamericana [[Wilkes, 1845](#)], en la cual detallan que en 1842 todo el lado sur de la isla parecía estar en llamas. Este fenómeno estuvo asociado a los conos y cráteres desarrollados a lo largo de una fisura bajo el Monte Kirkwood. Esta erupción coincide con el alineamiento de un sistema de fallas de orientación E-W que coincide además con las alineaciones del Monte Kirkwood y con alineaciones de conos submarinos en el interior de la caldera.

Desde entonces se han registrado varias erupciones, pero debido a que la presencia humana no ha sido continua en aquellas regiones, algunas de las evidencias son indirectas. Por ejemplo, la presencia de cenizas y tefra en el hielo demostró que entre

1912 y 1917 hubo una serie de erupciones freatomagmáticas en una zona cercana a bahía Fumarolas [Orheim, 1972].

Las erupciones entre 1967 y 1970 fueron observadas directamente y están bien documentadas. En diciembre de 1967 se desarrollaron simultáneamente dos erupciones en lugares separados por 2 km. Una fue una erupción freatomagmática que dio lugar a una nueva isla en bahía Telefon (Figura 8.6), mientras que la otra se desarrolló en la zona entre bahía Telefon y caleta Péndulo. La columna de tefra alcanzó los 6 km de altura y cubrió la totalidad de las Islas Shetland del Sur. En ambos casos, los productos eruptivos fueron muy similares (cenizas, vapor de agua y algunas bombas). Estas erupciones coinciden con el sistema de fallas con orientación NE-SW desde Punta Murature a Bahía Telefon que además es coherente con el régimen extensional del Bransfield.

En febrero de 1969 la reactivación de una fractura provocó una nueva erupción en la zona de caleta Péndulo, a tan solo un kilómetro de la base chilena "*Presidente Aguirre Cerda*", en la ladera oeste del Monte Pond. Se generaron lahares y emisiones de piroclastos que destruyeron completamente la base chilena y produjeron graves daños en la base inglesa situada en Bahía Balleneros, cinco kilómetros al sur. Esta erupción está asociada a un sistema de fallas con orientación NNW-SSE, entre los que se encuentran el alineamiento más característico de Costa Recta [Fernández-Ibáñez et al., 2005], el sistema del Monte Pond, fallas subparalelas a lo largo de la zona de Bahía Fumarolas y el glaciar Negro.

La última erupción fue en agosto de 1970, cuando una actividad adicional a lo largo del borde norte de Bahía Telefon formó una cadena de nuevos cráteres y modificó la línea de costa. Los nuevos materiales rellenaron la bahía de manera que el islote que se creó durante la erupción de 1967 quedó unido a la costa. Esta erupción es coincidente con el primer sistema de fallas, el mismo que originó la erupción de 1842.

A partir de este paroxismo, la isla ha estado en relativa calma. Aún así, existen por toda la isla existen fumarolas, fuentes termales, suelos calientes y sobretodo actividad sísmica que demuestran que la actividad del volcán continúa. La actividad sísmica en isla Decepción se ha estado monitorizando durante los veranos australes desde 1986 hasta la actualidad [Ortiz, 1997]. El nivel de sismicidad parece estar caracterizado por una distribución muy variable con la ocurrencia de pequeños eventos volcano-tectónicos agrupados en el espacio y el tiempo [Vila et al., 1992]. Curiosamente, casi todos los eventos están distribuidos a lo largo de las principales fracturas de la isla, suelen tener mecanismos focales normales y un plano de falla cercano a la vertical [Vila et al., 1995]. En 1992, 1995 y 1999 tuvieron lugar lo que podríamos llamar tres crisis sísmicas. En las

tres crisis los eventos se alinearon paralelamente a los principales sistemas de fallas de la isla, incluyendo la NE-SW y en todos los casos estuvieron acompañados de cambios en la composición de los gases, deformación y variaciones en los valores de gravedad (Ibáñez et al., 2000; Ortiz, 1997).

8.3 ESTUDIOS GEOFÍSICOS

8.3.1 Estudios gravimétricos

La combinación de datos gravimétricos tomados en tierra y en el mar ofrecen indicios de señales correlacionadas a varios niveles [Navarro et al., 2002]. Las características más destacables son:

- El componente sistemático, relacionado con la tectónica regional, tiene un incremento desde el SE al NW, llegando a alcanzar el valor máximo en el NW. Este hecho es compatible con la existencia de dos unidades geotectónicas al NW y SE de isla Decepción, respectivamente.
- El componente de primera predicción que está más relacionado con las estructuras tectónicas a escala local tiene dos mínimos, uno a 5 km de Costa recta y otro a la misma dirección al WSW de la isla.
- Existen dos máximos a lo largo de Isla Decepción. Uno con tendencia NNW-SSE que alcanza el valor máximo en los fueles de Neptuno y otro en el NE de la isla. Estos máximos se relacionan con antiguos depósitos volcánicos.
- El componente de segunda predicción, interpretado en términos de estructuras volcánicas recientes, alcanza un mínimo en el norte de Port Foster, con una tendencia NE-SW. Los autores lo interpretan como un cuerpo magmático a poca profundidad.

Más recientemente Muñoz-Martin et al. [2005] han reconocido varias anomalías gravimétricas alineadas a dos ejes principales (ver figura 8.7): el primero NE-SW paralelo al archipiélago de las Islas Shetland del Sur y el Estrecho de Bransfield y el segundo con dirección NW-SE . De su trabajo podemos extraer estas conclusiones:

- El alineamiento NE-SW con valores máximos de la anomalía de Bourger puede ser considerado como la propagación SW de la isla Livingstone. El límite sur es una

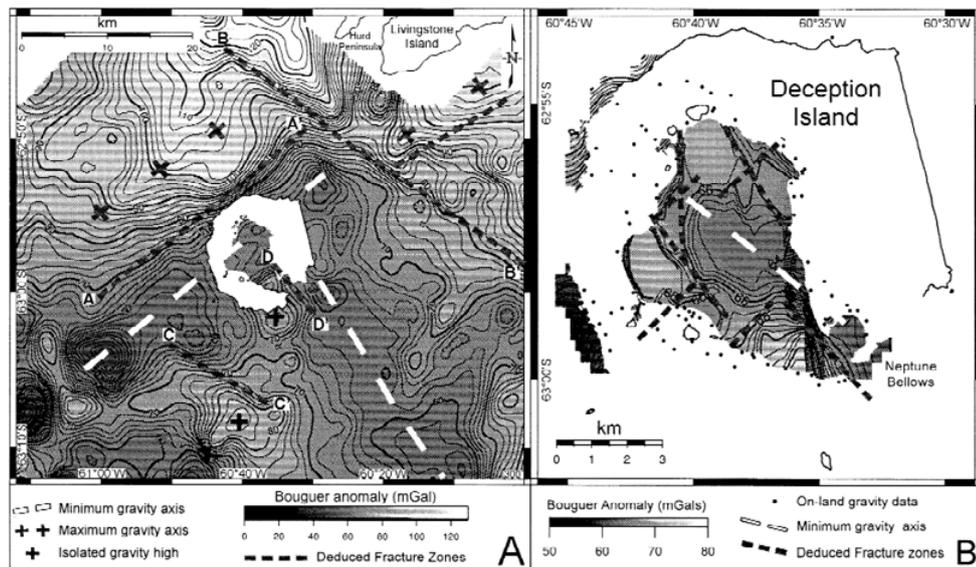


Figura 8.7: A) Mapa de anomalías de Bourger para la Isla Decepción y el área circundante y B) detalle de las anomalías de Bourger para el interior de la bahía (figuras 4a y 4b de [Muñoz-Martin et al., 2005](#)).

zona con alto gradiente y se interpreta como una fractura que separa dos tipos de corteza. El eje se interrumpe al NE de isla Decepción con otra zona de alto gradiente con tendencia NW-SE, que presenta un desplazamiento dextral aparente de 10 km.

- El eje SW-NE de anomalías positivas se interrumpe al sur de Isla Decepción por una posible zona de fracturas con tendencia NW-SE (perfil C-C' en la figura 8.7).
- Existe un máximo local al sur de Isla Decepción, relacionado con la alta densidad de conos volcánicos submarinos y/o una alta densidad de bloques levantados, limitado por dos sistemas de fracturas con orientación NW-SE y NE-SW.
- Respecto a los valores mínimos, existe un eje de valores mínimos con tendencia NW-SE, hacia la Península Antártica. El otro mínimo se localiza exactamente en el interior de la bahía de Port Foster con una tendencia NW-SE.

8.3.2 Estudios magnéticos

[García et al. \[1997\]](#) analizaron los datos de intensidad magnética registrados durante el verano de 1992 en la Isla Decepción. Utilizaron como referencia la estación geomagnética

instalada en el Observatorio Geomagnético Polaco de la isla Rey Jorge y observaron diferencias entre los valores medio diarios medidos. Interpretaron estas diferencias como indicadores de efectos volcanomagnéticos en la Isla Decepción. Analizaron también los datos registrados por nuevas estaciones instaladas durante las campañas 1993 – 1944 y 1994 – 1995. Los registros del periodo 1993 – 1994 mostraron una tendencia descendente, la cual [García et al. \[1997\]](#) interpretaron como un efecto termomagnético debido al emplazamiento de un cuerpo de alta temperatura y que finalizó en enero de 1994. Los datos de la campaña 1994 – 1995 no mostraron diferencias significantes según los autores. Sin embargo, si observaron diferentes tendencias entre una estación localizada en la Isla Decepción y otra localizada en la Isla Livingston. Los autores observaron además que este cambio de tendencia estaba relacionado con periodos de alta ocurrencia de terremotos. Finalmente, [García et al. \[1997\]](#) proponen que los cambios de intensidad magnética medidos corresponden a efectos volcanomagnéticos y que podrían relacionarse con una reactivación de la actividad sísmica (la crisis sísmica de la campaña 1991 – 1992¹) y de una posible inyección magmática.

[Ortiz et al. \[1992\]](#) identificaron una anomalía magnética negativa ($> 3000nT$) con dirección NNW-SSW coincidente con las últimas erupciones. En trabajos más recientes, [Muñoz-Martin et al. \[2005\]](#) describen las principales discontinuidades (ver figura 8.8) que presentan estas características:

- El eje NE-SW de anomalías positivas que atraviesa todo el norte de isla Decepción coincide con el eje de anomalías gravimétricas negativas y puede corresponder a la línea de edificios volcánicos del Estrecho del Bransfield.
- Las anomalías negativas con tendencia NW-SE en el NE de Port Foster corresponden con la localización de los últimos episodios eruptivos (1967, 1970) y anomalías térmicas. Este mínimo se atribuye a un cuerpo de alta temperatura de magma andesítico a 2 km de profundidad, que es responsable de una reducción termo-remante de magnetización. Existe un segundo efecto que es la presencia de acuíferos a poca profundidad degrada las propiedades magnéticas. Esta anomalía es parte de una estructura dipolar (con el máximo al SW) que muestra un fuerte

¹ Durante la campaña antártica 1991-1992 la Isla Decepción registró una inusual actividad sísmica. En Enero de 1992 se detectó un importante incremento de la sismicidad, tanto en número de eventos sísmicos como en magnitud [[Ortiz, 1997](#)], llegando a registrarse más de 750 terremotos volcano tectónicos en menos de 2 meses.

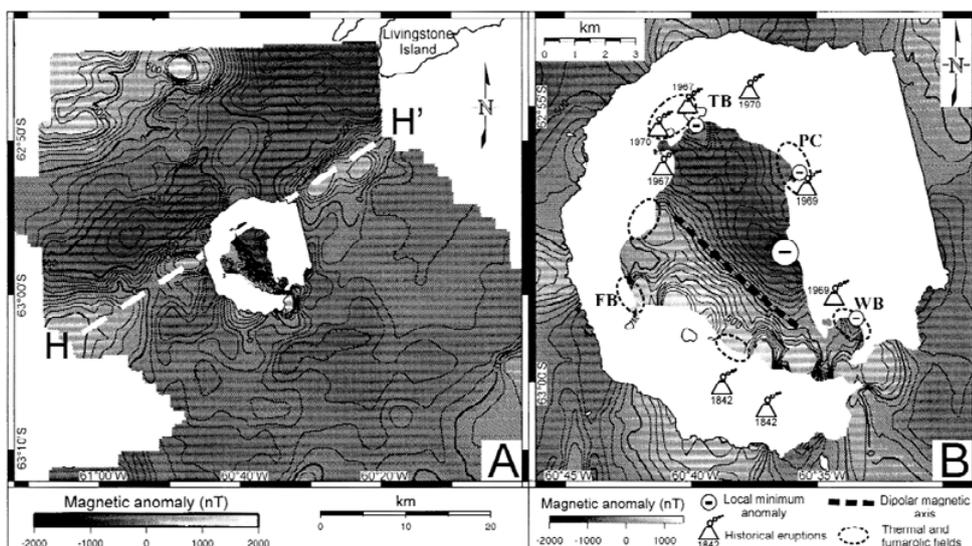


Figura 8.8: Mapa de anomalías magnéticas para el área de Isla Decepción (A) y en detalle para la bahía de Port Foster (B) (figuras 5a y 5b de Muñoz-Martin et al., 2005).

gradiente en la dirección NW-SE, relacionado probablemente con los ejes de edificios volcánicos submarinos.

8.3.3 Estudios magnetotelúricos

Pedreira et al. [2011] utilizaron los datos de cuatro perfiles realizados entre los meses de enero y febrero de 2008 con eco-sonda de alta resolución para realizar un estudio de magnetotelúrica. Estos autores realizaron un primer modelo 2D magnetotelúrico (Figura 8.9). Invertieron periodos entre 0,01 y 100 segundos ya que la calidad de los datos era limitada en periodos más largos. Este modelo permite identificar dos conductores principales (C1 y C2 en la figura 8.9). El conductor más superficial ($2,5\Omega m$) se prolonga desde la superficie hasta los 1 – 2 km de profundidad, mientras que el segundo conductor ($5\Omega m$) está localizado entre los 3 y 7 km.

Teniendo en cuenta los dos conductores identificados en el modelo 2D, Pedreira et al. [2011] realizaron un modelo 3D de resistividad. En este nuevo modelo se pueden identificar 3 cuerpos conductivos superficiales y pequeños ($1\Omega m$) localizados bajo los emplazamientos 23, 24 y 26 (Figura 8.10). Estos cuerpos conductivos son los causantes de una aparente resistividad en estos emplazamiento. Estos autores han reconocido un conductor elongado ($1\Omega m$) entre los 2 y 10 km de profundidad al sur de Isla Decepción que se extiende hacia el sureste, como indican las flechas de inducción en la figura 8.10.

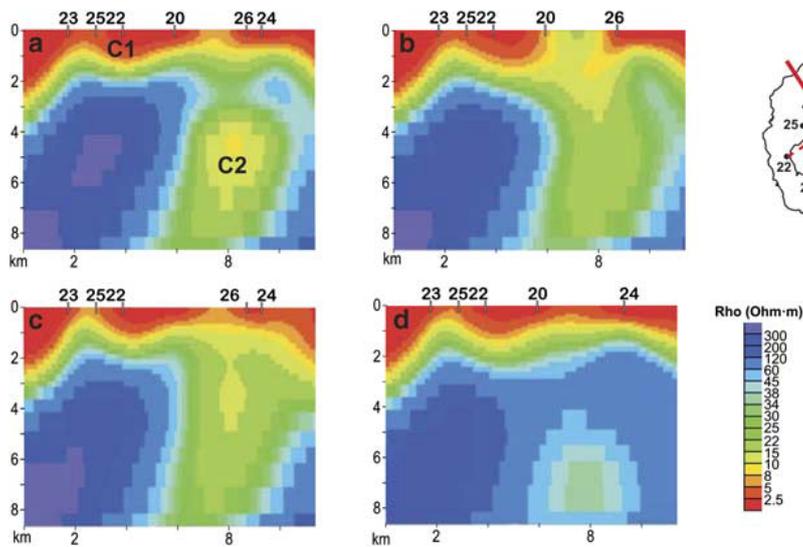


Figura 8.9: Modelo magnetotelúrico (MT) 2D preliminar. a) inversión con todas las estaciones, b) inversión omitiendo la localización 24, c) inversión omitiendo la localización 20 y d) inversión omitiendo la localización 26. Nótese que el conducto C2 es estable para todas las soluciones (figura 6 de Pedrera et al., 2011).

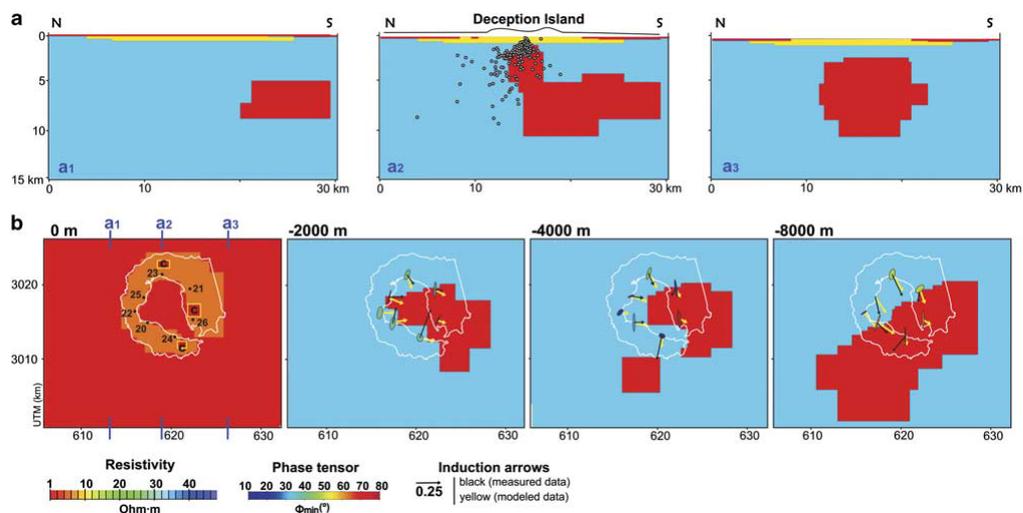


Figura 8.10: Secciones verticales y horizontales del modelo de resistividad (la sección A2 atraviesa el centro de Isla Decepción y muestra la localización de los hipocentros registrados entre 1992 y 1999, [Ibáñez et al., 2003b]). En las secciones horizontales se puede identificar un conductor con orientación ENE-WSW entre los 2 y 10 km de profundidad (figuras 7a y 7b de Pedrera et al., 2011).

Los autores interpretan este conductor como material parcialmente fundido asociado a una cámara magmática bajo la isla.

El modelo 3D confirma la presencia y la extensión de una cámara magmática ya descrita por otros autores (por ejemplo, [Ben-Zvi et al., 2009](#); [Zandomeneghi et al., 2009](#)) que se elonga en una dirección ENE-WSW. Los autores determinan un volumen de 1000km^3 para el cuerpo conductor, lo que implica una cámara magmática más grande de lo que se consideraba, y que puede estar constituido por material parcialmente fundido y fluidos.

8.3.4 Sismicidad

La monitorización de Isla Decepción comenzó en la década de los años 50. En esta época inicial, se instaló en la base argentina un sismómetro analógico de componente horizontal que registraba continuamente sobre papel ahumado. Así se continuó hasta finales de la década de los años 60, cuando las últimas erupciones obligaron a la evacuación de las bases ([Lorca, 1976](#); [Ibáñez et al., 2003a](#)). Los registros de esta época muestran ocurrencia de terremotos volcano-tectónicos, eventos de largo periodo y episodios de tremor volcánico. Antes de las erupciones de 1967 – 1970 se produjo un aumento de la sismicidad.

Para los años entre 1970 y 1986 no existe ningún registro sísmico del volcán y es en la campaña del verano austral de 1986 cuando se reanuda el control de la actividad en Isla Decepción por parte de investigadores argentinos y españoles. En este caso la monitorización es temporal y está limitada al período en el que se desarrollan las campañas. Como resultado del trabajo continuado hasta la fecha se han podido realizar trabajos que muestran una distribución temporal de la sismicidad del volcán ([Ibáñez et al., 2003b](#); [Carmona et al., 2012](#)).

Entre 1986 y 1991 se instaló una red de estaciones digitales telemétricas constituida por 6 sensores de componente vertical. En este período se registraron varios terremotos volcano-tectónicos y algunos episodios de tremor volcánico, que permitieron realizar el primer mapa de sismicidad del volcán ([Vila et al., 1992](#); [1995](#); [Correig et al., 1997](#)) y mostraron que los hipocentros de los terremotos volcano tectónicos no están homogéneamente distribuidos a lo largo de Isla Decepción. Estos autores propusieron un modelo para explicar la ocurrencia de actividad sísmica basado en la desgasificación de un acuífero en contacto con materiales calientes profundos. La energía liberada por los eventos tectónicos y volcánicos entre 1986 y 1991 fue muy baja.

En Enero de 1992 cambió la situación y se detectó un importante aumento de la sismicidad, tanto en número como en magnitud [Ortiz et al. \[1997\]](#), llegando a registrarse más de 750 terremotos volcano tectónicos en menos de 2 meses. Durante esta campaña se disponía de un sismógrafo de tres componentes instalado cerca de la base argentina, por lo que el área epicentral no pudo ser determinada con precisión. Sin embargo, a partir de la diferencia ente el tiempo de llegada de las fases P y S y según el movimiento de la partícula, se situó el área fuente en la bahía de Port Foster, a 2 – 3 km de la línea de costa. También se registraron pequeñas anomalías gravimétricas y magnéticas, cambios en las emisiones de las fumarolas, y un posible proceso de deformación cerca de la base argentina, que hacían sugerir que la fuente del aumento de la actividad habría sido por una inyección de material magmático, aunque no tuvo la energía suficiente como para alcanzar la superficie ([García et al., 1997](#); [Ortiz et al. \[1997\]](#)). A partir de Febrero de 1992 la actividad sísmica y las evidencias gravimétricas empezaron a disminuir.

Durante las campañas de verano de 1992 – 1993 y 1993 – 1994, se instalaron dos nuevas estaciones sísmicas cerca de las bases españolas y argentinas para estudiar la continuidad del enjambre sísmico de enero de 1992. Sin embargo, la actividad había disminuido a los niveles anteriores al enjambre y a comienzos de diciembre de 1992 se observó un cambio en la actividad sísmica, disminuyendo el número de eventos volcano tectónicos y aumentando la ocurrencia de eventos de largo periodo y tremor volcánico [[Felpeto et al., 1994](#)]. A partir de este momento se hizo necesario el uso de antenas sísmicas para localizar los eventos de largo periodo, ya que el número y la distribución de las estaciones sísmicas desplegadas en la isla no era adecuada para poder localizar con precisión estos eventos, ni para proporcionar información útil sobre la naturaleza de los mismos y del tremor volcánico ([Almendros et al., 1997](#); [Chouet et al., 1997](#); [Almendros et al., 1999](#)).

Entre 1994 – 1997 se desplegó cerca de la base española una antena sísmica de 500 m de apertura y compuesta de 12 a 18 sismómetros de corto período [[Almendros et al., 1999](#)]. Algunos estudios llevados a cabo con los registros de esta antena [[Alguacil et al., 1999](#)] confirman la existencia de terremotos volcano tectónicos, eventos de largo periodo y episodios de tremor volcánico cerca del lugar de la antena, al sur de Cerro Caliente, aunque también se detectaron la presencia de terremotos volcano tectónicos de profundidad intermedia (30-120 km) y profundidad superficial (0 – 30 km) en esta área [[Ibáñez et al., 1997](#)]. [Almendros et al. \[1997\]](#) demostró que algunos episodios de tremor volcánico habían sido generados por la ocurrencia múltiples eventos de largo periodo de baja energía. [Almendros et al. \[1999\]](#) modificaron la técnica de correlaciones

cruzadas con retraso cero para incluir la geometría circular del frente de onda. Usando esta técnica los eventos de largo periodo eran localizados a pocos cientos de metros del lugar de la antena sísmica.

En 1998 – 1999, se instalaron dos antenas sísmicas con sismómetros de corto período en la costa oeste de Port Foster (Saccorotti et al., 2001; Ibáñez et al., 2003b), separadas 2 km. El objetivo del despliegue de estas antenas era la mejora en la localización de los eventos LP. En esta campaña se registró otra serie sísmica con más de 3000 eventos, siendo la mitad de ellos terremotos volcano tectónicos. Las localizaciones de los terremotos volcano tectónicos pertenecientes a esta serie se estimaron usando la técnica de trazado de rayo inverso [Ibáñez et al., 2003b]. Los autores observaron que la mayor parte de los epicentros se encuentran distribuidos en el interior de Port Foster, a lo largo de una tendencia NE-SW, concentrándose una gran parte en bahía Fumarolas.

En 1999 – 2000, se puso en funcionamiento una gran red formada por un sensor de banda ancha y 5 antenas sísmicas de 6 o 4 sensores de corto período alrededor de Port Foster. Durante esta campaña hubo niveles de sismicidad tectónica altamente variables, excediendo 30 eventos por día durante algunos períodos. Las localizaciones de los terremotos de este enjambre se situaban en las proximidades de dos de las antenas instaladas [Ibáñez and Del Pezzo, 1999].

Utilizando la base de datos que originó esta crisis sísmica Havskov et al. [2003] establecieron una escala de magnitud para terremotos muy locales (0,5 a 15 km) utilizando como referencia la escala de magnitud local, M_L . Los autores determinan las magnitudes M_L y M_W y las comparan entre ellas. Havskov et al. [2003] encuentran grandes discrepancias entre una escala y la otra y analizan los posibles errores que causan esas discrepancias. El análisis llevado a cabo por estos autores revela que la principal causa de la discrepancia entre las dos escalas se debe al efecto de atenuación que ocurre en superficie. Los autores incorporan este efecto de la atenuación a la escala M_W , obteniendo valores más coherentes y parecidos a los calculados con la escala M_L . Finalmente, Havskov et al. [2003] establecen la relación $M_W = 0,78M_L - 0,42$ entre las dos escalas.

Durante la campaña 2000 – 2001, se desplegó una red de estaciones alrededor de Port Foster, formada por dos estaciones de banda ancha, 3 estaciones telemétricas, 3 estaciones autónomas y 4 antenas sísmicas. En este año la actividad de terremotos volcano- tectónicos fue muy escasa.

Desde la campaña 2000 – 2001 a la campaña 2007 – 2008 se trabajaba principalmente conjuntamente con sensores de corto periodo y de banda ancha. Pero a partir de 2008

se instalaron principalmente sensores de banda ancha. Además, en enero de 2008 se instaló por primera vez una estación permanente de banda ancha que registra en continuo durante todo el año y hasta la fecha de hoy (estaciones COLI y BAE en la figura 8.11). El año 2008 fue la primera vez que se tuvo información sobre la actividad sísmica durante el invierno en isla Decepción .

En estas últimas campaña se ha avanzado mucho en lo que a adquisición y transmisión se refiere. Así, podemos diferenciar tres fases: una primera hasta la campaña 2000 – 2001 en la que los datos había que descargarlos directamente de las estaciones; una segunda etapa en la que se instalaron estaciones de corto periodo que tenían una transmisión telemétrica vía radio; y una tercera etapa que comenzó en la campaña 2008 – 2009 que consistió en la transmisión de los datos vía WiFi. A partir de la campaña 2009 – 2010 todos los datos se reciben vía WiFi, lo que permite conocer la actividad sísmica de la isla en tiempo real [Carmona et al., 2012].

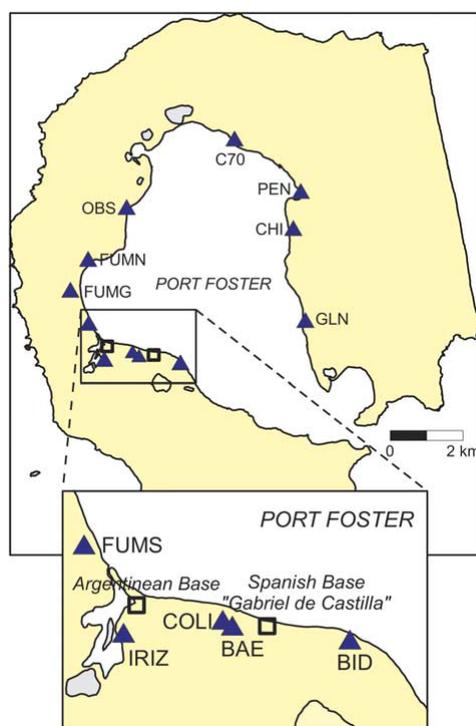


Figura 8.11: Mapa de Isla Decepción que muestra los emplazamientos de las estaciones sísmicas instaladas durante las campañas 1999-2011 (triángulos). Los cuadrados indican la posición de las bases antárticas española y argentina [Carmona et al., 2012].

Carmona et al. [2012] analizan la actividad registrada desde 1999 – 2001 mediante una red sísmica local y arrays sísmicos que se instalan durante los meses de campaña antártica en la Isla Decepción. Los autores identifican varios tipos de eventos (Figura 8.12): eventos de largo periodo (LP), tremor volcánico y terremotos volcano-tectónicos (VT).

La presencia de eventos LP es evidente para los autores, han registrado desde 58 (2007 – 2008) hasta 2868 (2003 – 2004) eventos. Los autores relacionan este número de eventos con la alteración de los sistemas hidrotermales someros. El número de terremotos VT registrado durante esos periodos varía de 4 (2008 – 2009) a 125 (2007 – 2008). Carmona et al. [2012] diferencian dos patrones en la distribución temporal y espacial de los terremotos volcano-tectónicos (Figura 8.13). En ocasiones la distribución, tanto espacial como temporal, de los VT es homogénea y generalmente baja. Por el contrario, existen periodos donde observan picos de actividad de terremotos VT concentrados en una área y con una duración de pocos días. Los autores relacionan estos patrones de actividad con procesos de esfuerzos regionales y la desestabilización de la tectónica local inducida por la actividad volcánica.

Como resultado del completo estudio realizado por Carmona et al. [2012], los autores establecen dos tipos de regímenes de actividad sísmicas en Decepción que corresponden a diferentes estados de la actividad volcánica: durmiente o latente. Estados que se refieren a la ausencia o a la presencia, respectivamente, de una evidencia de reactivación volcánica.

El estado durmiente es el más común y esta caracterizado principalmente por la ocurrencia de eventos de largo periodo de baja energía y episodios de tremor volcánico causados por la circulación de fluidos en el sistema hidrotermal. En este estado también puede producirse terremotos volcano tectónico e híbridos en respuesta a la tectónica regional.

El estado latente se caracteriza por un alto número de eventos volcano-tectónicos que pueden ser relativamente energéticos y ser sentidos en la isla. Pueden estar acompañados por muchos eventos de largo periodo, los suficientes como para ser detectados en la mayoría de las estaciones sísmicas desplegadas. Este estado de inquietud fue el que se alcanzó durante las crisis de 1992 y 1999. Estos dos episodios pueden explicarse como consecuencia de una posible intrusión magmática que no llegó a la superficie pero que desestabilizó el frágil sistema tectónico.

A pesar de todos los años de registro, la base de datos sísmica de Decepción no es lo suficientemente densa como para llevar a cabo ningún estudio sobre la estructura

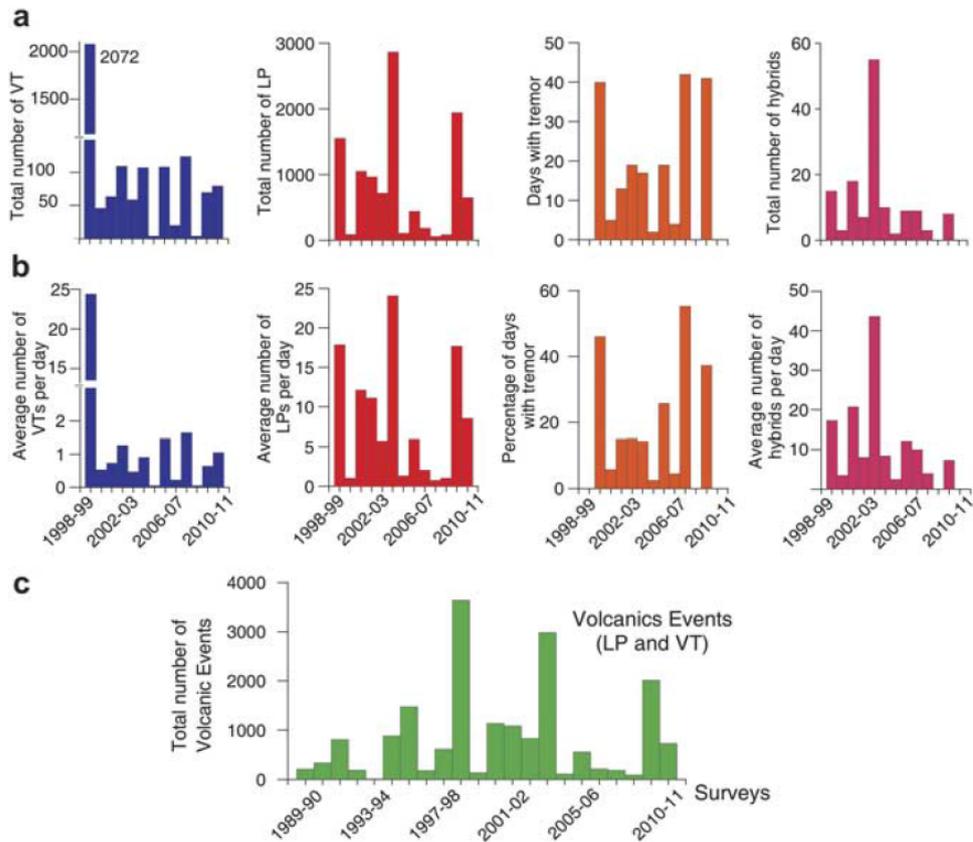


Figura 8.12: Histogramas correspondientes al número total de eventos registrados en la estación próxima a la base antártica española Gabriel de Castilla. Los histogramas representados en a) corresponden al periodo 1998 – 2010. Los histogramas del apartado b) son los mismos que para el apartado anterior pero están normalizados por el número de días de cada periodo. Finalmente, el histograma c) muestra el número total de eventos (VT + LP) para el periodo 1989 – 2011 en el mismo área (figura 4a de Carmona et al. [2012]).

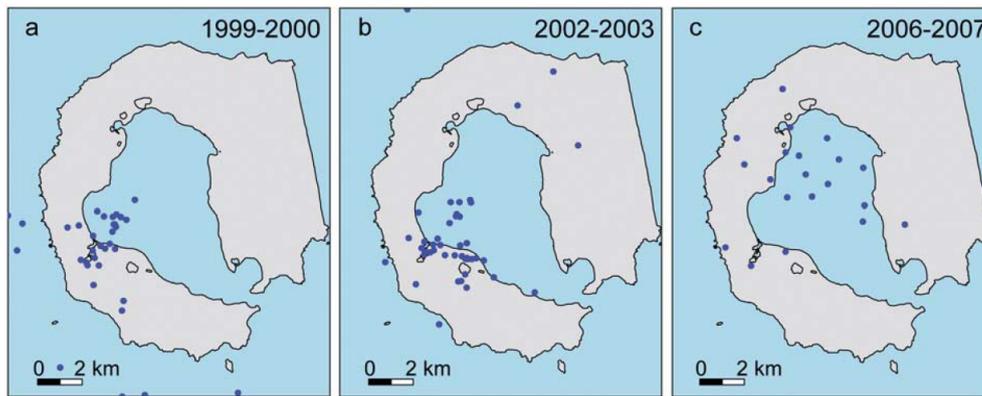


Figura 8.13: Localización de terremotos volcano-tectónicos (VT) durante las campañas 1999 – 2000, 2002 – 2003 y 2006 – 2007. Se muestran dos tipos de patrones: epicentros agrupados en las figuras a y b, y distribuciones más dispersas en la figura c (figura 6 de Carmona et al. [2012]).

interna de la isla. Este hecho, ha llevado a diversos autores a realizar experimentos de sismica activa con el objetivo de mejorar el conocimiento de la estructura sísmica de la isla.

8.3.5 La estructura en velocidad de la Isla Decepción

La mayoría de los experimentos llevados a cabo en Isla Decepción con el fin de conocer la estructura sísmica de la isla, se limitan a experimentos de reflexión sísmica superficiales [Rey et al., 2002] o no se centran en la isla en sí, si no que hacen un estudio sobre toda la estructura del Estrecho de Bransfield (Ashcroft, 1972; Grad et al., 1992; Grad et al., 1997; Sroda, 2002; Agudo-Bravo, 2003; Christeson et al., 2003).

En un levantamiento sísmico llevado a cabo dentro de la bahía de Port Foster, se atribuyeron las bajas velocidades halladas en las capas más superficiales (1,8 – 3,96 km/s [Ashcroft, 1972] y 1,9 – 2,3 km/s [Grad et al., 1992]) a depósitos de ceniza y debris volcánicos de varios niveles de compactación por encima de rocas volcánicas más consolidadas (4,1 – 4,3 km/s [Grad et al., 1992]).

En el perfil desde Bahía Telephone a los Fuelles de Neptuno realizado Grad et al. [1992] encuentran el límite de 4,2km/s a 1,4 km de profundidad en el sur de la isla y a 0,6 km en el norte (Figura 8.14). Según los autores una falla localizada entre las dos zonas pudo provocar el contraste que observan y posiblemente defina dos bloques diferentes del colapso de la caldera. Otros autores, como por ejemplo Agudo-Bravo [2003], asumen

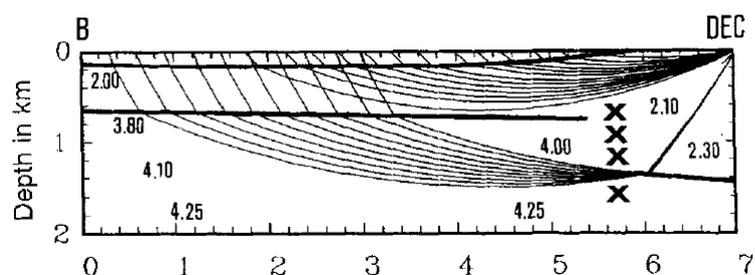


Figura 8.14: Diagrama de rayos para el perfil sísmico realizado por Grad et al. [1992] desde Bahía Telephone (B) hasta los Fuelles de Neptuno (DEC) (figura 4 de Grad et al., 1992).

la existencia de una falla normal con tendencia NNE-SSW en el medio de Port Foster y con un desplazamiento 700 m. De nuevo, el autor vuelve a identificar diferentes bloques con desplazamientos verticales y controlados por las principales esfuerzos tectónicos.

Al E y SE de Isla Decepción únicamente se han identificado estructuras puramente continentales con características de horst y graben [Christeson et al., 2003] con edificios volcánicos asociados a mayores distancias que no interfieren en la estratigrafía de la isla (Figuras 8.15 y 8.16). La estructura cortical no muestra señales de expansión del fondo oceánico, se trata más bien de una cuenca con relleno sedimentario con unos 2 – 4 km de potencia [Grad et al., 1992] o 5 km según Christeson et al. [2003]. Las velocidades del fondo oceánico son de alrededor de 1,7 – 2 km/s [Christeson et al., 2003], mientras que los sedimentos de las capas más superficiales tienen una velocidad de 3 – 4 km/s y cubren el basamento cristalino que posee una velocidad de 5,5 – 5,7 a 6,4 – 6,7 km/s a una profundidad entre 2 – 4 y 5 – 6 km [Grad et al., 1992].

Centrándose únicamente en Isla Decepción, Saccorotti et al. [2001] estudiaron las propiedades de dispersión de las ondas Rayleigh mediante las dos antenas sísmicas desplegadas en la campaña antártica 1998 – 1999 y obtuvieron que la estructura superficial de velocidad bajo las dos antenas sísmicas es muy diferente. Para explicar las diferencias en los modelos de velocidad obtenidos por estos autores, asumieron que la caldera de Isla Decepción se había originado por colapso. La supuesta fractura circular relacionada con este colapso pasaría entre las dos antenas (una al oeste de la fractura y otra al este). Por tanto, la estructura de velocidad al oeste y este de la fractura tiene que ser muy diferente. El efecto de la diferente estructura de velocidad bajo las dos antenas podría explicar la incompatibilidad en las localizaciones que se proporcionaron (figura 8.17).

En el año 2005 se llevó a cabo un experimento de sísmica activa en Isla Decepción (experimento TOMODEC) que permitió a García-Yeguas et al. [2010] estimar el slowness

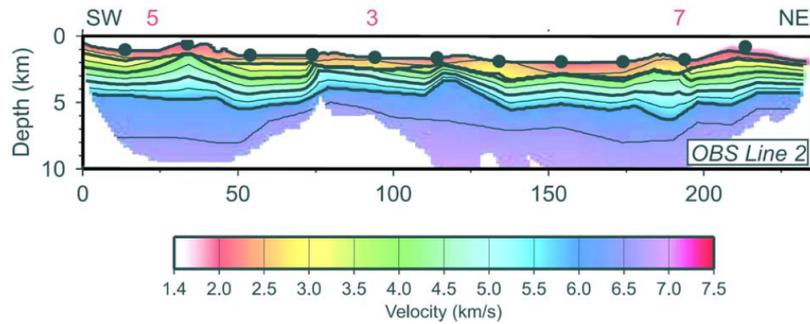


Figura 8.15: Modelo de velocidad para el perfil "OBS line 2" (ver figura 1 de [Christeson et al. \[2003\]](#) para conocer la localización). Las líneas de contorno han sido realizadas cada 0,5 km/s. Los círculos negros indican la posición de los OBS y los números rojos corresponden a las intersecciones con 3 perfiles [[Christeson et al., 2003](#)]

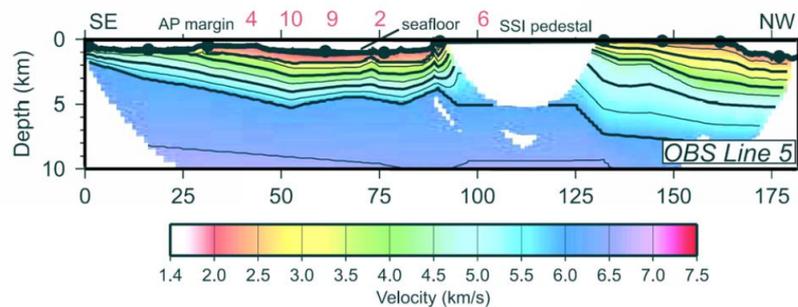


Figura 8.16: Modelo de velocidad para el perfil "OBS line 5" (ver figura 1 de [Christeson et al. \[2003\]](#) para conocer la localización). Las líneas de contorno han sido realizadas cada 0,5 km/s. Los círculos negros indican la posición de los OBS y los números rojos corresponden a las intersecciones con 3 perfiles [[Christeson et al., 2003](#)].

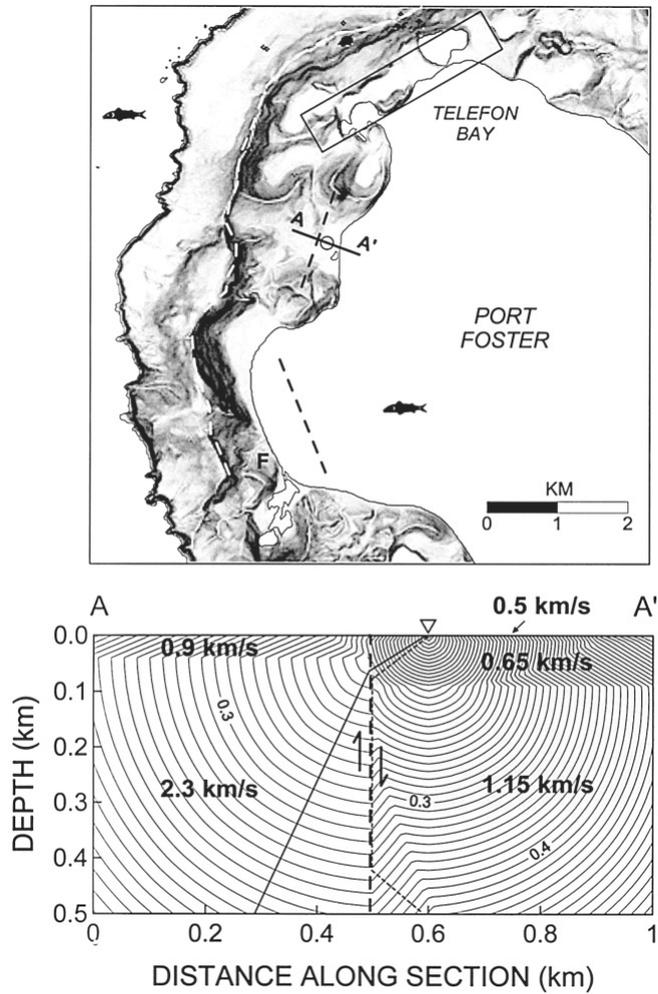


Figura 8.17: En la imagen superior se puede observar la localización de las antenas sísmicas. Las líneas discontinuas representan la posición de una posible falla circular relacionada con el colapso de la caldera. La línea A-A' atraviera esta falla y marca el perfil de la sección vertical de la imagen inferior (figura 7 de [Saccorotti et al., 2001](#)).

aparente y el azimuth de las primeras llegadas de las ondas sísmicas . Al conocer la posición de la fuente y la estación (los autores utilizaron 8 arrays sísmicos desplegados en el experimento), los autores pudieron interpretar los resultados en términos del efecto de las heterogeneidades en el medio de propagación. Los resultados obtenidos por [García-Yeguas et al. \[2010\]](#) (Figura 8.18) muestran que la existencia de importantes anomalías de propagación. Los autores obtienen valores más altos de slowness para las fuentes cercanas ($0,6skm^{-1}$) que para las fuentes lejanas ($0,2skm^{-1}$). Estos valores y su distribución espacial son diferentes para cada array, por lo que los autores destacan la importancia de las estructuras locales bajo cada receptor. [García-Yeguas et al. \[2010\]](#) obtienen anomalías de azimuth mediante la diferencia entre las estimaciones empíricas y los valores esperados en un modelo 1-D y los resultados sugieren que existen distorsiones del frente de ondas. Los autores encuentran tanto anomalías positivas como negativas que en algunos arrays los 60° y los interpretan como los efectos producidos por una cámara magmática superficial o por cuerpos rígidos superficiales.

Con la base de datos que proporcionó el experimento TOMODEC, [Ben-Zvi et al., 2009](#) invirtieron las llegadas de las ondas P a lo largo de dos perfiles ortogonales a lo largo de la Isla Decepción. Estas son las principales conclusiones que obtuvieron los autores de su estudio (figura 8.19):

- Existe un aumento substancial de la velocidad a lo largo de una falla normal regional que marca el margen noroccidental de la Cuenca del Bransfield y que coincide con el margen norte de la caldera.
- Existe una importante anomalía de baja velocidad bajo el volcán. Este resultado se debe a la combinación de una capa de baja velocidad de materiales sedimentarios que rellenan la cuenca de la caldera y a posibles cámaras magmáticas subyacentes que se extienden hacia abajo desde ≤ 2 km por debajo de la isla hasta > 4 km del fondo oceánico y que puede contener un volumen considerable de material fundido.
- Las estimaciones acerca del volumen fundido obtenidas son del orden de 0 a $20km^3$. La presencia de una cámara magmática superficial no se ajusta a los datos de los autores, pero es coherente con las velocidades absolutas inferidas en las inversiones sintéticas. El resultado también es coherente con la distribución de las erupciones recientes y la petrología de los basaltos.

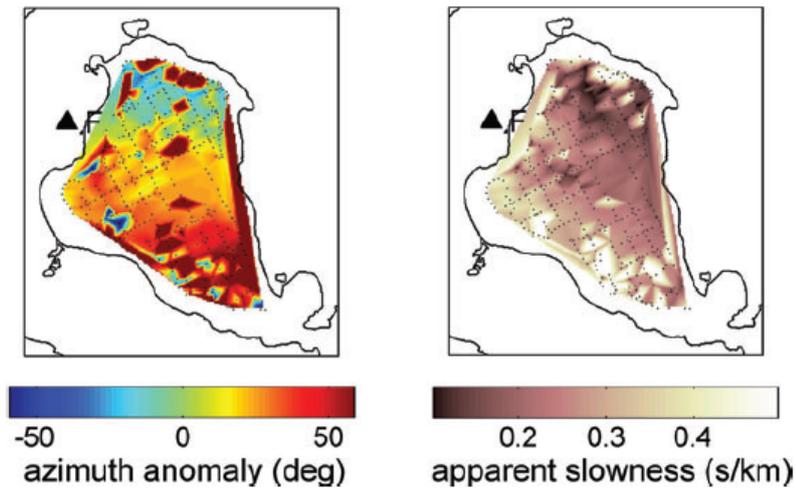


Figura 8.18: Distribuciones de anomalías de azimuth y slowness aparente para el array F (figura 8 de [García-Yeguas et al. \[2010\]](#)).

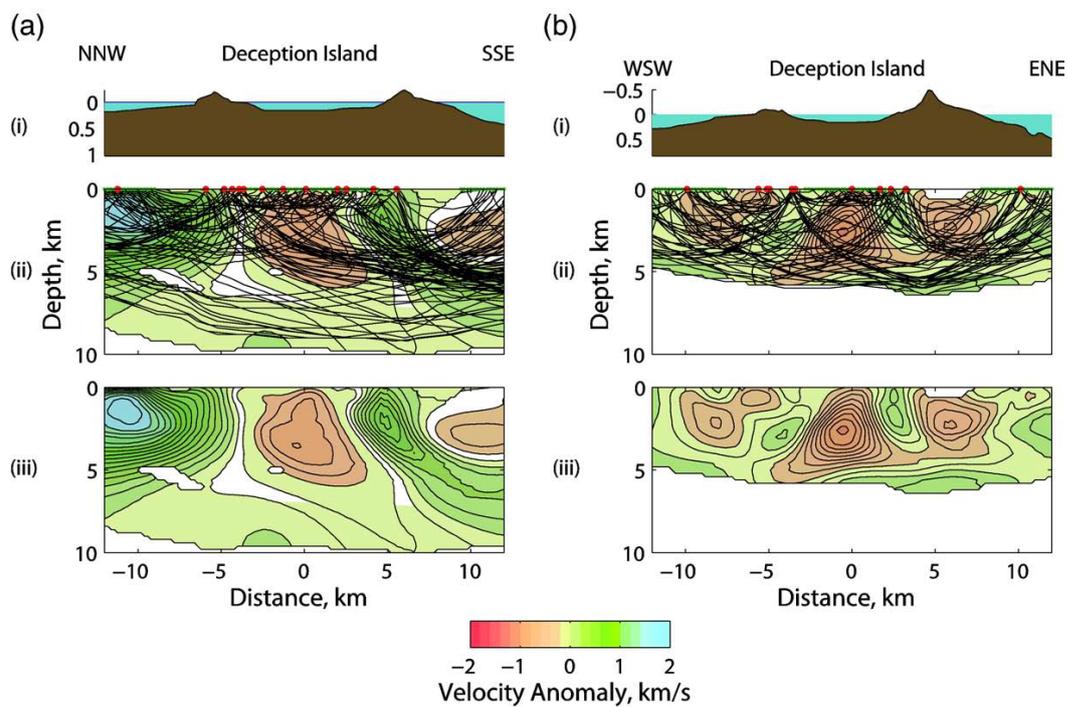


Figura 8.19: Resultados de la tomografía en velocidad a través de los perfiles NNW-SSE y WSW-ENE para la región cercana a la Isla Decepción: i) batimetría a lo largo de los perfiles; ii) anomalías de velocidad con superposición del trazado de rayos; iii) anomalías de velocidad y iv) velocidad absoluta (figura 7 de [Ben-Zvi et al., 2009](#)).

Zandomeneghi et al. [2009] con la misma base de datos proporcionada por el experimento TOMODEC obtuvieron un modelo tomográfico de alta resolución (Figuras 8.20 y 8.21). Las imágenes tomográficas en 3D de la Isla Decepción muestran fuertes variaciones laterales en velocidad, que los autores atribuyen a la presencia de sistemas magmáticos con material parcialmente fundido o cuerpos intrusivos enfriados, variaciones en los espesores de los depósitos sedimentarios o elementos corticales de diferente edad y origen. La posible cámara magmática que interpretan Zandomeneghi et al. [2009] ya ha sido identificada en anteriores trabajos tomográficos [Ben-Zvi et al., 2009] con dimensiones y profundidad similares. Estos son los principales resultados obtenidos por estos autores:

- El gran cuerpo de alta velocidad al NW de la Isla Decepción constituye, según los autores, un bloque (o varios) del basamento cristalino originado en la fractura de la antigua Placa Antártica, antes de que fuese fragmentado en la plataforma de las Shetland del Sur y la Península Antártica.
- Las anomalías de alta velocidad dentro de Isla Decepción se deben a restos de depósitos basálticos antiguos, bordes enterrados de estructuras caldéricas o raíces de la fase escudo de creación de la isla. Sin embargo, las anomalías de alta velocidad que se localizan lejos de la isla, corresponden a cuerpos intrusivos enfriados o a depósitos masivos.
- El volumen de baja velocidad bajo la bahía de Port Foster apunta a la existencia de una amplia región de material parcialmente fundido, entre la capa sedimentaria superficial y profundidades no resueltas (posiblemente > 5 km).
- Las anomalías de baja velocidad distribuidas a lo largo e irregularmente de la isla, son el resultado de depósitos sedimentarios de origen volcánico.

8.3.6 Estudios previos de atenuación sísmica

En las campañas antárticas en las que se han desplegado más de una estación sísmica en lugares diferentes, se han encontrado evidencias que apuntan a pensar que la estructura de Isla Decepción produce una fuerte atenuación de las ondas sísmicas.

Vila et al. [1995] estudiaron la atenuación a partir del decaimiento de la envolvente de las ondas de coda, usando 28 terremotos registrados por 4 estaciones alrededor de la bahía de Port Foster. El factor Q_c fue determinado en el rango de frecuencias entre

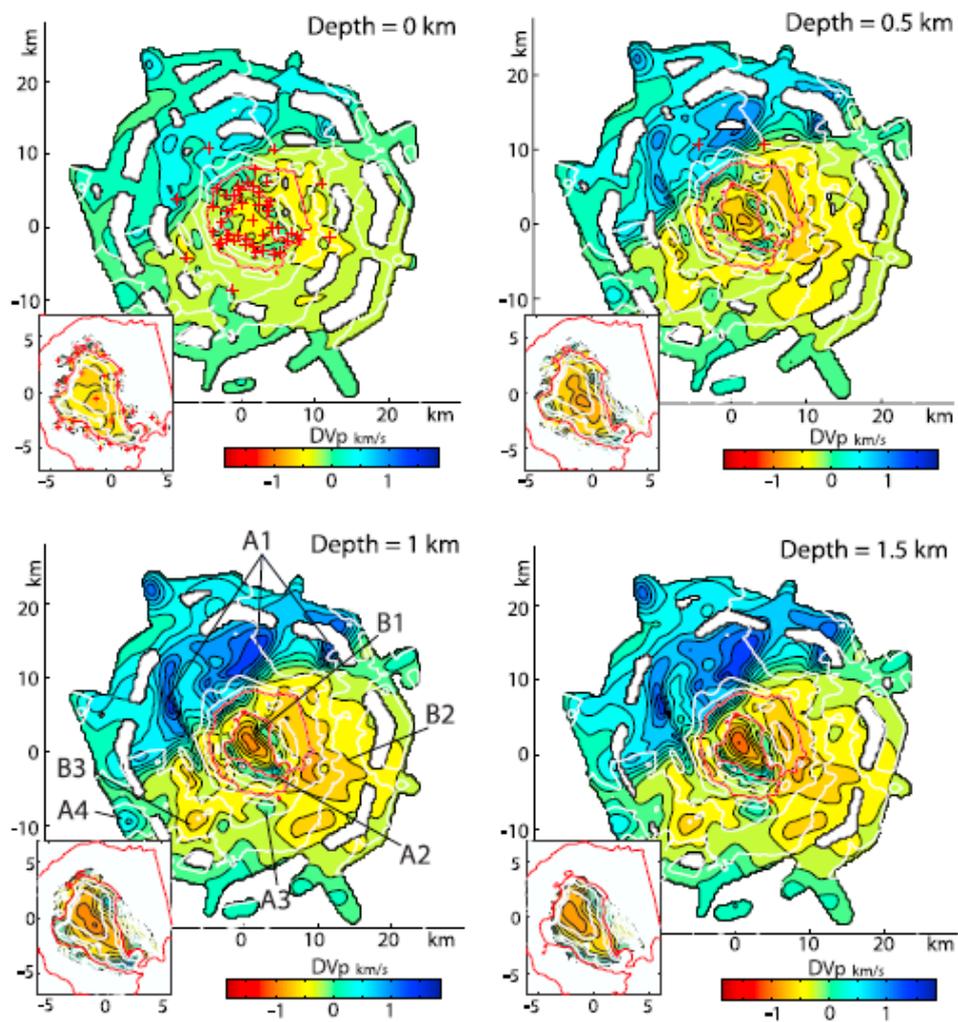


Figura 8.20: Secciones horizontales del modelo tomográfico a diferentes profundidades. La línea de costa de la Isla Decepción esta dibujada en color rojo y la localización de las estaciones esta representada por cruces rojas (figura 6 de [Zandomeneghi et al., 2009](#)).

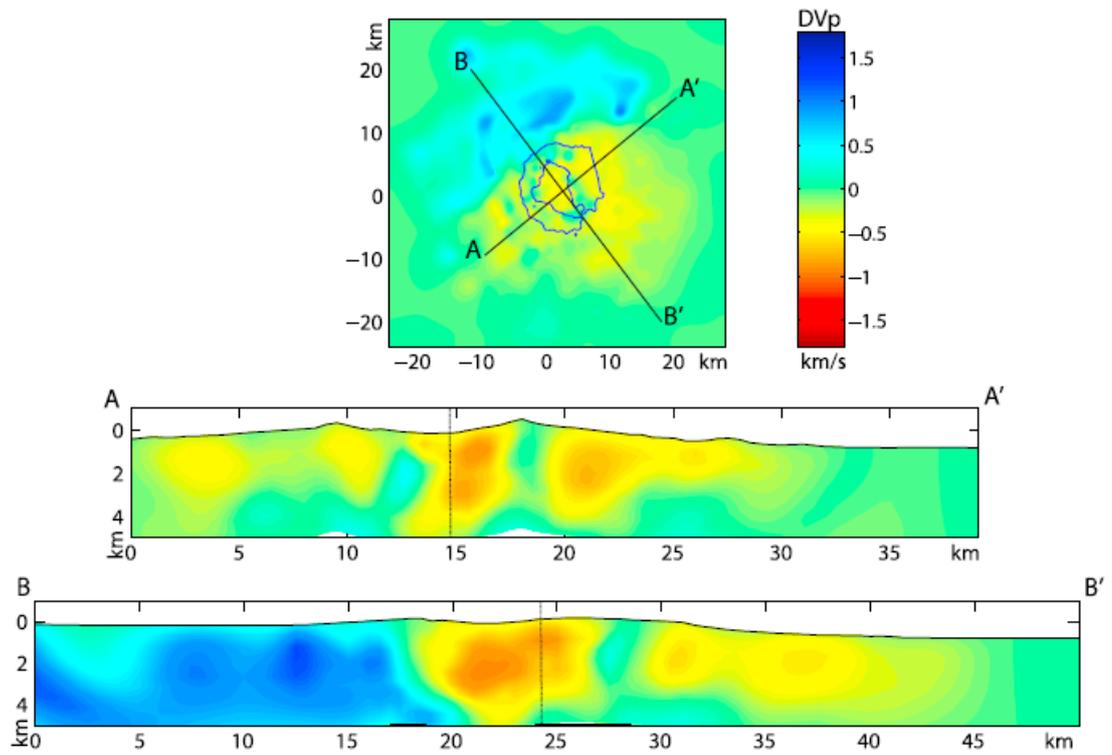


Figura 8.21: Arriba se muestra la sección horizontal a 0 km de profundidad sobre la que se han marcado la orientación de los perfiles verticales. En el centro y abajo se muestran los perfiles verticales AA' y BB' (la línea vertical muestra la localización del centro de la bahía). En las imágenes se muestran las variaciones respecto al modelo inicial (figura 7 de Zandomeneghi et al., 2009).

2,5 y 16 Hz y a partir del modelo de scattering simple e isotrópico, donde se tiene en cuenta la distancia entre la fuente y el receptor. Los autores observaron que los valores del factor Q_c dependían de la trayectoria seguida y encontraron 3 zonas (la zona del interior de la bahía, el lado este y oeste de la isla) en las que la dependencia del factor Q_c con la frecuencia era diferente. Además, definieron un patrón de variaciones laterales de Q_0 mostrando que el valor mínimo de Q_0 se localiza próximo al lugar de las últimas erupciones y que coincide con la zona donde [Ortiz et al. \[1992\]](#) encontraron un cuerpo de baja densidad. [Vila et al. \[1995\]](#) explicaron los valores altos de atenuación como consecuencia al alto grado de fracturación y la alteración hidrotermal de la estructura más superficial de la isla.

[Martinez-Arevalo et al. \[2003\]](#) mediante diferentes técnicas estudiaron la atenuación sísmica a cortas distancias hipocentrales y para el rango de frecuencias entre 6 y 30 Hz. Usaron los métodos de decaimiento espectral y ensanchamiento del pulso para las ondas P y S y el método de normalización para las ondas coda. En general, los resultados revelan que el ambiente de Isla Decepción es altamente atenuativo. Los autores observan un valor alto del ratio $\frac{Q_p}{Q_b}$ entre 1,9 y 3 Hz y una dependencia anormal de Q con la frecuencia para las ondas S y las ondas de coda. Los autores encuentran que a 15 Hz el valor de Q cercano a la superficie es de 58, mientras que para el resto de la estructura es de 140, lo que revela un fuerte contraste.

Los resultados obtenidos por [Martinez-Arevalo et al. \[2003\]](#) indican que el proceso de scattering predomina sobre el proceso de atenuación intrínseca y que los valores de Q_c y Q_i son muy similares en el rango de frecuencia utilizado.

Capítulo 9

**DATOS Y
PRE-PROCESADO**

DATOS Y PRE-PROCESADO

9.1 MOTIVACIÓN DEL EXPERIMENTO DE SÍSMICA ACTIVA

Como ya hemos visto para el caso de Tenerife, de todas las herramientas geofísicas que permiten en la actualidad conocer la estructura interna de la zona bajo estudio (bien sea a una escala global o a una escala menor, como las áreas volcánicas), la sismología es la que mayor cantidad de información y resolución suministra. Hemos comprobado también que la tomografía sísmica (tanto en velocidad como en atenuación) es una de las mejores herramientas para este fin. Para ello, debemos recordar que es necesario contar con una amplia base de datos y una red densa de estaciones; situación que no se da en la Isla Decepción. Por ese motivo, y con el objetivo de desarrollar una tomografía sísmica de alta resolución en 3D que permitiera conocer la estructura interna de la isla, la Universidad de Granada junto con otras instituciones desarrolló el proyecto TOMODEC.

9.2 EL EXPERIMENTO TOMODEC

El proyecto TOMODEC tenía el objetivo de desarrollar un experimento de sísmica activa en la Isla Decepción, desplegando para ello una alta densidad de estaciones sísmicas y OBSs (Ocean Bottom Seismometer).

El experimento se diseñó para conseguir una distribución densa y homogénea de estaciones sísmicas y disparos. El diseño final del experimento consta de 95 estaciones sísmicas desplegadas en la isla y 14 OBS que cubrían un área de $54 \times 80 \text{ km}^2$ para registrar alrededor de 6600 disparos. Los disparos se realizaron mediante cañones de aire comprimido siguiendo un trayecto previamente establecido que consistía en un recorrido tanto por las inmediaciones de la isla como por la bahía interna (ver figura 9.1).

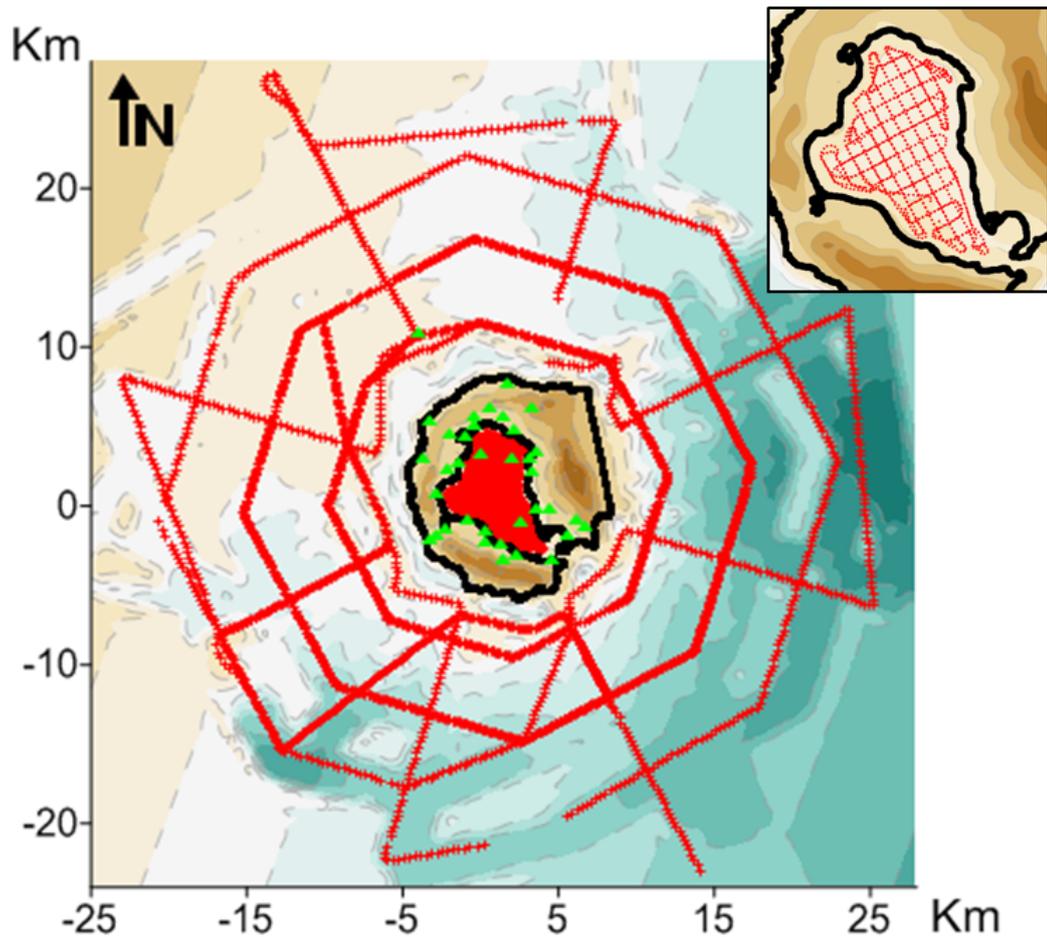


Figura 9.1: Diseño final del experimento. Se puede ver con cruces rojas la trayectoria que siguió el BIO Hespérides durante el experimento y el emplazamiento de las estaciones sísmicas en tierra y los OBS con triángulos verdes. Hay que señalar que únicamente se han representado aquellas estaciones (tanto las de tierra como OBS) y disparos que han sido utilizados posteriormente en el estudio que en esta tesis se presenta. Nótese que el centro de la bahía de la isla es completamente rojo debido a la cercanía de las explosiones. Por este motivo, arriba a la derecha se muestra la configuración de las explosiones en la bahía interna (figura 3 de Prudencio et al. [2013b]).

En una primera fase (8 al 11 de enero 2005) se instalaron 11 estaciones sísmicas autónomas y 10 arrays con un máximo de 12 canales a lo largo de la isla. Al mismo tiempo, se instalaron 11 OBS alrededor de la isla y 3 dentro de la bahía de Port Foster (figura 9.2). En la segunda fase del experimento, entre el 16 y 18 de enero, se

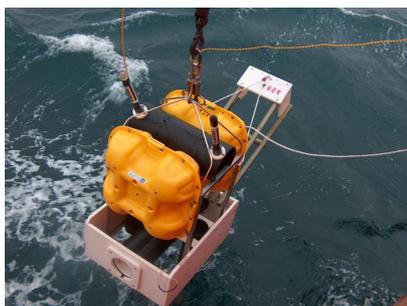


Figura 9.2: Descenso de un OBS.

reubicaron la mayoría de las estaciones sísmicas en tierra. Sólo permanecieron en su anterior localización 4 estaciones sísmicas en tierra y 12 OBS.

En el experimento se utilizaron diferentes tipos de estaciones sísmicas en tierra con sus correspondientes características técnicas: 7 estaciones Lennartz Marslite (se desplegaron en 14 localizaciones), 4 estaciones M24 (7 localizaciones) y 11 estaciones mallAG con 84 sensores (101 localizaciones).

Las explosiones fueron realizadas mediante cañones de aire comprimido a bordo del buque oceanográfico BIO Hespérides. La configuración de las localizaciones de las explosiones fue diseñado para producir una alta cobertura dentro y alrededor de la Isla Decepción. Dentro de la bahía se disparó cada 120 metros (cada 1 minuto), respetando en todo momento la distancia de seguridad de 500 metros sobre la línea de costa. Fuera de la isla, el espacio entre cada disparo era de 170 – 340 metros (cada 2 minutos). Además, se produjeron disparos siguiendo las orientaciones NNW-SSE y WSW-ENE durante 92 y 55 km, respectivamente, con el objetivo de realizar 2 perfiles de refracción sísmica. Esta configuración generó un total de 6630 disparos útiles.

La configuración de los cañones de aire comprimido consistía en un array de 6 cañones del tipo BOLT 1500LL de 12 metros de longitud, con una separación de 2,5 metros entre cada cañon y 0,8 entre cada pareja de cañones. Se llegó a alcanza una potencia total de 3520 pulgadas cúbicas fuera de la bahía de Isla Decepción y 1520 y 2020 pulgadas cúbicas dentro de la bahía durante la primera y segunda etapa del experimento, respectivamente.

9.3 DATOS Y PRE-PROCESADO DE DATOS

El hecho de disponer diferentes tipos de estaciones y, por tanto, diferentes formatos de almacenamiento tuvo el inconveniente de tener que utilizar diferentes programas para

obtener los datos. Se decidió convertir la base de datos en dos formatos ampliamente utilizados: SAC y SEGY. El primero de ellos se seleccionó debido a las posibilidades del análisis espectral que permite, especialmente en el dominio de las frecuencias (ej. espectrogramas) y en la forma de onda (ej. correlaciones cruzadas y picking automático). El segundo formato se eligió porque permite la recopilación de trazas en ventanas temporales de cada disparo, esto facilita la comparación (e identificación) de las formas de onda.

La calidad de los datos registrados es por regla general muy buena, con bajo nivel de ruido tanto en las estaciones de tierra como en los OBS. Debido al emplazamiento de las estaciones existe una total ausencia de ruido cultural.

Se reconocen primeras llegadas de onda P hasta una distancia de 40 km. Son fácilmente reconocibles también las fases Pg, excepto cuando están enmascaradas por la onda de agua. A distancias mayores y dependiendo del adelgazamiento de la corteza, las primeras llegadas correspondían a las fases de refracción del manto (Pn). Se puede ver un ejemplo de las señales registradas en la Figura 9.3.

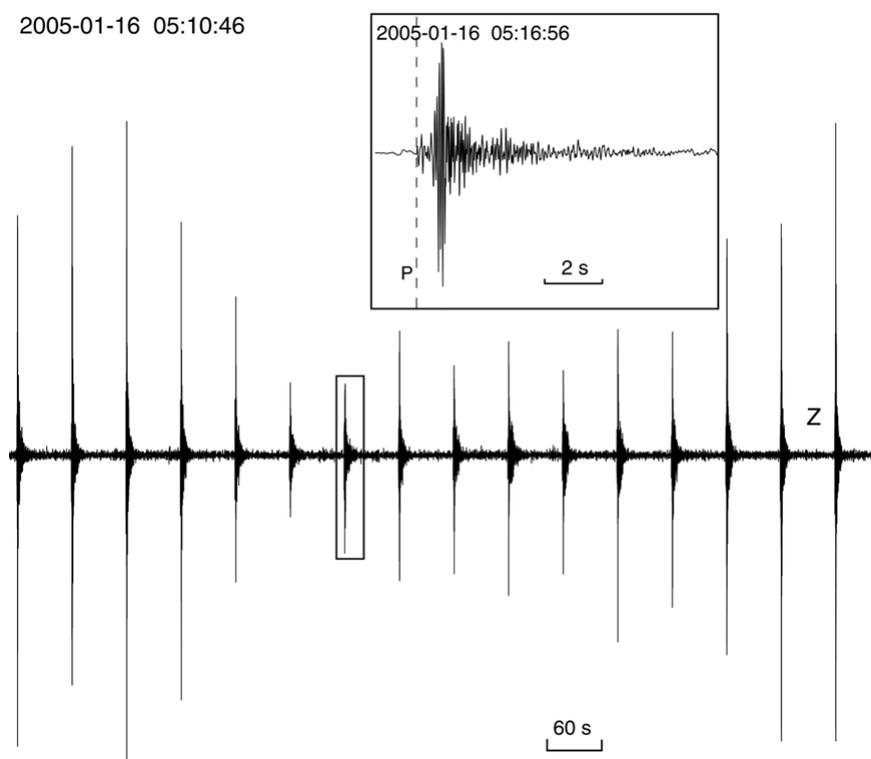


Figura 9.3: Ejemplo de un registro de la componente vertical de una estación sísmica emplazada en tierra [Zandomeneghi, 2007].

Los datos fueron de gran calidad, lo que ha permitido que se hayan realizado diversos estudios como la tomografía sísmica 3D de alta resolución en velocidad (Zandomeneghi, 2007 y Zandomeneghi et al., 2009) o la inversión de las llegadas de ondas P a lo largo de los dos perfiles ortogonales realizado por Ben-Zvi et al. [2009].

Capítulo 10

SEPARACIÓN DE

Q_i Y Q_s

MEDIANTE EL

MODELO DE

DIFUSIÓN

SEPARACIÓN DE Q_i Y Q_s MEDIANTE EL MODELO DE DIFUSIÓN

Para obtener los valores de Q_i Y Q_s mediante el modelo de difusión hemos utilizado la metodología descrita por [Wegler and Lühr \[2001\]](#). El método se centra en encontrar los coeficientes de atenuación intrínseca y de scattering como resultado del mejor ajuste de la curva teórica con las envolventes de los sismogramas.

10.1 APLICACIÓN DEL MÉTODO

En primer lugar, hemos realizado un análisis espectral (ver figura 10.1) de los sismogramas para observar el rango de frecuencias de las señales sísmicas con una alta razón señal-ruido. De acuerdo con esta observación, hemos seleccionado 6 bandas de frecuencia (4, 6, 8, 12, 16 y 20 Hz) con ancho de banda fijo. El hecho de poder ajustar las curvas experimentales a diferentes bandas de frecuencia, nos proporcionará información sobre la dependencia con la frecuencia de los parámetros de atenuación.

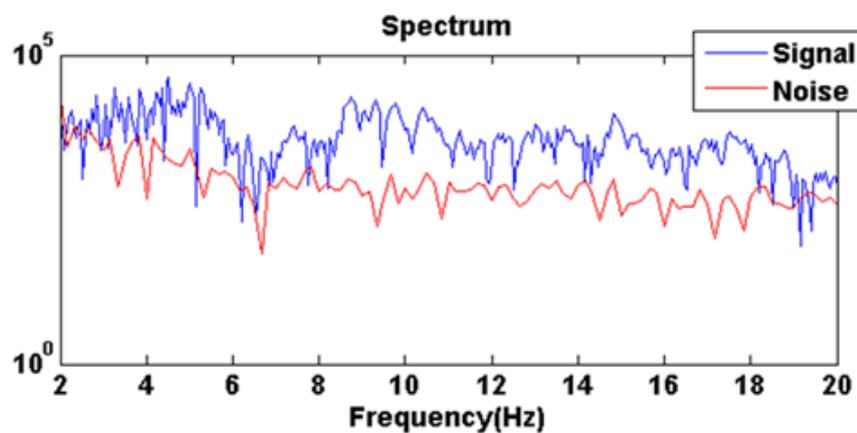


Figura 10.1: Espectro de la componente vertical de una explosión localizada a 10km de la estación y filtrada entre 2 y 30 Hz. La señal está representada con línea azul y el ruido pre-evento está representado con línea roja (figura 4 de [Prudencio et al. \[2013b\]](#)).

Este ha sido el procedimiento de análisis:

- Hemos obtenido los tiempos de viaje de las ondas P derivadas del trabajo de [Ben-Zvi et al. \[2009\]](#) y [Zandomeneghi et al. \[2009\]](#). La duración de cada señal se ha establecido en cada sismograma mediante el cálculo de la razón señal-ruido. Se ha fijado el final de la señal cuando la razón señal-ruido era menor de 2.
- Las señales se han filtrado usando un filtro de paso-banda de 8 polos a las frecuencias centrales (f_c) de 4, 6, 8, 12, 16 y 20 Hz y un ancho de banda de $f_c \pm 0,6f_c$ (ver figura 10.2). El hecho de poder ajustar las curvas experimentales a diferentes bandas de frecuencia, nos proporcionará información sobre la dependencia con la frecuencia de los parámetros de atenuación.
- Hemos calculado el cuadrado de las envolventes mediante la transformada de Hilbert con una ventana móvil de 70 muestras (0,7 segundos) y un 50% de solapamiento.
- Hemos recortado el cuadrado de las envolventes entre el tiempo de llegada de la onda P (t_{min}) y un lapse-time de 15 y 20 segundos (t_{max}). Debido a que el lapse-time de 15 segundos corresponde al lapse-time donde la mayoría de las señales cumplen que la razón señal-ruido sea mayor que 2, es el lapse-time que vamos a analizar en esta tesis. Los resultados obtenidos con el resto de lapse-times están recogidos en el Anexo 2.
- Una vez multiplicados los cuadrados de las envolventes por $t^{p/2}$ y obtenido el logaritmo, hemos ajustados el logaritmo de las envolventes a la correspondiente curva teórica mediante regresión lineal y obtenido los parámetros a_1 , a_2 y a_3 de la ecuación 3.2 (Figura 10.3). Partiendo de estos parámetros, hemos obtenido los valores de b y d mediante las siguientes ecuaciones:

$$b = -a_2 \tag{10.1}$$

$$d = -\frac{r^2}{4a_3} \tag{10.2}$$

- Finalmente, hemos calculado los parámetros Q_i y Q_s que serán los que posteriormente interpretemos:

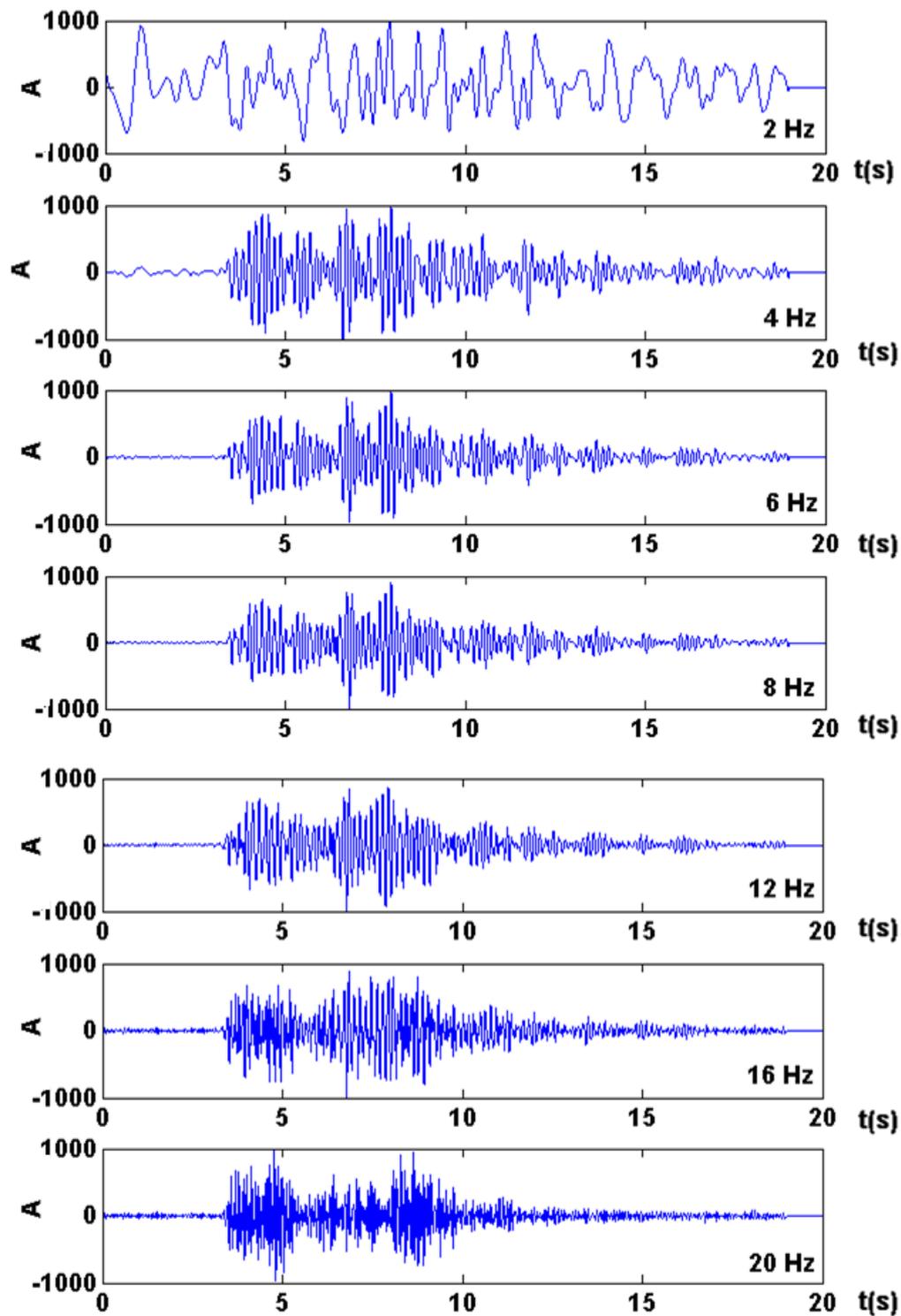


Figura 10.2: Sismograma de la componente vertical de una explosión registrada a 4.5km de la fuente filtrada a 4, 6, 8, 12, 16 y 20 Hz con un filtro paso-banda de 8 polos (figura 4 de Prudencio et al. [2013b]).

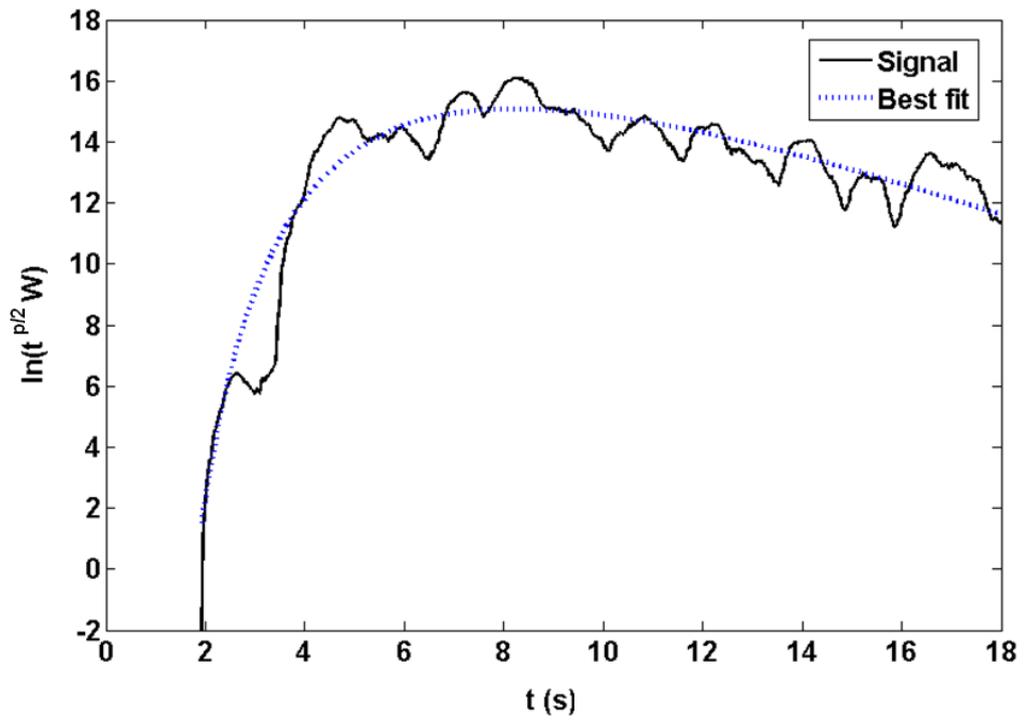


Figura 10.3: Ejemplo del mejor ajuste para la envolvente de la energía observada (línea negra) y la curva teórica del logaritmo de la densidad de energía (línea azul punteada) (figura 5 de Prudencio et al. [2013b]).

$$Q_i = \frac{2\pi f}{b} \quad (10.3)$$

$$Q_s = \frac{2\pi f p d}{v^2} \quad (10.4)$$

donde f es la frecuencia, p es la dimensión (asumiendo un valor de 3 para ondas internas) y v es la velocidad de las ondas S. Basándonos en los resultados obtenidos por Zandomenighi et al. [2009] hemos utilizado una velocidad de 2,8Km/s.

- Apoyándonos en los trabajos realizados por Mayeda et al. [1992] y Akinci et al. [1995] hemos utilizado una distribución F con un nivel de confianza del 70 % para estimar los intervalos de los errores de los parámetros a_2 y a_3 . Así, hemos estimado unos errores de $a_2 = \pm 7\%$ y $a_3 = \pm 9\%$. Además, para saber si existe un acoplamiento entre los valores b y d (obtenidos a través de a_2 y a_3) hemos representado el error gráficamente y comprobamos visualmente si existe este acoplamiento (Figura 10.4). Como se puede observar de la figura, no existe tal acoplamiento entre los parámetros b y d y, por tanto, como ya se vió en el caso de Tenerife, pueden calcularse e interpretarse independientemente.

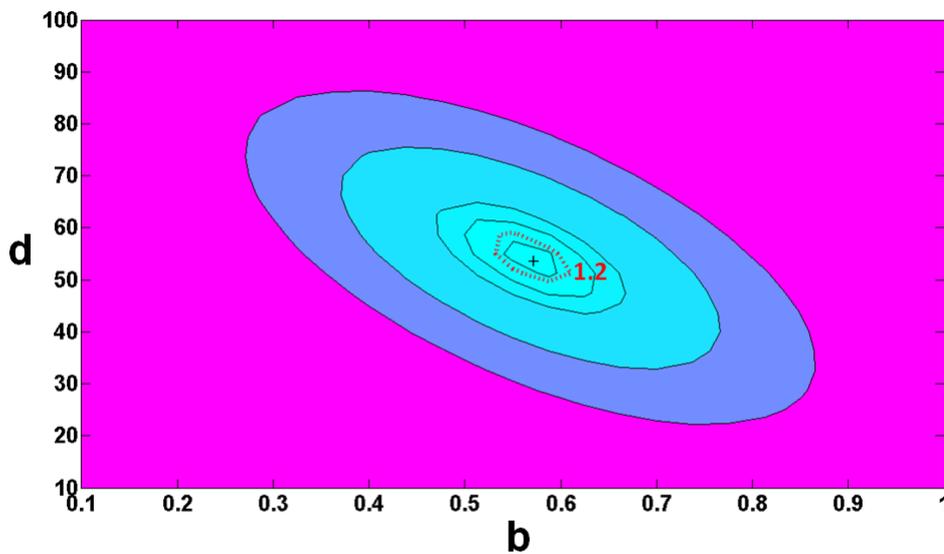


Figura 10.4: Ejemplo de trade-off para la búsqueda del error entre los parámetros a_2 y a_3 .

- Debido a que vamos a representar los valores de Q_i y Q_s en lugar de a_2 y a_3 , hemos calculado los errores para los factores de calidad mediante la teoría de propagación del error:

$$\Delta Q_i = \frac{\sigma b}{2\pi f} \quad (10.5)$$

$$\Delta Q_s = \frac{4v^2\sigma c}{6f\pi r^2} \quad (10.6)$$

- Por último, hemos calculado los valores de Q_t^{-1} como:

$$Q_t^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1} \quad (10.7)$$

Asumiendo el dominio de las ondas S, hemos calculado (como hicierámos para Tenerife) dos parámetros muy característicos en los estudios de atenuación: el camino libre medio y la escala de longitud de la atenuación intrínseca. Utilizando los trabajos de [Ben-Zvi et al. \[2009\]](#) y [Zandomenighi et al. \[2009\]](#) hemos asumido una velocidad media para las ondas S (v) de $2,8km/s$. Suponiendo un valor medio de $d \approx 0,8km^2/s$, obtenemos un camino libre medio de $\approx 950m$. Este valor es aproximadamente dos órdenes de magnitud menor que los valores obtenidos para la corteza terrestre ($\approx 100km$). Si comparamos este valor con el obtenido en otras regiones como el Merapi ($\approx 100m$), el Vesubio ($\approx 200m$) o Tenerife ($\approx 4km$), vemos que el valor obtenido en Decepción es similar al calculado para el Merapi y el Vesubio y sustancialmente diferente al calculado para Tenerife. La escala de longitud de la atenuación intrínseca es de $l_i \approx 5km$, mucho mayor que el camino libre medio. Estos valores confirman que el proceso de scattering domina frente al proceso de atenuación intrínseca.

Una vez obtenidos los factores de calidad, debemos de trasladar los resultados a los mapas. Ya hemos visto que siendo el método más ampliamente usado el asignar los valores de Q al punto medio entre la estación y la fuente ([Canas et al., 1995](#); [Pujades et al., 1990](#)). Como hicimos para el caso de Tenerife, hemos representado en los *mid-point maps* los valores de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} asignándolos al punto medio entre la estación y la fuente.

Sin embargo, comprobamos que esta aproximación está lejos del proceso físico que verdaderamente ocurre y con el fin de obtener mapas más realistas aplicamos un nuevo método de representación. Este nuevo método de representación estaba relacionado con un elipsoide de revolución, donde tienen lugar los múltiples procesos de scattering que generan el sismograma. Mediante una función Gaussiana podemos calcular la

probabilidad de que una heterogeneidad (o *scatterer*) contribuya a la formación del seismograma. Esta función Gaussiana estará centrada en el punto medio entre la estación y la fuente y tendrá unas dimensiones que podremos variar en función de la región analizada. Así, hemos observado que la dimensión que mejor se ajusta para la Isla Decepción tiene unos valores de: $\sigma_x = e_{max}/3$ y $\sigma_y = e_{min}/3$ (ver figura 10.5)

Por tanto, podemos calcular la probabilidad de que cada par de valores b y d caractericen un punto del espacio. La suma de las probabilidades para cada punto, nos dará el valor "real" de b y d para ese punto. Así, con esos valores podemos elaborar nuevos mapas de contornos más realistas que ya denominamos como *2D probabilistic maps*.

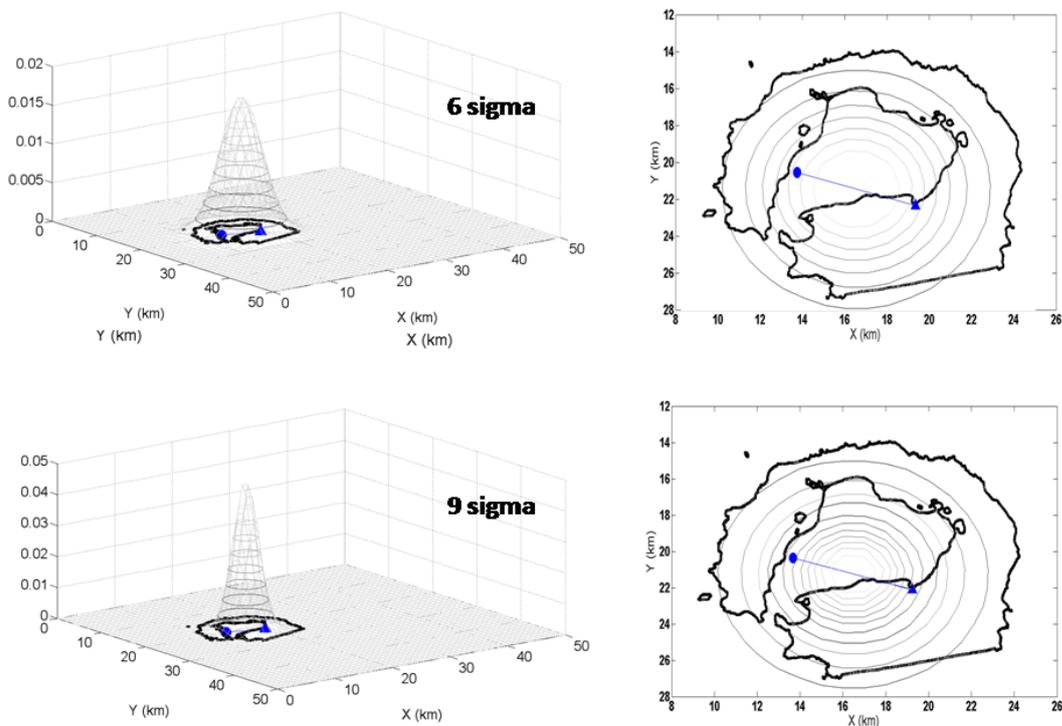


Figura 10.5: En la imagen podemos observar dos ejemplos de funciones Gaussianas con diferentes dimensiones. En la imagen de arriba la anchura de la Gaussiana viene definida con un valor de 6 sigma, que resulta demasiado ancha para la isla Decepción. En la parte de abajo está representada una Gaussiana definida con un valor de 9 sigma que ha sido el valor utilizado en este trabajo.

10.2 RESULTADOS

Como vimos en secciones anteriores y para el caso de la isla de Tenerife, el procedimiento más usado para presentar los valores de atenuación es el asignar el valor de Q al punto medio entre la estación y la fuente y realizar mapas 2D de contornos con los procedimientos estándar para el cálculo de la media espacial. Este tipo de mapas son los que hemos llamado *mid-point maps*.

Pero como ya venimos mencionando en esta tesis, nosotros hemos introducido un nuevo método más realista y mejor relacionado con el fenómeno físico que ocurre. Con este nuevo procedimiento de representación hemos elaborado los *2D probabilistic maps*.

En primer lugar, como hicimos en Tenerife, vamos a mostrar los *mid-point maps* para poder comparar la Isla Decepción con otras zonas estudiadas bajo este procedimiento. A continuación mostramos los *2D probabilistic maps*.

10.2.1 *Mid-point maps*

En esta sección presentamos los valores de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} asignándolos al punto medio entre la estación y la fuente. Mediante el conocido método de Kriging [Cressie, 1991] hemos obtenido los diferentes mapas de contorno (Figuras 10.6, 10.7 y 10.8).

Se puede observar como existe un gran contraste en atenuación, tanto para Q_i^{-1} como para Q_s^{-1} , para región y a todas las frecuencias. Se puede diferenciar claramente una zona de muy alta atenuación en la bahía interna de la Isla Decepción, mientras que las zonas que rodean la isla poseen valores más bajo de atenuación.

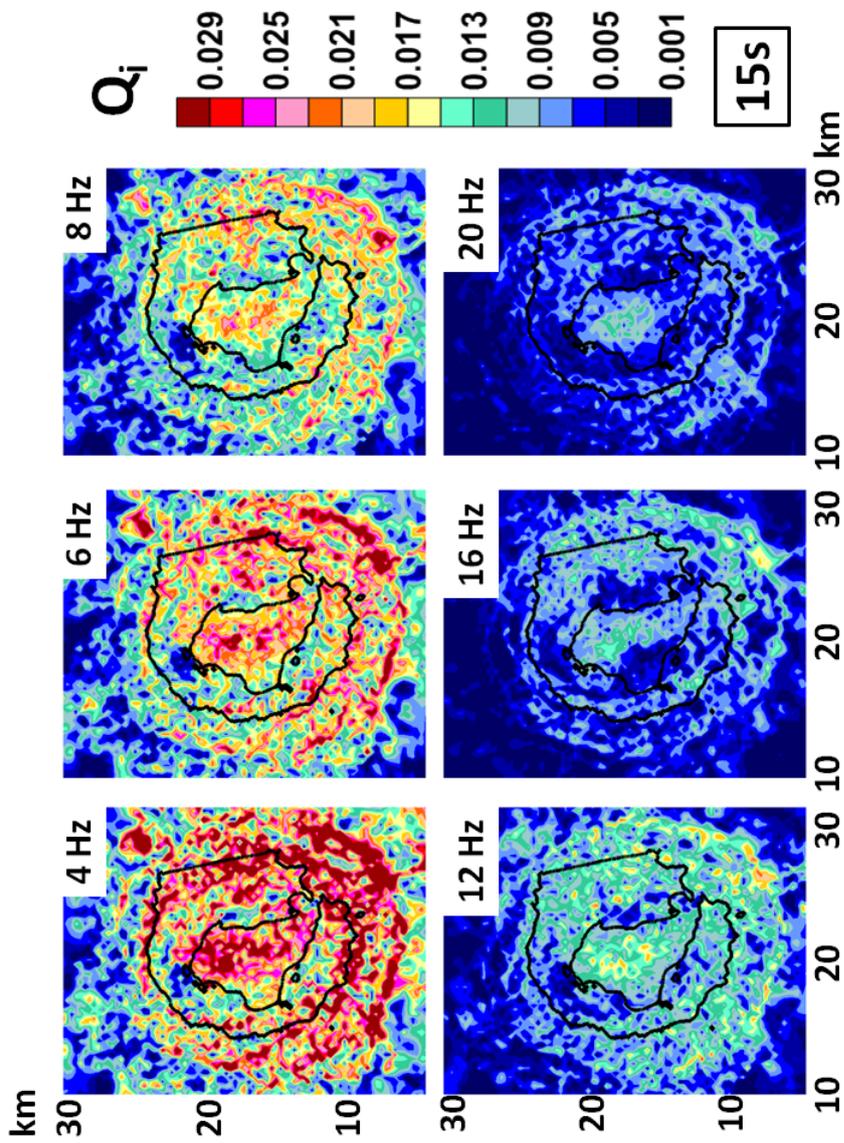


Figura 10.6: Mapas de contornos para los valores de Q_i^{-1} mediante el procedimiento de asignar su valor al punto medio entre la estación y la fuente (*mid-point maps*). Puede observarse como existe un fuerte contraste para los valores de atenuación intrínseca. Existen dos regiones claramente identificables: una zona de baja atenuación que rodea la isla y que es más evidente al NW de la región y una zona de alta atenuación en la habia interna.

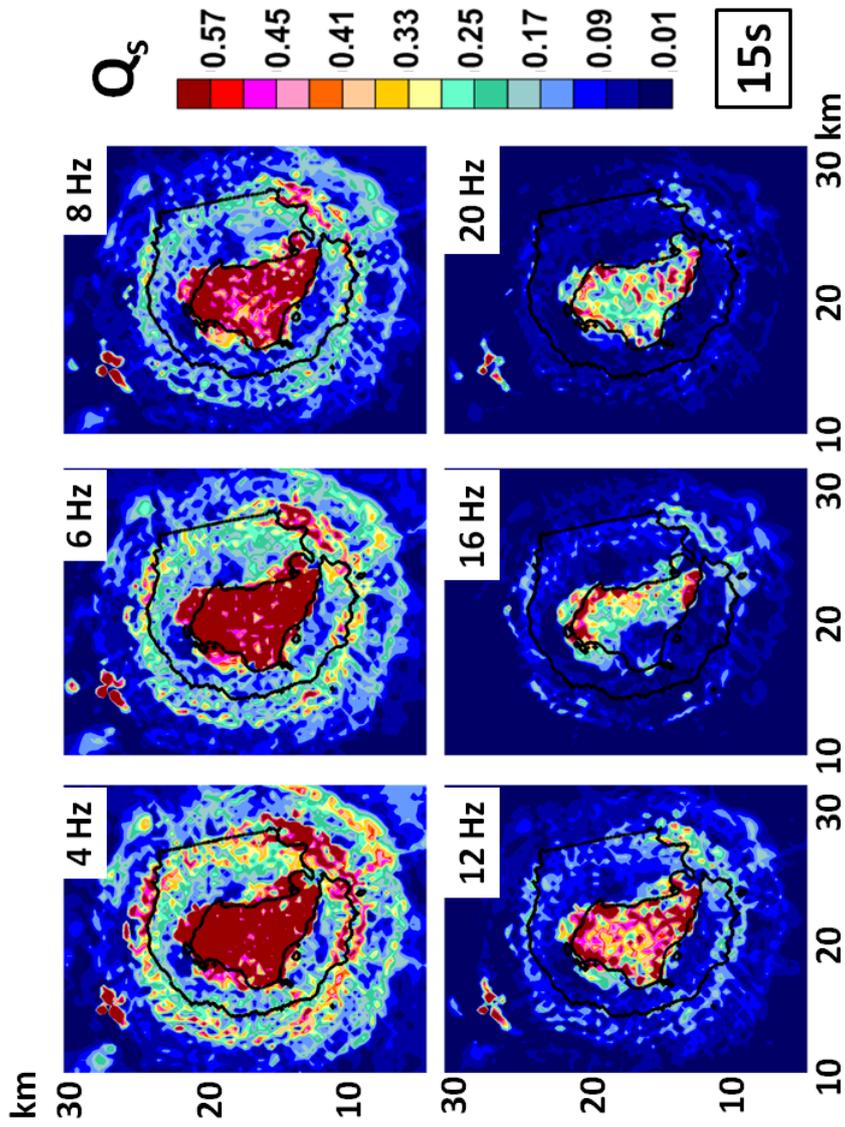


Figura 10.7: Mapas de contornos para los valores de Q_s^{-1} mediante el procedimiento de asignar su valor al punto medio entre la estación y la fuente (*mid-point maps*). Puede observarse como los valores de scattering son al menos dos órdenes de magnitud menores que los de atenuación intrínseca. Estos valores muestran que el efecto de scattering domina frente a la atenuación intrínseca. Además, es claramente identificable una zona con valores muy altos de atenuación en la bahía interna que se mantiene en todas las frecuencias analizadas.

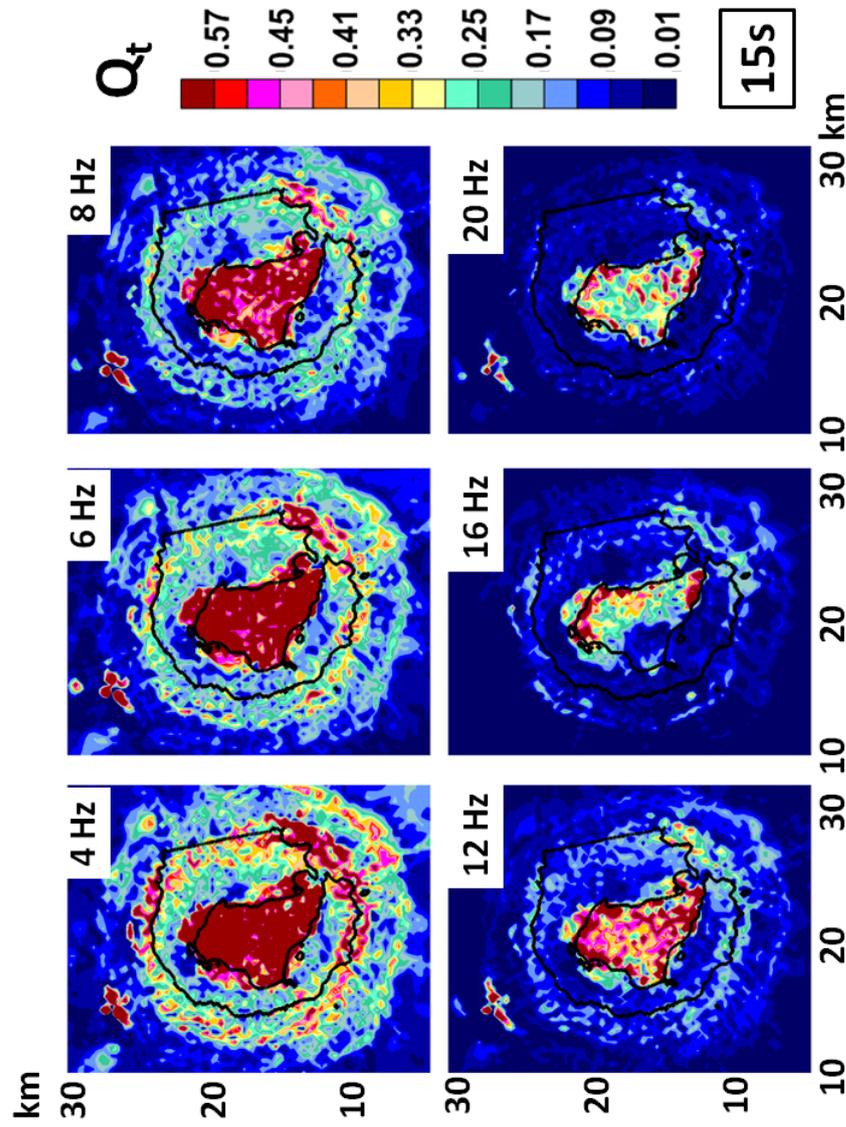


Figura 10.8: Mapas de contornos para los valores de Q_t^{-1} mediante el procedimiento de asignar su valor al punto medio entre la estación y la fuente (*mid-point maps*). La gran similitud que existe con los mapas de Q_s^{-1} se debe a que el scattering es el proceso que domina en la región.

10.2.2 2D probabilistic maps

Este apartado corresponde a los resultados obtenidos mediante el nuevo procedimiento de representación que hemos descrito en secciones anteriores. La ventaja de esta nueva metodología es que podemos aplicar diferentes test de resolución y robustez para determinar la calidad de nuestros resultados.

10.2.2.1 Tests de resolución y robustez

Con el objetivo de identificar las áreas de mayor calidad, es decir, las áreas con mejor resolución, hemos realizado un *checkerboard test* basándonos en el mismo procedimiento que utilizamos para la isla de Tenerife. Hemos dividido la región en celdas de $3 \times 3 \text{ km}$ (Figura 10.9 a y c) $1 \times 1 \text{ km}$ (Figura 10.9 b y d). En la figura puede observarse que hemos utilizado el mallado más pequeño sólo para una pequeña región de la isla para demostrar la buena resolución del método. Hemos asignado diferentes valores de b y d a cada celda. A continuación, teniendo en cuenta todas las parejas estación-fuente hemos calculado los valores medio de b y d para cada celda y los hemos pesado por la función Gaussiana. A partir de estos valores hemos obtenido envolventes teóricas a las que se les ha añadido ruido aleatorio. Estas envolventes teóricas se han ajustado a las curvas teóricas usando el mismo método que se utilizó para obtener los valores b y d , para obtener las imágenes del test de tablero de ajedrez. Puede observarse que existe muy buena resolución para toda la región.

Para comprobar la robustez del método utilizado, hemos aplicado el test de jackknifing, que elimina aleatoriamente un porcentaje de datos y estaciones. En la figura 10.10 podemos ver imágenes con el 100% (a), 80% (b) y 60% (c) de los datos. Podemos observar que todas las características principales se mantienen incluso eliminando el 40% de los datos.

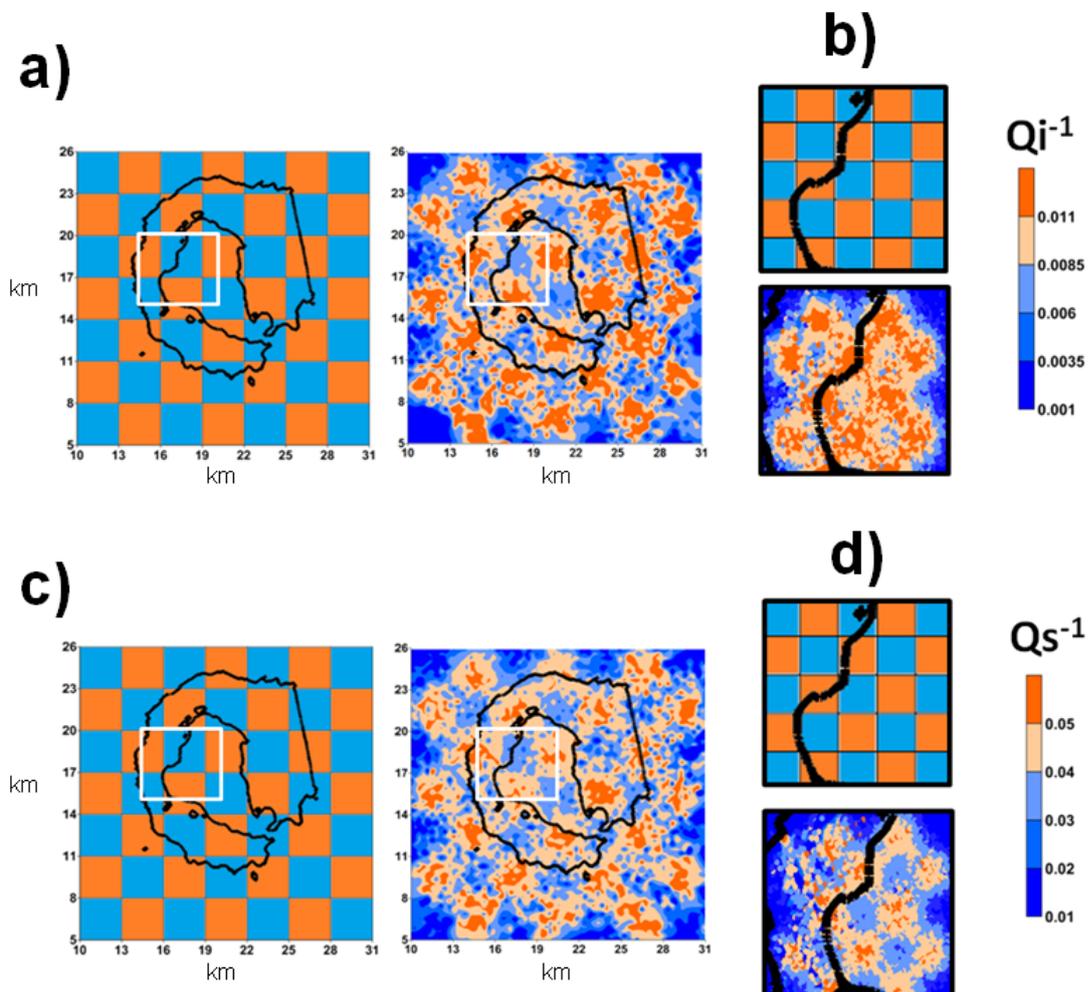


Figura 10.9: Checkerboard test para la región de la Isla Decepción. En a) se ha dividido la región en celdas de 3×3 km y se han representados los valores de Q_i^{-1} obtenidos. b) Se muestran los resultados para una región más pequeña con celdas de 1×1 km. c) y d) son iguales que a) y b) pero para los valores de Q_s^{-1} (figura 7 de [Prudencio et al., 2013b]).

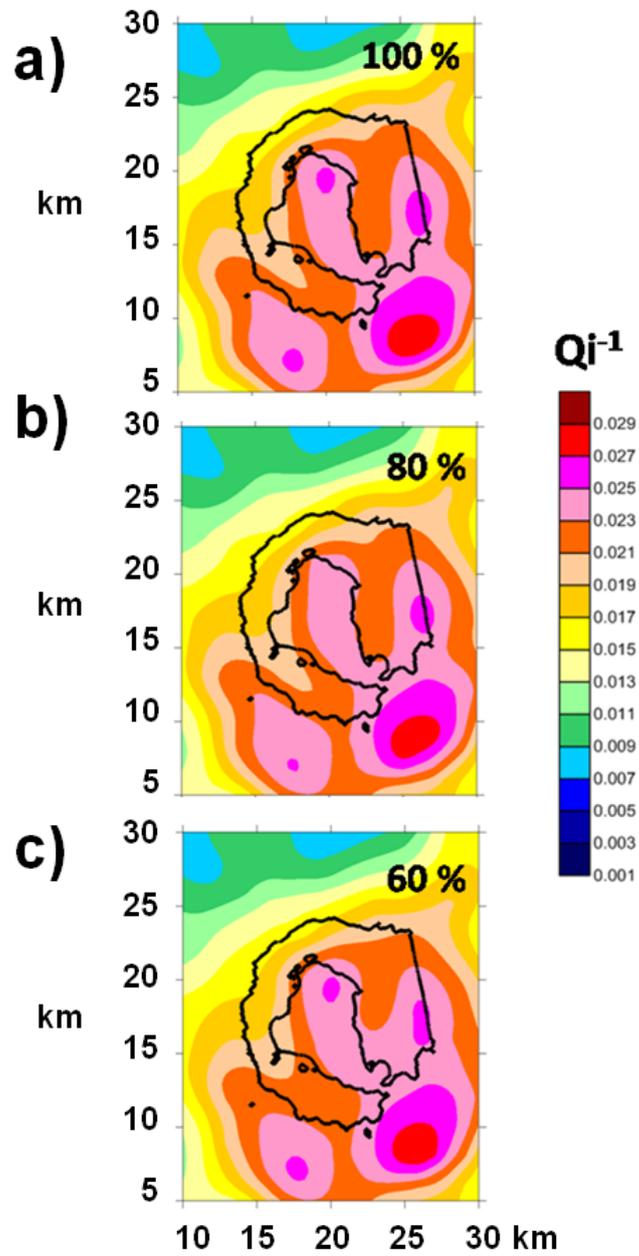


Figura 10.10: Jackknife test. Podemos observar que las principales estructuras atenuativas se mantienen incluso eliminando el 20 % y hasta el 40 % de los datos.

10.2.2.2 *Distribución regional de la atenuación*

Hemos representado las distribuciones regionales de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} en las figuras 10.11 y 10.12. Debido a que los mapas de Q_s^{-1} y Q_i^{-1} son muy similares debido al dominio del efecto de scattering frente atenuación intrínseca, hemos decidido obviar esta imagen. En ambas imágenes podemos observar los siguientes patrones:

- La distribución de los valores de Q revela la existencia de una estructura altamente heterogénea para toda la isla.
- Q depende fuertemente de la frecuencia.
- El proceso de atenuación dominante en la Isla Decepción es el fenómeno de scattering, como ya se ha observado en otras regiones volcánicas.

Intentando resaltar las zonas con altos contrastes de atenuación, también hemos calculado los mapas de anomalías para los factores de calidad de atenuación intrínseca y de scattering en las figuras 10.13 y 10.14, respectivamente.

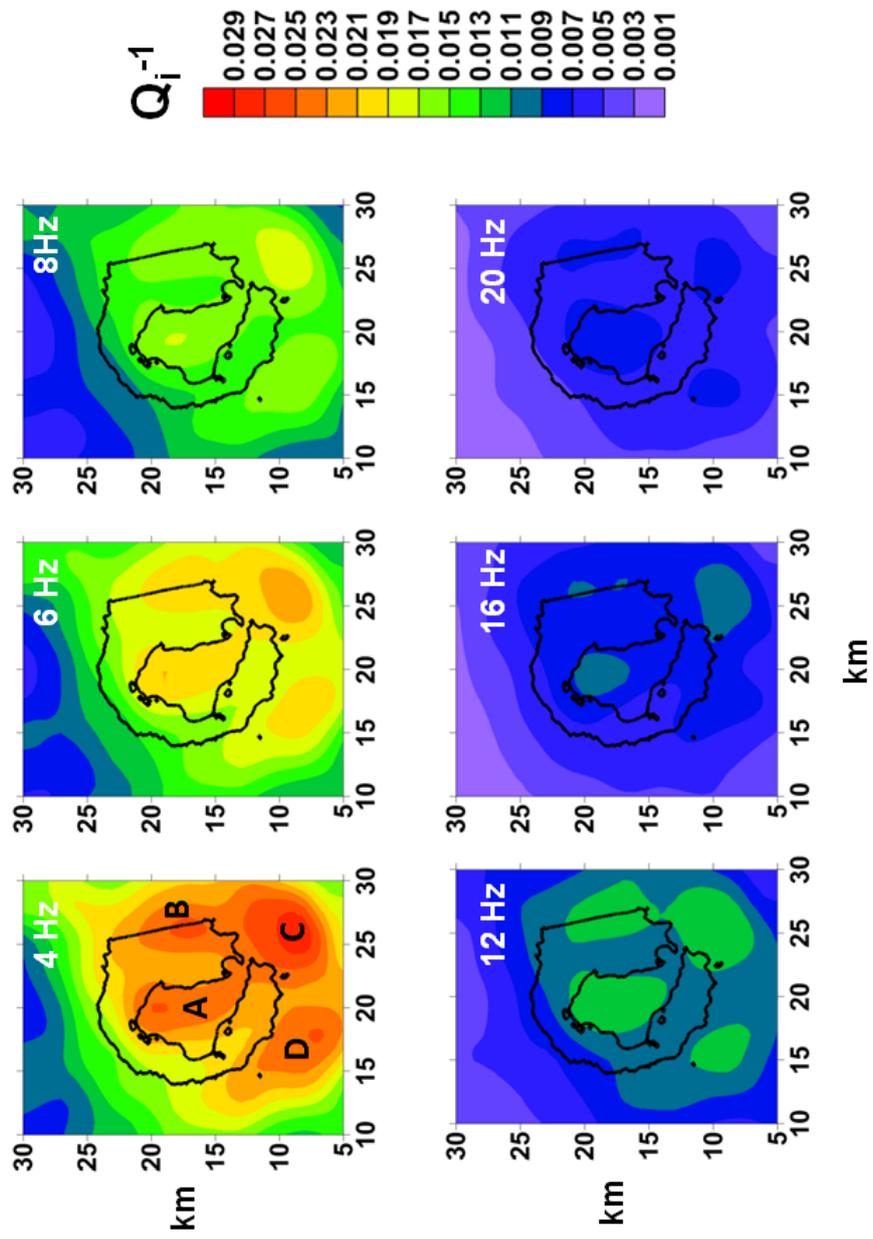


Figura 10.11: Mapas regionales de Mapas de anomalías de Q_i^{-1} obtenidos mediante el nuevo método de representación para las seis bandas de frecuencias analizadas. Las letras A, B, C y D corresponden a áreas con altos valores de atenuación intrínseca. (la figura corresponde a la figura 9 de Prudencio et al. [2013a]).

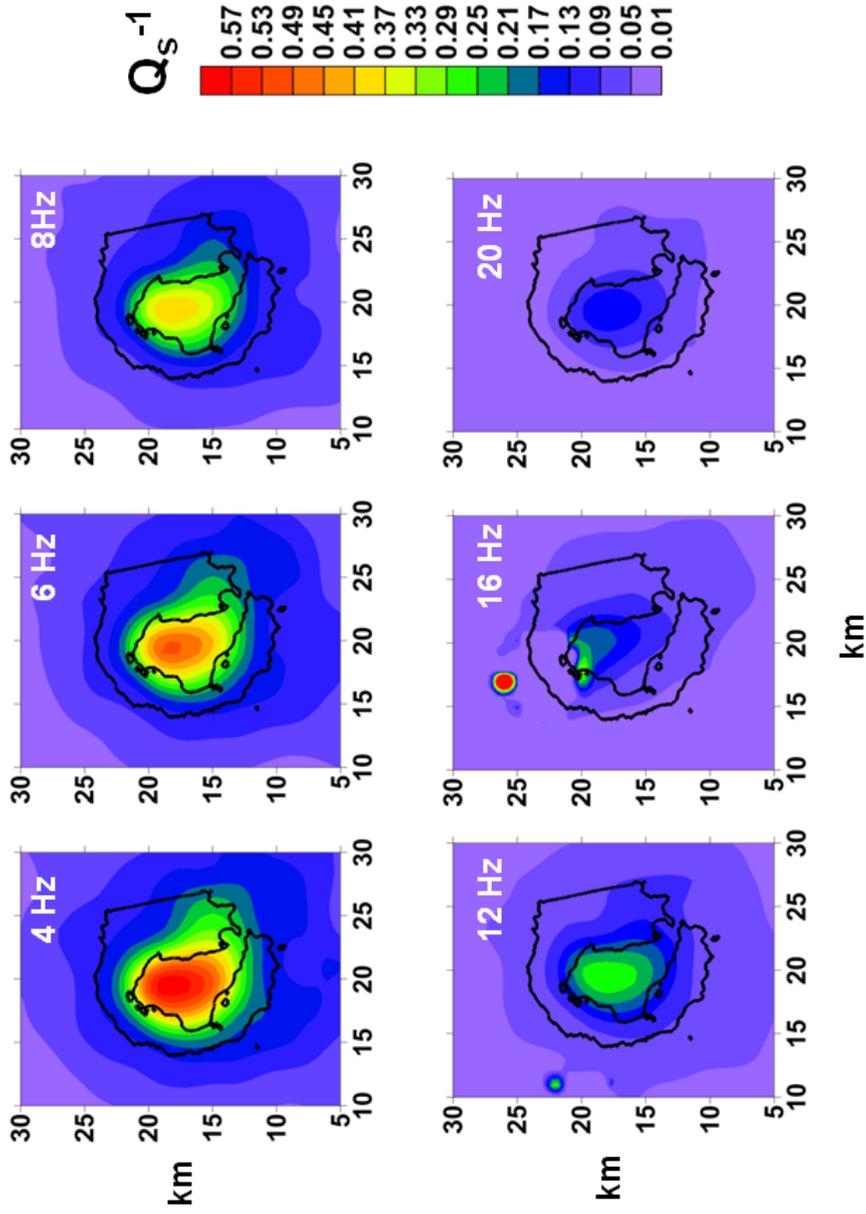


Figura 10.12: Mapas regionales de Mapas de anomalías de Q_s^{-1} obtenidos mediante el nuevo método de representación para las seis bandas de frecuencias analizadas. Cabe destacar que los valores de scattering son al menos dos órdenes de magnitud mayores que los de la atenuación intrínseca. Esto significa que el proceso de scattering domina frente a la atenuación intrínseca (la figura corresponde a la figura 10 de Prudencio et al. [2013a]).

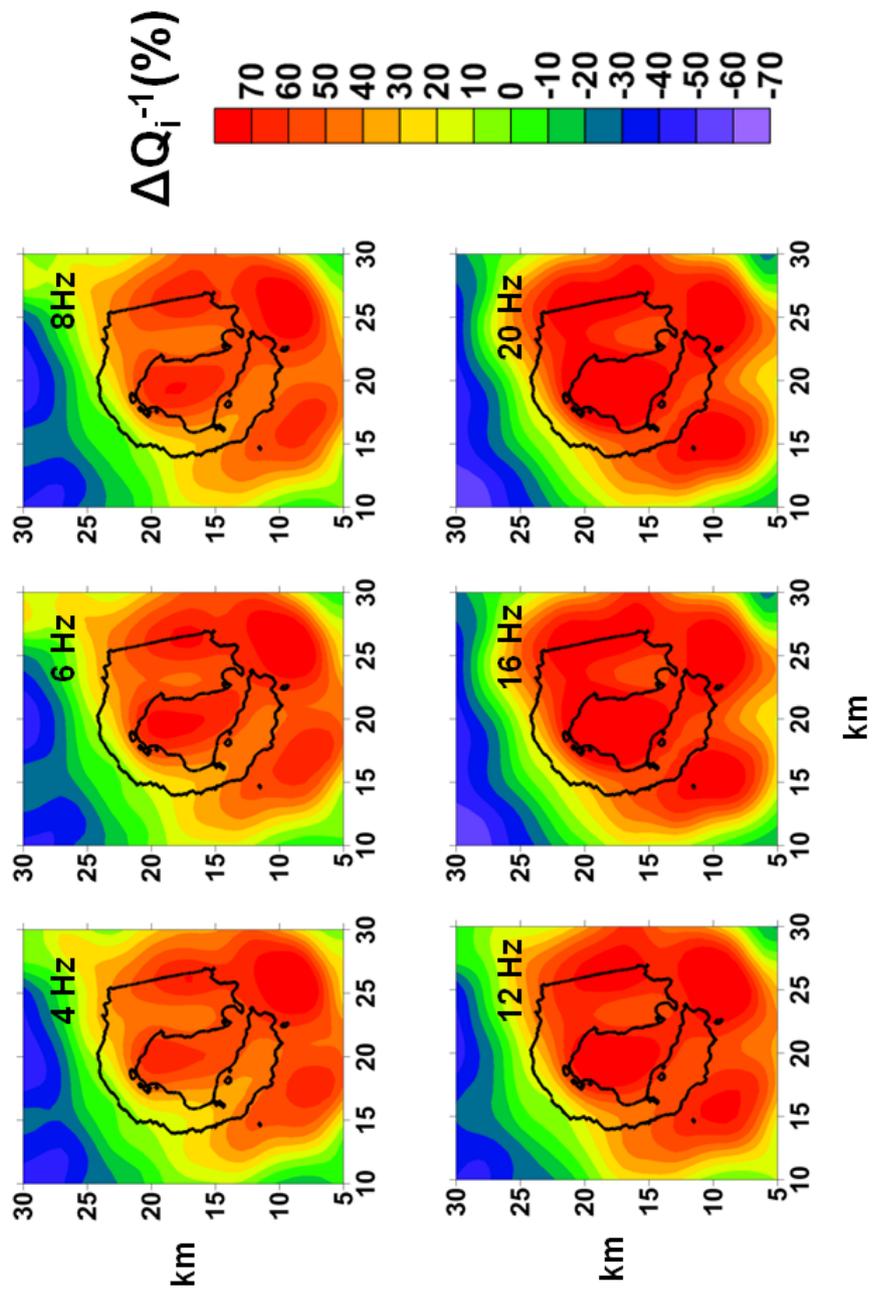


Figura 10.13: Mapas de anomalías de Q_i^{-1} para las seis bandas de frecuencias analizadas. Los mapas resaltan las áreas con mayores contrastes de atenuación intrínseca (la figura corresponde a la figura 11 de Prudencio et al. [2013b]).

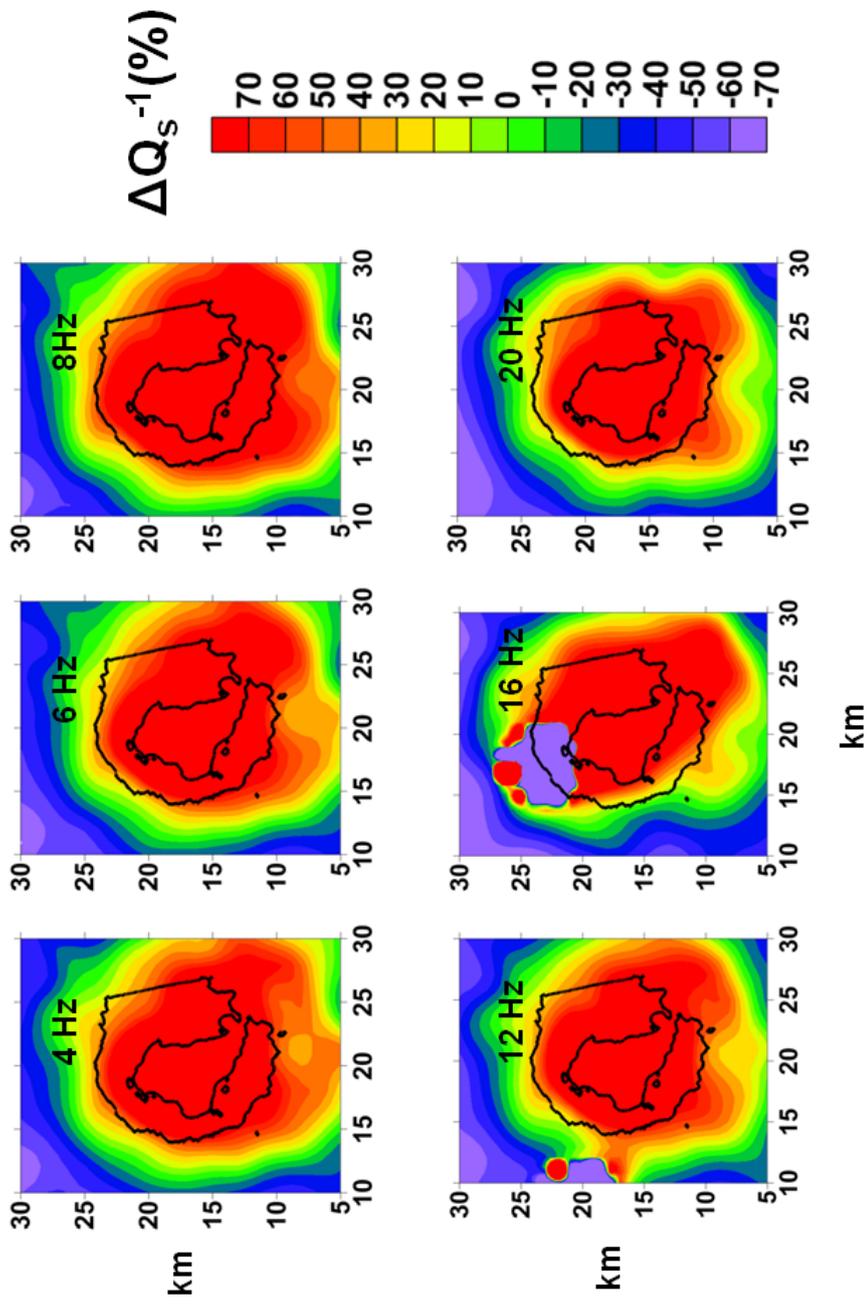


Figura 10.14: Mapas de anomalías de Q_s^{-1} para las seis bandas de frecuencias analizadas. Los mapas resaltan el centro de la isla como la zona con los mayores valores de scattering (la figura corresponde a la figura 12 de Prudencio et al. [2013b]).

10.3 DISCUSIÓN

10.3.1 Los valores medios de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} y su dependencia con la frecuencia

Como ya hicimos para el caso de Tenerife, a pesar de que nuestro objetivo es obtener una distribución regional de los procesos de atenuación, hemos calculado los valores medios para toda la región en función de la frecuencia. Estos valores pueden verse en la tabla 10.1.

Podemos observar que existe una fuerte dependencia entre los valores de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} y la frecuencia. Las relaciones empíricas que vinculan los valores de Q y la frecuencia son:

$$Q_i = 19 \cdot f^{0,85} \quad (10.8)$$

$$Q_s = 3 \cdot f^{0,87} \quad (10.9)$$

$$Q_t = 9 \cdot f^{0,93} \quad (10.10)$$

Podemos observar como los tres valores de Q tiene una dependencia con la frecuencia muy similar que varía entre 0,85 y 0,93. Este rango de valores coincide con la dependencia frecuencial observada en otras regiones volcánicas (Sato and Fehler, 1998; Del Pezzo, 2008). Si comparamos estos valores con los obtenidos en otros estudios de atenuación en la región, por ejemplo, los trabajos de Vila et al., 1995 o Martinez-Arevalo et al., 2003, observamos patrones similares.

Frequency	Q_i^{-1}	Q_s^{-1}	Q_t^{-1}	Q_i	Q_s	Q_t
4Hz	0,015 ± 0,002	0,09 ± 0,03	0,011 ± 0,03	67	11	9
6Hz	0,012 ± 0,001	0,08 ± 0,02	0,09 ± 0,02	83	12	11
8Hz	0,010 ± 0,001	0,06 ± 0,01	0,07 ± 0,01	100	17	14
12Hz	0,0066 ± 0,0007	0,044 ± 0,09	0,051 ± 0,009	151	23	20
16Hz	0,0048 ± 0,0005	0,030 ± 0,006	0,032 ± 0,006	208	33	31
20Hz	0,0040 ± 0,0004	0,024 ± 0,005	0,026 ± 0,005	250	42	38

Tabla 10.1: Valores medios de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} , Q_t^{-1} , Q_i , Q_s y Q_t .

Además, los valores de Q_i obtenidos en esta tesis son muy similares a los valores de Q_i y Q_c obtenidos en otras regiones [Del Pezzo, 2008].

[Martinez-Arevalo et al., 2003] obtuvieron una ley de dependencia con la frecuencia de $Q_i = 15 \cdot f^{0,86}$, mientras que Q_c para un lapso de tiempo de 8 segundos responde a: $Q_c = 12 \cdot f^{0,88}$ y para un lapso de tiempo de 10 segundos: $Q_c = 24 \cdot f^{0,70}$. Es destacable que diferentes técnicas y bases de datos proporcionen valores de atenuación muy similares.

En general, las correlaciones más importante entre los diferentes estudios de atenuación de la región son:

- Valores altos de atenuación sísmica.
- Fuerte dependencia de los valores de atenuación con la frecuencia.
- Fuerte dominio del proceso de scattering frente a la atenuación intrínseca.

Cabe destacar que el proceso de scattering domina claramente frente a la atenuación intrínseca, los valores de Q_s son al menos un orden de magnitud menores que los de Q_i . Incluso en las zonas externas de la isla donde los efectos de scattering son menores, su contribución al Q_i es más importante que la de la atenuación intrínseca.

10.3.2 Distribución regional de Q_i^{-1}

La figura 10.11 muestra una distribución muy heterogénea de los valores de atenuación intrínseca. Vamos a interpretar esta heterogeneidad en relación con las propiedades tectónicas y volcánicas de la región y apoyándonos en la figura 7 de Zandomenighi et al. [2009] y las figuras 6 y 7 de Ben-Zvi et al. [2009].

Podemos distinguir claramente dos regiones en función de su comportamiento de atenuación intrínseca: la zona norte de la región, la cual presenta valores muy bajos de atenuación intrínseca y el resto del área de estudio donde indentificamos diferentes cuerpos de alta atenuación con otras estructuras más pequeñas de baja atenuación. Hay que destacar que donde Ben-Zvi et al. [2009] y Zandomenighi et al. [2009] observan anomalías de alta velocidad, nosotros encontramos bajos valores de atenuación intrínseca y viceversa, asociamos áreas de alta atenuación con aquellas que presentan anomalías de baja velocidad.

La zona norte de la región, con bajos valores de atenuación intrínseca, coincide con el basamento cristalino del margen continental del Estrecho del Bransfield. Como

indicaron Zandomeneghi et al. [2009], este área debe ser más rígido y estar más consolidado que la zona sudeste de la región. Este área, que define el límite noroeste del Estrecho del Bransfield, coincide con el margen noroeste de la caldera, que ha sido confirmado mediante estudios batimétricos [Barclay et al., 2009].

Existen cuatro zonas bien definidas de alta atenuación intrínseca que se han identificado como A, B, C y D en la figura 10.11. Todas ellas coinciden con las zonas de baja velocidad descritas por Zandomeneghi et al. [2009]. Cada área de alta atenuación intrínseca ha sido interpretada en relación con diferentes características estructurales y volcánicas por Ben-Zvi et al. [2009] y Zandomeneghi et al. [2009]. Tres de las áreas de alta atenuación intrínseca están localizadas fuera de la Isla Decepción y una de ellas (área A) está justo bajo la bahía de Port Foster, en el centro de la isla. Esta última zona coincide con el área que estos autores interpretan como una cámara magmática bajo la Isla Decepción que se desde 1 a 8 km de profundidad. Sin embargo, no se puede excluir el efecto que produciría un potente estrato de depósitos sedimentarios someros [Ben-Zvi et al., 2009].

Podemos interpretar las zonas B y C como una combinación de diferentes efectos: potentes depósitos sedimentarios, la presencia de sistemas de fallas normales activas [Fernández-Ibáñez et al., 2005] o posibles conos volcánicos submarinos [Barclay et al., 2009]. La alta atenuación intrínseca observada en la zona D podría estar relacionada con la presencia de un fondo marino irregular que incluya pequeños conos volcánicos submarinos (Barclay et al., 2009; Zandomeneghi et al., 2009).

10.3.3 Distribución regional de Q_s^{-1}

Debido a que el proceso de scattering domina frente al proceso de atenuación intrínseca (es al menos un orden de magnitud mayor), la distribución de Q_t^{-1} es prácticamente la misma a la distribución de scattering.

La principal observación que podemos hacer es que la zona con mayores valores de scattering en comparación con el resto de la región, se corresponde con el centro de la Isla Decepción (Port Foster). Esta zona coincide con la zona A identificada en los mapas de atenuación intrínseca. Es interesante observar que esta anomalía de altos valores de scattering se mantiene en todo el rango de frecuencias analizado. Esta observación implica que el efecto de scattering está presente en todas las longitudes de onda. Como indicamos en la interpretación de Q_i^{-1} , esta región se encuentra en una zona donde estudios anteriores propusieron la existencia de una capa de material de baja velocidad

que consistiría en una capa de relleno de cuenca junto con una cámara magmática subyacente que se extendería desde 1.5 km hasta aproximadamente 6 km y que podría contener un gran volumen de material parcialmente fundido.

El hecho de que hayamos observado valores tan altos de atenuación por scattering en un área donde se ha confirmado la presencia de magma, podría sugerir que el área fundida no es homogénea, sino que está formada por la superposición de diferentes paquetes de fundidos dentro de una estructura formada por rocas enfriadas, favoreciendo de este modo los procesos de scattering.

10.3.4 *Distribución regional de las anomalías de Q_i^{-1} y Q_s^{-1}*

Tal y como hicimos en Tenerife, hemos calculado los mapas de anomalías de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} , ya que son mapas ampliamente usados en los estudios de atenuación sísmica. Mediante los mapas de anomalías podemos resaltar aquellas zonas con altos contrastes de atenuación.

Para el caso de la atenuación sísmica, las cuatro zonas de alta atenuación definidas anteriormente se puede identificar de una manera más evidente. Para la atenuación por scattering, podemos observar que el efecto de la alta atenuación del centro de la isla.

En ambos casos podemos comprobar que los contrastes de atenuación son muy fuertes, como ya pudimos ver en los mapas de distribución regionales.

Capítulo 11

**ESTRUCTURA 3D
DE ATENUACIÓN
MEDIANTE EL
MÉTODO DE
NORMALIZACIÓN
DE LA CODA**

ESTRUCTURA 3D DE ATENUACIÓN MEDIANTE EL MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA

11.1 APLICACIÓN DEL MÉTODO

11.1.1 *Trazado del rayo y selección de los datos*

Hemos obtenido la trayectoria para cada rayo en el modelo 3D de velocidad de Decepción obtenido por [Zandomeneghi et al. \[2009\]](#) mediante una extensión de la aproximación del método de *bending* [[Um and Thurber, 1987](#)], que ha sido aplicado en otras regiones con fuertes contrastes en velocidad (Figura [11.1](#)). A pesar de que no tiene en cuenta las trayectorias de los rayos reflejados, esto no supone una limitación ya que no han sido considerados en este trabajo. Después de dividir la región en bloques de 1km^3 hemos almacenado, igual que para el caso de Tenerife, la longitud total de cada rayo y la longitud de cada rayo que atraviesa cada bloque. Como ya mencionamos anteriormente, esta base de datos es necesaria para definir la matriz de los coeficientes.

Una vez realizado el trazado de rayos, debemos de considerar aquellas señales de máxima calidad siguiendo el mismo razonamiento de capítulos anteriores. Así, definiendo el factor de calidad como la relación de la raíz cuadrática media de las amplitudes de las ondas P y las ondas de coda en el dominio de la frecuencia y seleccionando aquellas señales con un ratio mayor a 1,5, obtenemos un total de 20,283.

11.1.2 *Estimación de los observables mediante el método NC*

Para estimación de los observables mediante el método de Normalización de la Coda hemos utilizado la misma metodología que para la isla de Tenerife, que se basa en el trabajo realizado por [Del Pezzo et al. \[2006a\]](#) y [De Siena et al. \[2009\]](#) (ver apartados [2.2](#) y [7.1](#)).

A continuación, basándonos en la misma metodología usada para Tenerife, hemos establecido que la duración de la ventana para las ondas P es de 1,5 segundos desde el comienzo de la llegada de las ondas P. De la misma manera, hemos establecido que la

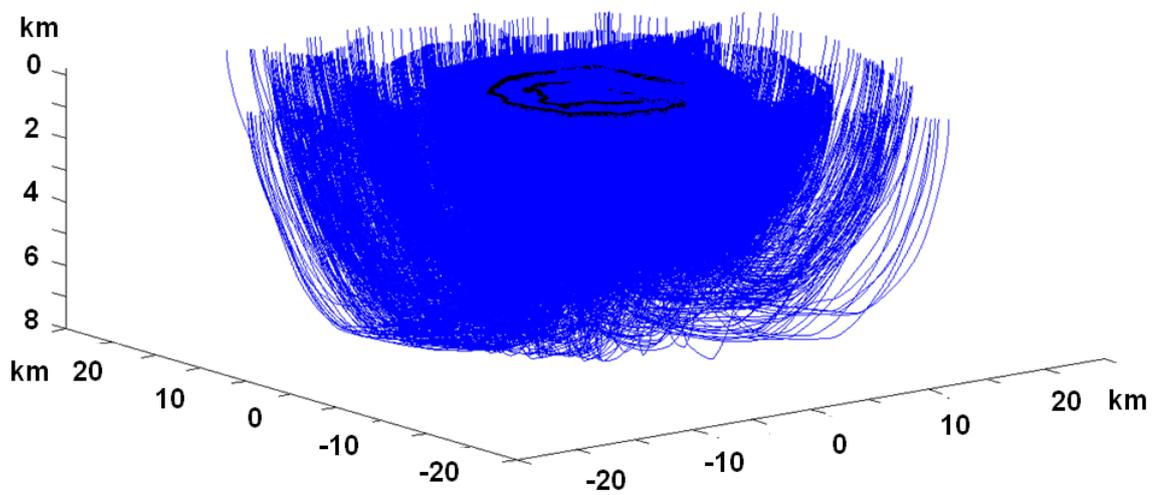


Figura 11.1: Mapa de cobertura de rayos utilizados en este trabajo. Las líneas azules corresponden al trazado de los rayos y la línea negra corresponde a la línea de costa de la isla Decepción. Puede observarse que existe una muy buena cobertura de rayos no sólo para la Isla Decepción sino también para sus alrededores.

ventana de las ondas de coda comienzan a los 9 segundos y terminan a los 12 segundos desde el tiempo origen. Hemos aplicado una Transformada de Fourier Discreta (DFT) a las señales una vez seleccionadas las ventanas, asumiendo un suavizado del 10% para ambas ventanas, la de la onda P y la de la coda. Hemos calculado la media del módulo de la Transformada de Fourier, la amplitud espectral, para una banda de frecuencia centrada en la frecuencia, f_c , 6 Hz con un ancho de banda de $f_c \pm 0,6f_c$. Y a continuación hemos obtenido el ratio entre las amplitudes espectrales de las ondas P y las ondas de coda. Si multiplicamos el logaritmo natural del ratio por la longitud del trazado del rayo obtenemos el valor de R_{ij} .

El volumen utilizado en este trabajo tiene una extensión de $40km^2$ y una extensión en profundidad de $11km$ que hemos dividido en bloques de $1km^3$ según los criterios previamente establecidos. A continuación, hemos calculado las intersecciones de los trazados de rayos en cada bloque obteniendo así los valores de s_b y l_{ijb} para cada bloque. Finalmente, hemos invertido la ecuación 2.8 simultáneamente para K y para Q_p^{-1} .

11.2 TEST DE RESOLUCIÓN

Hemos realizado un *checkerboard test* (test de tablero de ajedrez) para comprobar la calidad y robustez de la solución. Hemos obtenido una solución para aquellos bloques que son atravesados al menos por 5 rayos, siguiendo la ecuación 2.8 para un. Para este procedimiento hemos calculado los ratios de las amplitudes espectrales para cada pareja estación-fuente y hemos añadido un ruido aleatorio Gaussiano con media 0 y un valor de sigma del 10% de los datos mediante un generador de números aleatorios.

Los resultados observados en las figuras 11.2, 11.3 y 11.4 muestran que existe muy buena resolución para toda la isla, sobretodo entre 1 y 4 km de profundidad. Para el resto de profundidades y en las inmediaciones de la isla la resolución sigue siendo buena. Por tanto, podemos considerar que nuestros resultados están bien resueltos y son de gran calidad.

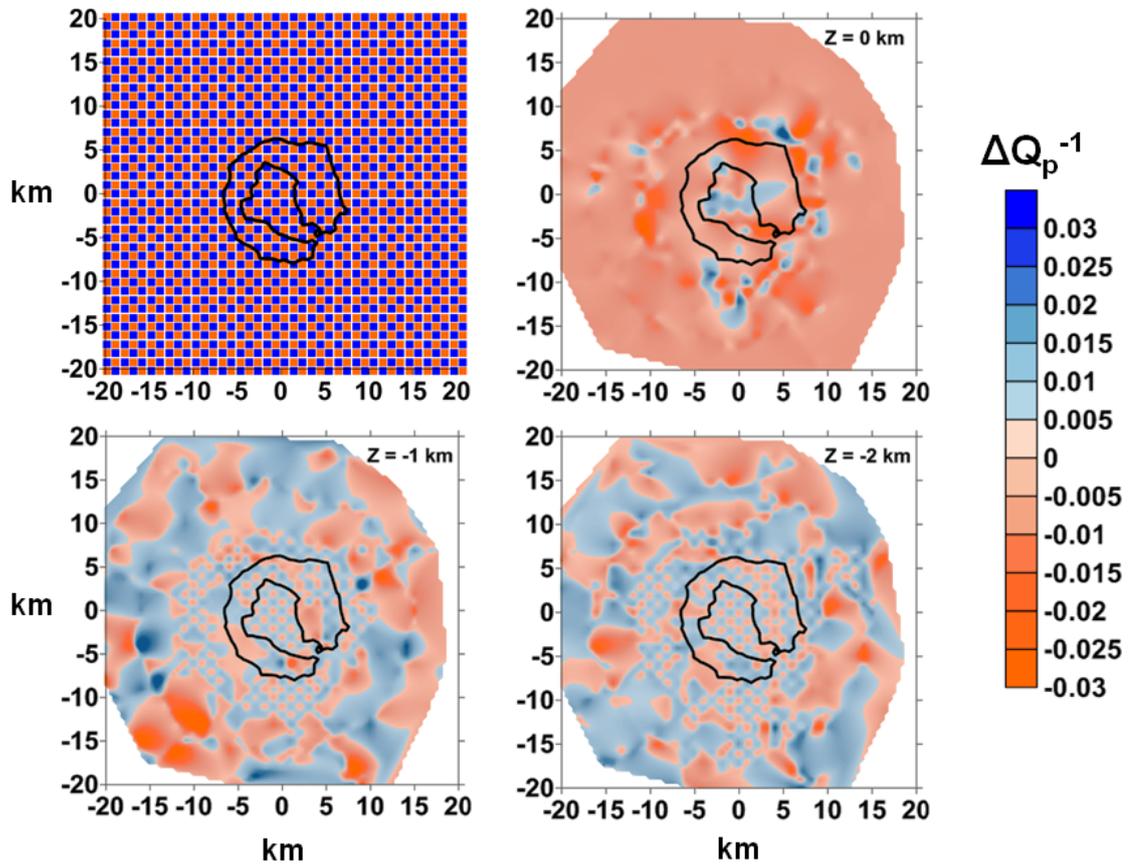


Figura 11.2: En la esquina superior izquierda está representada la sección horizontal inicial del tablero de ajedrez. Además, se muestran secciones horizontales a las profundidades de 0, 1 y 2 km del modelo recuperado.

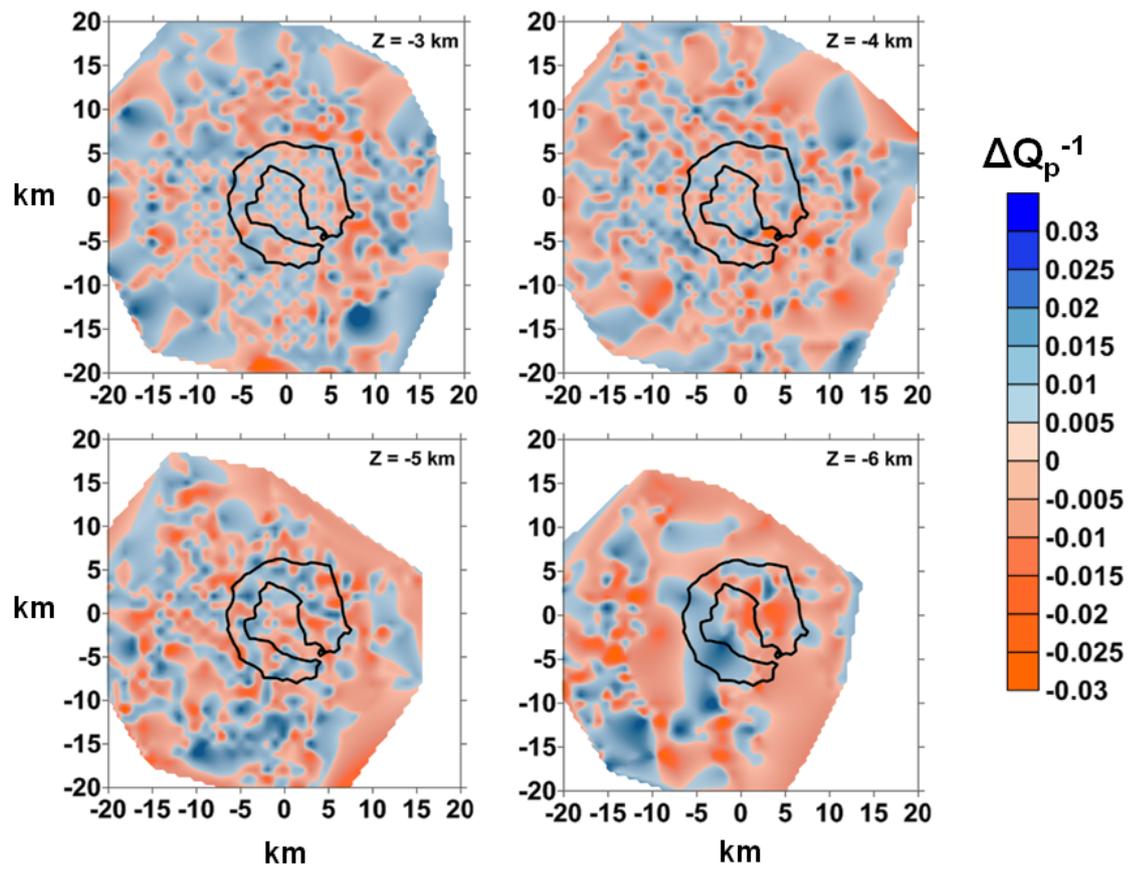


Figura 11.3: Continuación de la figura 11.2 para las secciones horizontales correspondientes a las profundidades de 3, 4, 5 y 6 km del modelo recuperado.

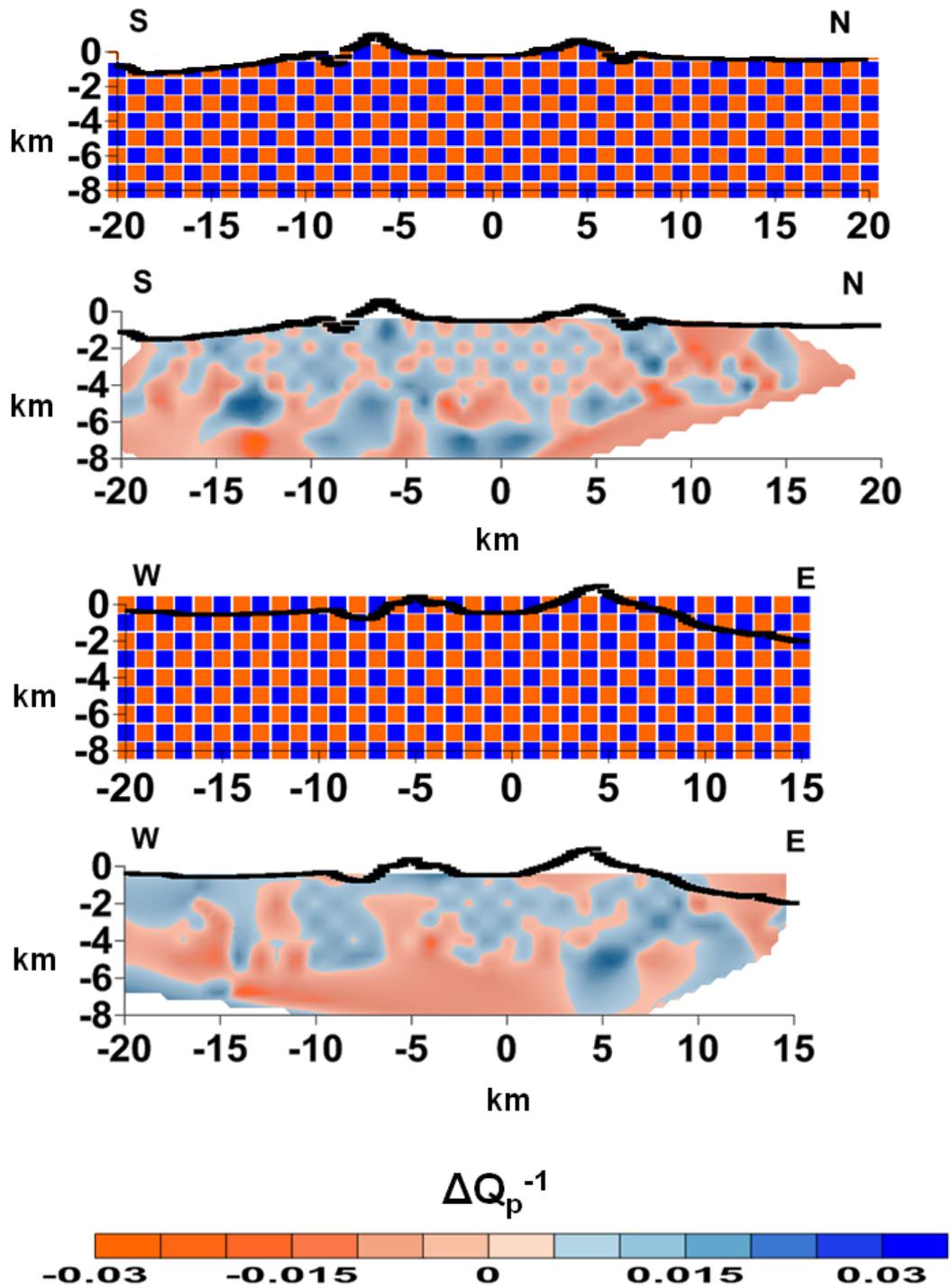


Figura 11.4: Secciones verticales S-N (arriba) y W-E (abajo). Podemos observar las similitudes entre los modelos iniciales y los modelos recuperados.

11.3 RESULTADOS

Hemos representado las distribuciones regionales de Q_p^{-1} mediante mapas de anomalías para resaltar las zonas con altos contrastes de atenuación. Los resultados los presentamos tanto en secciones verticales (Figura 11.5) como en secciones horizontales entre 0 y 6 km de profundidad (Figuras 11.6, 11.7, 11.8 y 11.9).

Podemos observar como toda la región presenta un carácter muy heterogéneo. La anomalía más destacable es la localizada en Port Foster. Se trata de una anomalía de alta atenuación que se observa a todas las profundidades pero es más evidente entre 2 y 4 km.

11.4 DISCUSIÓN

En este trabajo se ha aplicado la metodología descrita por [Del Pezzo et al. \[2006a\]](#) y [De Siena et al. \[2009\]](#) para obtener una imagen tridimensional de la isla Decepción. Aunque esta metodología inicialmente fue propuesta para el análisis de la tomografía de terremotos usando ondas S, tal y como [? demuestran](#) y como se ha demostrado para el caso de la isla de Tenerife, esta metodología también es aplicable a una ventana de la onda P generadas por sismica activa.

En este trabajo hemos obtenido un valor promedio de $Q_p(6\text{Hz})$ de 33. En el capítulo 10 usando el modelo de difusión se obtuvo un valor de $Q_\beta(Q_{total} - promedio, 6\text{Hz})$ (tabla 10.1) de 11. Por tanto, observamos que para la isla de Decepción la razón $Q_p - Q_s$ es 3, similar a la observada en otras regiones.

Siguiendo los resultados obtenidos de la separación de $Q_{intrínseca}$ y $Q_{scattering}$ se ha observado que el $Q_\beta(total)$ para la isla Decepción estaba influenciado por los valores de $Q_{scattering}$. Por tanto, es posible pensar en nuestro caso que los valores de Q_p obtenidos en esta inversión que representan el Q_{total} son más un reflejo de los efectos de la atenuación por scattering que de la atenuación intrínseca. Atendiendo a la distribución regional de $Q_{intrínseca}$ de las figuras 10.11, 10.12, 10.13 y 10.14 se han construido atendiendo a las anomalías de atenuación. De nuevo, como se observó en el capítulo 10 existen pocas diferencias entre los mapas de valores absolutos y los valores de anomalías.

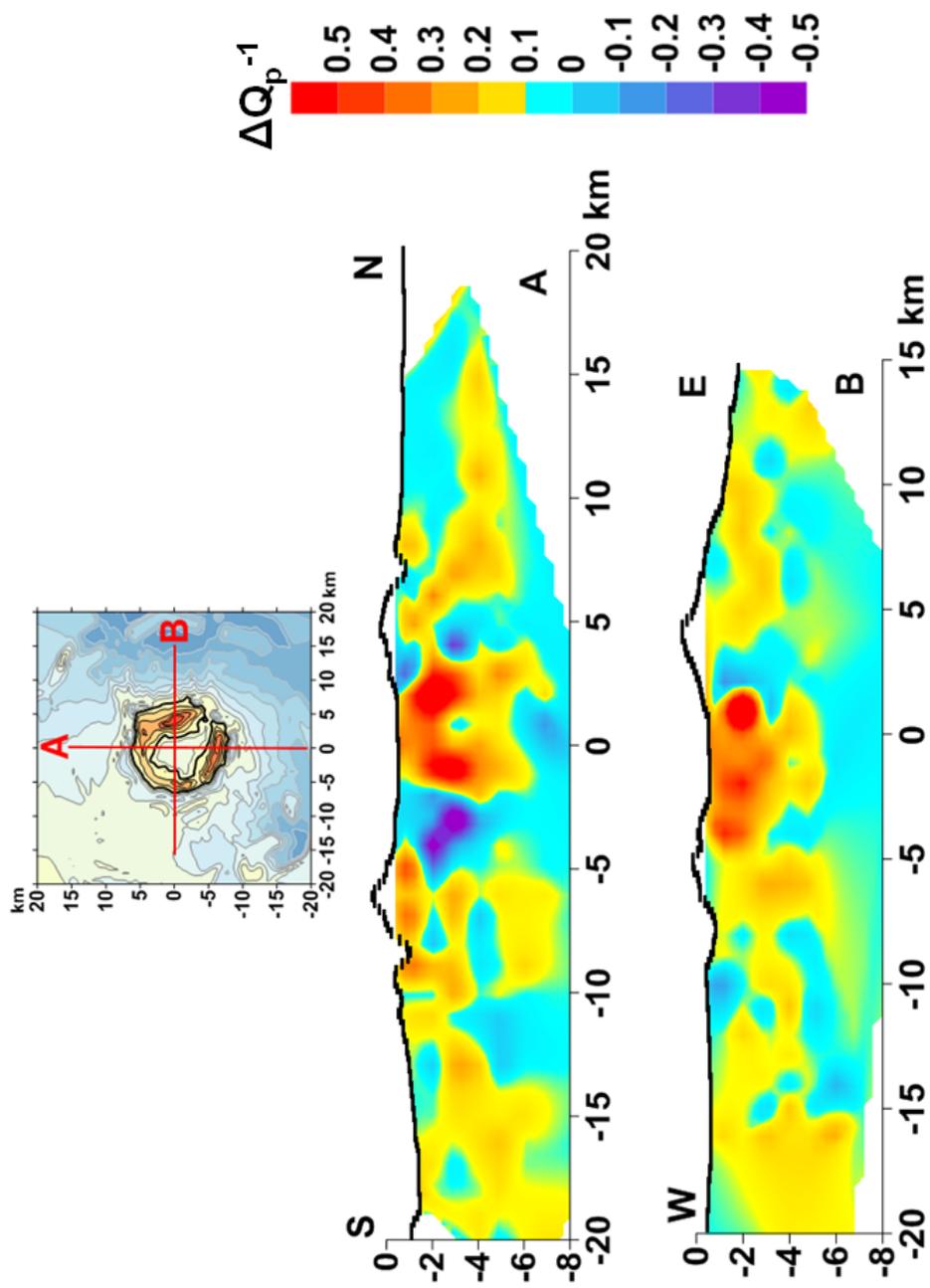


Figura 11.5: Secciones verticales S-N y W-E que representan la estructura en atenuación obtenidas mediante el método de normalización de la coda.

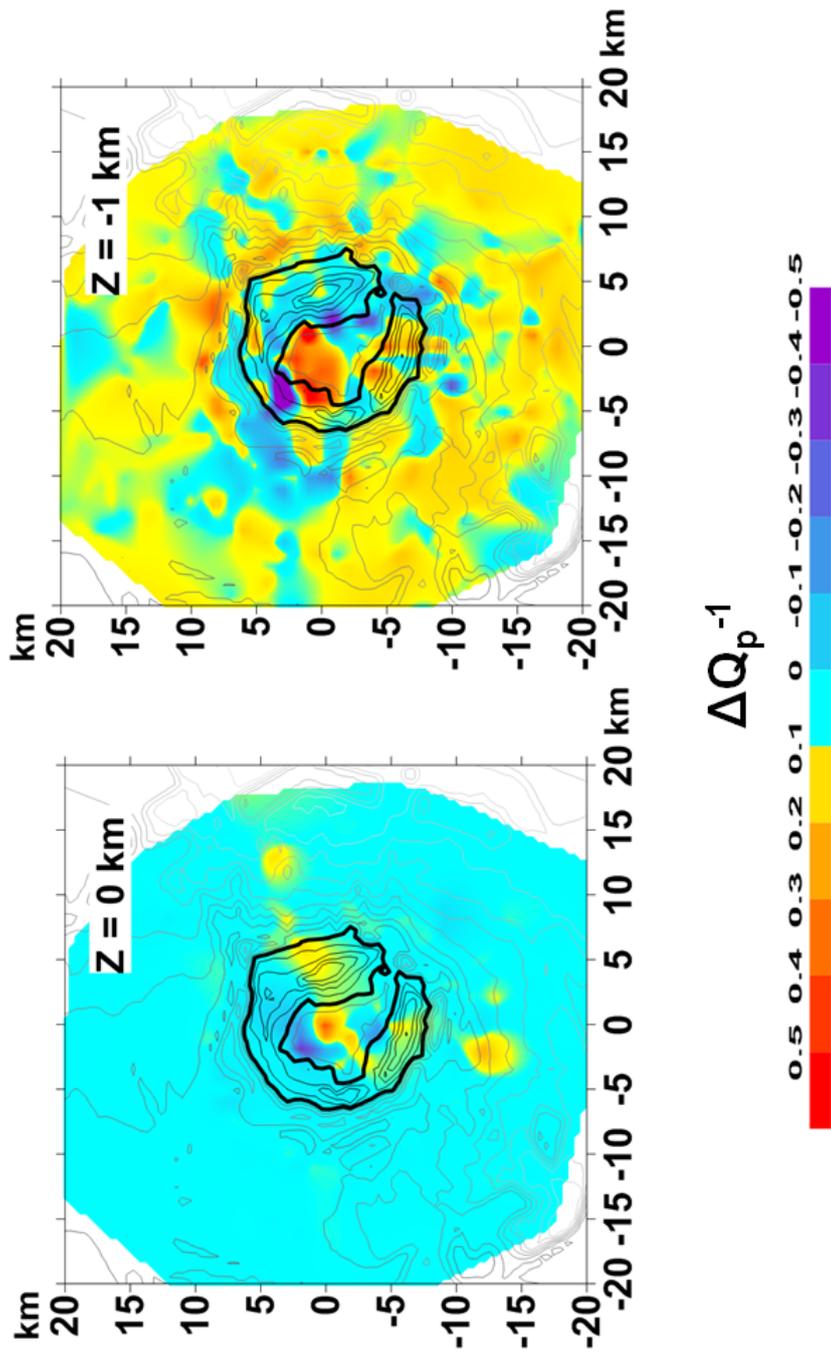


Figura 11.6: Secciones horizontales correspondientes a la estructura en atenuación obtenidas mediante el método de normalización de la coda a 0 km y a 1 km bajo el nivel del mar.

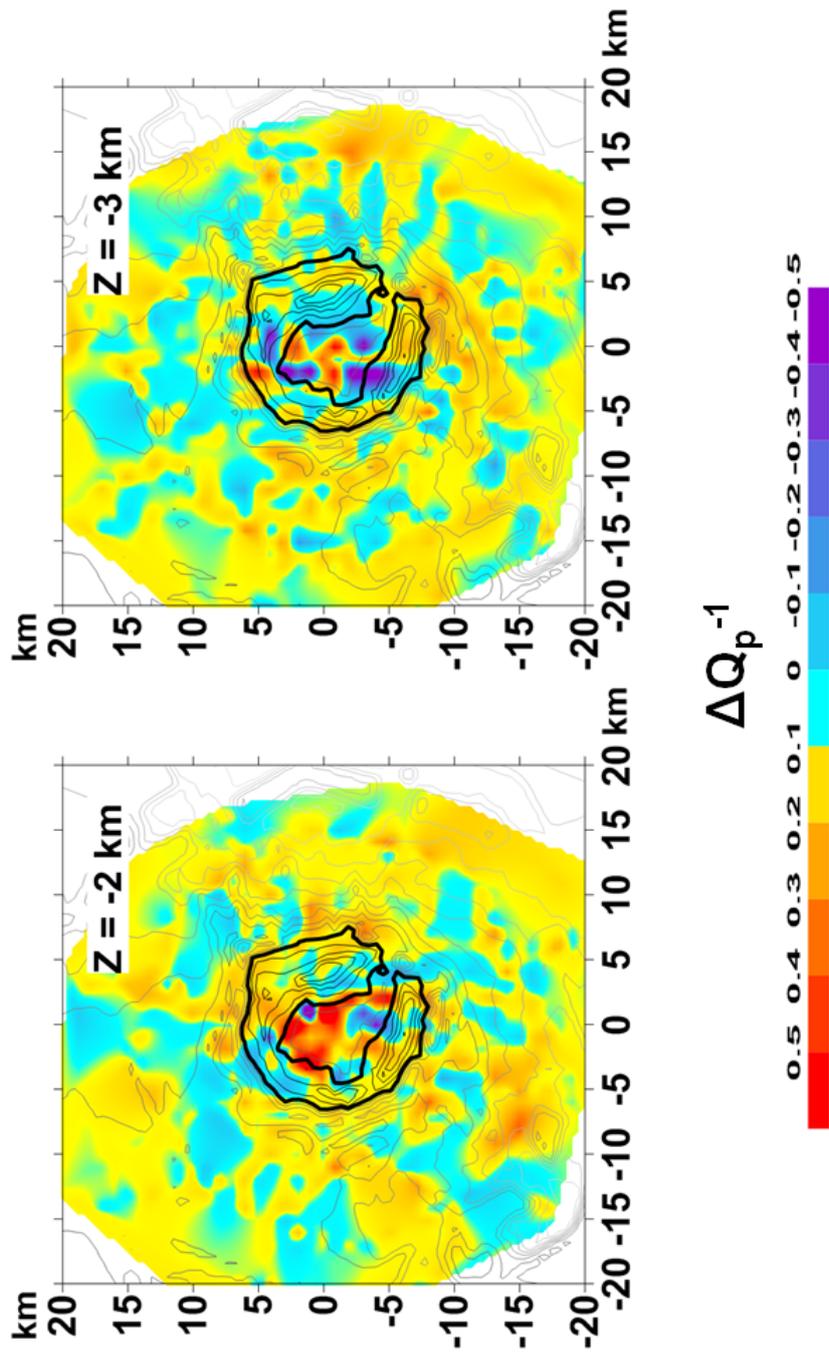


Figura 11.7: Secciones horizontales correspondientes a la estructura en atenuación obtenidas mediante el método de normalización de la coda a 2 y 3 km bajo el nivel del mar.

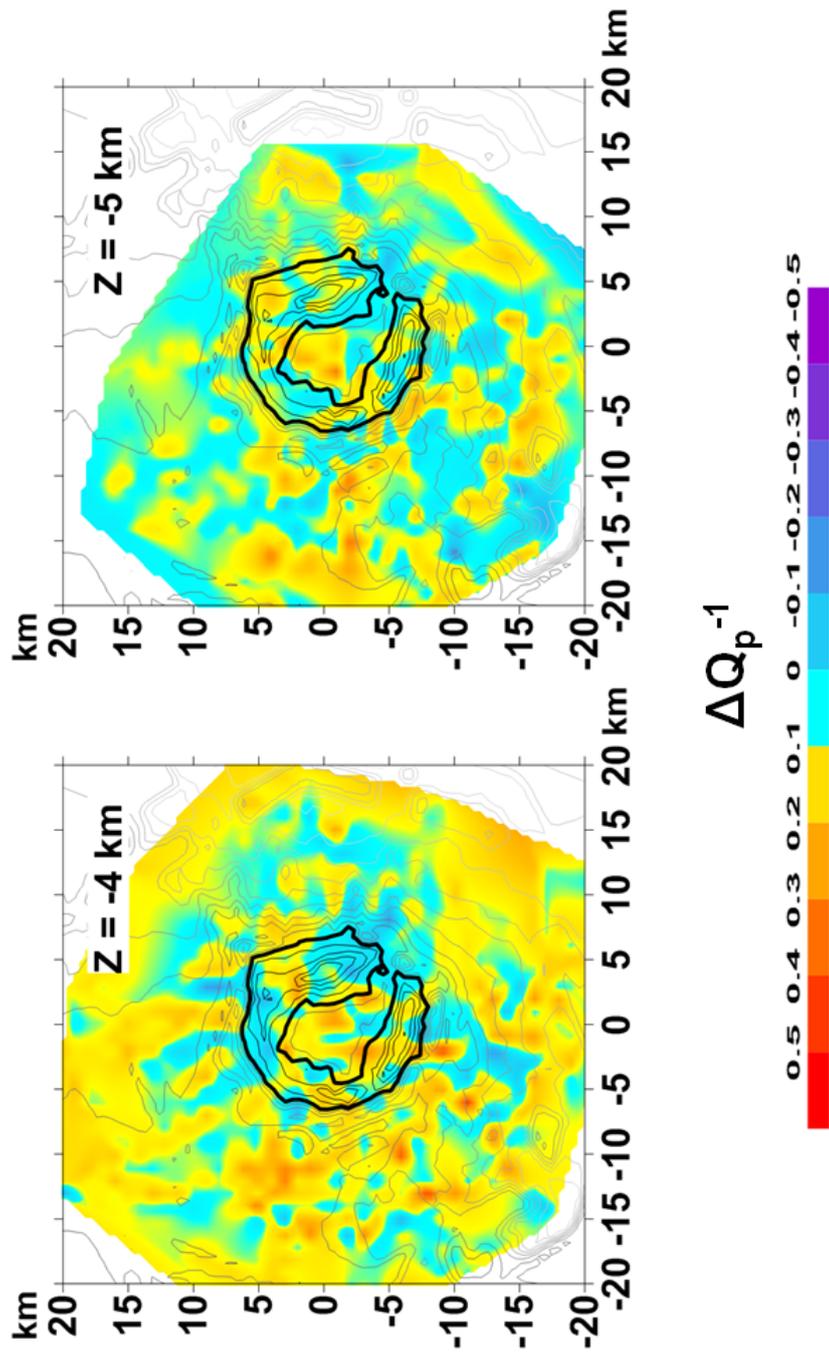


Figura 11.8: Secciones horizontales correspondientes a la estructura en atenuación obtenidas mediante el método de normalización de la coda a 4 y 5 km bajo el nivel del mar.

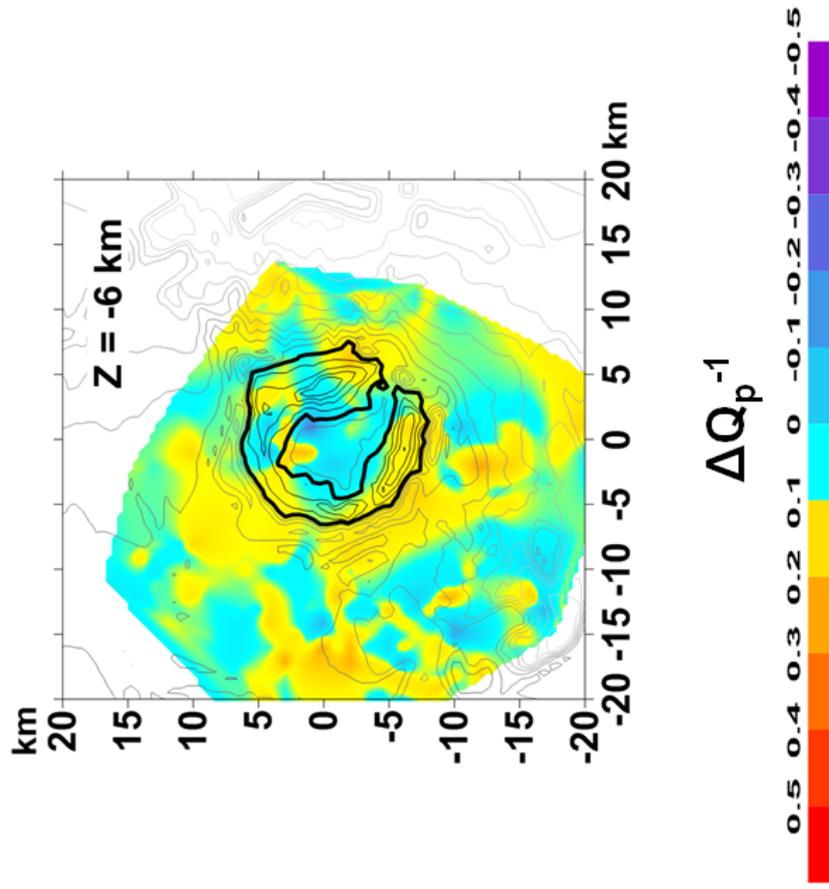


Figura 11.9: Secciones horizontales correspondientes a la estructura en atenuación obtenidas mediante el método de normalización de la coda a 6 km bajo el nivel del mar.

Es posible observar una serie de características en la distribución de anomalías de atenuación para la isla Decepción que a continuación enumeramos:

- Los mapas revelan una distribución muy heterogénea de las anomalías de atenuación para toda la región estudiada, aunque la mayoría de los contrastes vienen asociados a la estructura volcánica de la isla Decepción.
- Se observa que gran parte de Port Foster viene dominado por una muy fuerte anomalía positiva de Q_p^{-1} , lo que implica una estructura de alta atenuación. Esta observación es más evidente en la figura 11.5 de las secciones verticales. Este cuerpo de alta atenuación se prolonga al menos hasta 6 km de profundidad y coincide, en gran medida, con las observaciones realizadas en la separación de $Q_{intrinsic}$ y $Q_{scattering}$ y en las tomografías de velocidad 2D [Ben-Zvi et al., 2009] y 3D [Zandomenighi et al., 2009]. Puesto que esta estructura altamente atenuativa se prolonga en profundidad no es posible atribuirle exclusivamente a los posibles efectos de depósitos volcanoclásticos y sedimentarios en superficie. Por tanto, nuestra imagen supone una confirmación adicional e independiente de las ya realizadas hasta ahora: la existencia de un cuerpo de alta atenuación en el centro de la isla con material magmático o material parcialmente fundido.
- Es interesante resaltar la presencia de un cuerpo de baja atenuación situado en el cuadrante SW de la isla Decepción. Esta estructura no se observa en los mapas de separación de $Q_{intrinsic}$ y $Q_{scattering}$ y, sin embargo, si es indicada en la tomografía de velocidad de Zandomenighi et al. [2009]. Es posible interpretarla como el resultado de la presencia de un cuerpo antiguo o consolidado de la estructura volcánica de la isla.
- Si comparamos los resultados obtenidos en esta imagen con la estructura en velocidad de Zandomenighi et al. [2009], el N de la isla presenta algunas diferencias. Mientras que los estudios previos, incluyendo la separación de $Q_{intrinsic}$ y $Q_{scattering}$, revelan una mayor homogeneidad de baja atenuación para el norte de la región, la presente imagen indica algunos contrastes en atenuación. Sin embargo, nuestros resultados son compatibles con las observaciones previamente realizadas. Nosotros observamos que la estructura más superficial de la región (perfil S-N de la figura 11.5) hasta los primeros 4 km presenta valores de baja atenuación, mientras que en la parte más profunda aparecen anomalías de baja atenuación.

- En general, nuestras observaciones son compatibles con una estructura volcánica altamente heterogénea que se extiende mucho más allá de una porción de tierra emergida correspondiente a la isla Decepción, como ya apuntaban [Barclay et al. \[2009\]](#).

Podemos resaltar que nuestras imágenes de atenuación suponen una ayuda para poder interpretar o entender la estructura de la región. [Zandomenighi et al. \[2009\]](#) obtienen que, por ejemplo, el norte del área de estudio corresponde a un cuerpo de alta velocidad, mientras que nuestro estudio revela que esta alta velocidad si bien también contiene elementos de alta atenuación a una cierta profundidad, cambia su comportamiento. Estos resultados paradójicamente pueden ser compatibles: si consideramos que nuestros resultados están influenciados por el scattering, la presencia de dos estructuras compactas heterogéneas producirían una alta velocidad pero podrían suponer un contraste de atenuación sísmica. De esta manera, el cuerpo cristalino asociado al basamento de la isla Decepción, lo iluminamos como un cuerpo heterogéneo con contrastes asociados a la profundidad.

Parte 4

CONCLUSIONES
Y
TRABAJO FUTURO

“¡Estudia!

No para saber una cosa más,

sino para saberla mejor”.

— L.A. Séneca (Filósofo latino)

Capítulo 12

CONCLUSIONES
Y
TRABAJO FUTURO

CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

Los resultados obtenidos en la presente tesis nos permiten afirmar que los estudios de atenuación sísmica son necesarios para poder entender de mejor manera o de manera más clara las complejas estructuras de las regiones volcánicas. La distribución bi o tridimensional de la estructura de atenuación resulta un elemento relevante para añadir información sobre la naturaleza de las rocas bajo los volcanes o ayudar a entender cómo de complejas pueden llegar a ser las formas de ondas en estos ambientes.

A continuación, presentamos una serie de conclusiones parciales asociadas tanto a aspectos teóricos, como metodológicos o experimentales.

12.1 CONCLUSIONES TEÓRICAS

La generación de los sismogramas en áreas volcánicas altamente heterogéneas puede ser explicado de una manera convincente y clara asumiendo que tiene lugar un proceso de difusión de las ondas sísmicas. Esta hipótesis asume que se produce un proceso de múltiple scattering fuerte en una región elipsoidal que rodea el camino directo entre la estación y la fuente.

Asumir que el proceso de difusión tiene lugar implica a su vez que cuando se está trabajando con señales generadas por fuentes artificiales, aunque la fuente primaria sea de ondas P, la mayor parte del sismograma está compuesto por ondas S generadas en el proceso de conversión de las ondas P a ondas S en el proceso de scattering.

12.2 CONCLUSIONES METODOLÓGICAS

En primer lugar, hemos demostrado que mediante el modelo de difusión tenemos la capacidad de separar los efectos de atenuación intrínseca y de scattering. Esta demostración viene dada con las figuras 6.4 y 10.4 que ilustran como los parámetros b y d no están acoplados y por tanto, son independientes: el parámetro b está relacionado con la atenuación intrínseca y d está relacionado con el scattering. El hecho de que sean

independientes permite calcular de manera separada los efectos de atenuación intrínseca y de scattering.

Además, en la presente tesis se ha desarrollado una nueva metodología que permite obtener la distribución regional de los valores de $Q_{intrínseco}$ y $Q_{scattering}$ acorde con el modelo de difusión y asumiendo que la probabilidad de que un escaterador contribuya a la formación del sismograma corresponde a una distribución Gaussiana.

Por otra lado, la metodología descrita por [Del Pezzo et al. \[2006a\]](#) y [De Siena et al. \[2009\]](#) para la obtención de la estructura tridimensional en atenuación no contempla, en principio, los altos contrastes topográficos que se presentan en la isla de Tenerife. Este hecho puede introducir algunos errores sistemáticos para la isla de Tenerife. Por tanto, este trabajo debe considerarse como un avance de una primera imagen de la estructura 3D de atenuación de la isla de Tenerife. Recientemente, [?](#) están desarrollando una nueva metodología que permite incorporar, o tener en cuenta, estos contrastes topográficos y será aplicada en un futuro próximo en la isla de Tenerife.

Se ha comprobado que los datos analizados tanto para Tenerife como para Decepción son de alta calidad y permiten obtener imágenes fiables de atenuación sísmica. Esta observación indica la necesidad de contar con buena cobertura azimutal de datos y estaciones.

Los test de robustez (p.e. *jackknifing test*) aplicados a este trabajo reflejan inicialmente una sobredimensión en el volumen de datos, sin embargo, esta sobredimensión resulta necesaria si se quiere garantizar una buena calidad de las imágenes.

12.3 CONCLUSIONES EXPERIMENTALES

Los resultados de atenuación sísmica revelan que para las dos regiones estudiadas la atenuación por scattering domina sobre la atenuación intrínseca y, por tanto, la atenuación total es más un reflejo de los procesos de scattering.

En las dos metodologías aplicadas en la presente tesis se observa un fuerte contraste de atenuación sísmica, esperado para una región altamente heterogénea como lo son las áreas volcánicas.

En todas las regiones y metodologías aplicadas se ha observado una muy fuerte correlación entre las anomalías de atenuación y velocidad de propagación: baja atenuación sísmica con alta velocidad y alta atenuación sísmica con baja velocidad.

La isla de Decepción presenta una estructura de atenuación por scattering en donde se revela un cuerpo magmático en el centro de Port Foster y que viene confirmado con

la estructura de atenuación intrínseca, siendo la característica más evidente del estudio de la separación de $Q_{intrínseco}$ y $Q_{scattering}$. Los resultados de la tomografía de atenuación 3D para la isla de Decepción, además de corroborar este cuerpo de alta atenuación del centro de la isla, revela una complejidad estructural de la región, incluso en las zonas donde la estructura en velocidad era inicialmente más homogénea.

La aplicación del modelo de difusión a nuestros datos, ha permitido la separación de $Q_{intrínseco}$ y $Q_{scattering}$ para una región tan grande como la isla de Tenerife, siendo probablemente la primera vez que se obtiene un resultado de este tipo para una región tan grande. Los valores de atenuación sísmica en la isla de Tenerife aún reflejando una alta atenuación, muestran una estructura atenuativa menor que la observada para la isla Decepción, asociado a que la zona analizada incluye un muestreo a mayor profundidad. Al igual que en los resultados anteriores, la atenuación por scattering domina frente a la atenuación intrínseca para la isla de Tenerife y la distribución regional de la atenuación tiene una fuerte correlación con la distribución de la velocidad. La tomografía 3D para la isla de Tenerife, aún siendo preliminar, revela una fuerte correlación entre la alta atenuación y las estructuras volcánicas recientes como las regiones de volcanismo histórico.

12.4 TRABAJO FUTURO

Hemos observado que la metodología utilizada para la obtención de la estructura 3D en atenuación no contempla, en principio, los altos contrastes topográficos que se presentan en la isla de Tenerife, lo que supone una desventaja a la hora de realizar el estudio ya que puede introducir algunos errores sistemáticos. Por tanto, en un futuro muy próximo incorporaremos o tendremos en cuenta estos contrastes topográficos con la nueva metodología desarrollada por ?.

Como se ha comprobado que los métodos utilizados en nuestro estudio de atenuación, tanto la separación $Q_{intrínseco}$ y $Q_{scattering}$ como la tomografía 3D, son fiables e independientes y pueden aplicarse tanto a regiones pequeñas como la isla Decepción o más extensas como la isla de Tenerife, pretendemos complementar las tomografías de tiempos de viaje realizadas en los volcanes Usu (Japón), Soufriere Hills (Isla de Montserrat) y Stromboli (Italia) con trabajos de atenuación. Los parámetros de atenuación que obtendremos, ayudarán a interpretar las imágenes tomográficas de velocidad.

Actualmente ha comenzado un proyecto europeo denominado MED-SUV (MEDiterranean SUPersite Volcanoes, *ENV*,2012,6,4 – 2) con el objetivo de mejorar el conocimiento del volcán Etna, su entorno y las Islas Eolias. Este proyecto tiene como objetivo realizar diferentes experimentos tanto de gravimetría, deformación, como de sísmica activa. Este último será similar a los experimentos TOMODEC y TOM-TEIDEVS que proporcionaron las bases de datos utilizadas en esta tesis. Con la realización de este nuevo experimento de sísmica activa, se pretende generar una base de datos que permita realizar la tomografía en velocidad y posteriormente los estudios de atenuación aquí realizados, que ayudarán a comprender la dinámica eruptiva de la región que comprende dos áreas altamente activas como las Islas Eolias y el volcán Etna.

CONCLUSIONS AND FUTURE WORK

The obtained results allow us to affirm that attenuation studies are necessary to understand the complexity of the volcanic regions. 2D or 3D attenuation distribution supported the interpretation of velocity tomography images, adding information about the nature of the rocks beneath volcanoes or helping to understand how much the complex waveforms of volcanic earthquakes are. Following, a number of partial conclusions associated with theoretical, methodological or experimental aspects are presented.

13.1 THEORETICAL CONCLUSIONS

Seismogram generation in highly heterogeneous volcanic areas can be explained clear and convincingly assuming that diffusion process takes place. This hypothesis assumes that a strong multiple scattering process takes place in a ellipsoidal region surrounding the source-station direct path.

Assume that the diffusion process takes place implies that, when we are working with signals generated by artificial sources, almost all of the seismogram is composed of S waves, generated in the P to S conversion of the scattering process.

13.2 METHODOLOGICAL CONCLUSIONS

Firstly, the capacity to separate the effects of intrinsic attenuation and scattering by the method is demonstrated with 6.4 y 10.4 figures. These figures illustrate how parameters b and d are not coupled when the fit of the diffusion model is performed on real data. We can affirm that b and d are independent: b is a parameter directly related to the intrinsic attenuation and d is related to scattering. Each pair of values is seen to have a minimum and the error tests allow for determination of the errors associated with each parameter in each fit. Thus, the main purpose of these figures is to show there is no trade-off between the two parameters, and therefore, our data permit the separation of Q_i and Q_s .

In addition, we have developed a new representation method which allow us to obtain regional distribution of $Q_{intrinsic}$ and $Q_{scattering}$ values according to the diffusion model and assuming that the probability that a scattered contributes to seismogram formation correspond to a Gaussian distribution.

Moreover, the methodology developed by [Del Pezzo et al. \[2006a\]](#) and [De Siena et al. \[2009\]](#) to obtain the 3D attenuation structure does not takes into account, initially, the high topographic contrasts observed in Tenerife. This fact can introduce some systematic uncertainties and therefore, this work should be considered as a preliminary study. ? are developing a new methodology to introduce, or take into account, theses high topographic contrasts and will be applied for Tenerife Island soon.

We have checked that the analyzed data for both Tenerife and Deception are high quality and allow us to obtain reliable seismic attenuation images.

The applied robustness tests (e.g. *jackknifing test*) initially reflect an oversize in the data volume, however, this amount of data is needed to guarantee a high quality of images.

13.3 EXPERIMENTAL CONCLUSIONS

The seismic attenuation results obtained reveal that the scattering attenuation dominates over intrinsic attenuation for both regions and hence, the total attenuation is more related with the scattering processes.

The seismic attenuation images obtained with both methodologies show a strong attenuation contrast, which is expected for a highly heterogeneous region as volcanic areas are. Moreover, a strong correlation between attenuation and velocity anomalies has been observed in both regions and with both methods: low seismic attenuation with high velocity and high seismic attenuation with low velocity.

Deception Islands shows a possible magmatic body in the center of Port Foster which is observed in the scattering images and confirmed with the intrinsic attenuation structure. This observation is the most important characteristic of the separation of $Q_{intrinsic}$ and $Q_{scattering}$ study. 3D attenuation tomography, besides to corroborate this high attenuation body in the center of the islands, reveals a structural complexity of the region, even in the areas where velocity tomography was more homogeneous.

The diffusion model methodology allow us to obtain $Q_{intrinsic}$ and $Q_{scattering}$ separately for a region as large as Tenerife, being probably the first time that this kind of result is obtained for a large region. Seismic attenuation values obtained reflect high attenuation

but lower than that observed for Deception Island. We obtain these lower values because we are analyzing deeper areas. As in previous result, scattering attenuation dominates over intrinsic attenuation and regional attenuation distribution has a strong correlation with velocity distribution. 3D attenuation structure, even being preliminar, reveals a strong correlation between high attenuation and historical eruptions regions.

13.4 FUTURE WORK

As explained above, the methodology developed to obtain the 3D attenuation structure does not takes into account the high topographic contrasts observed in Tenerife. Therefore, we are going to apply the new methodology developed by ? to introduce theses high topographic contrasts.

The method used in our attenuation study are reliable and independent and can be applied to small regions as Deception Island or to larger regions as Tenerife. Taking this into account, we want to complement the travel time tomographies performed at Usu volcano (Japan), Soufriere Hills volcano (Montserrat Island) and Stromboli volcano (Italy) with our attenuation studies.

In addition, an European project called MED-SUV (MEDiterranean SUPersite Volcanoes, ENV.2012.6.4-2) has begun in order to improve the knowledge of Etna volcano (Italy), its surrounding areas and Aeolian Islands. One of the objectives of this new project is to carry out an active seismic experiment similar to TOM-TEIDEVS and TOMODEC which will generate a large database that will allow a high resolution velocity and attenuation tomographies.

BIBLIOGRAFÍA

- G. Ablay and M. Hurlimann. Evolution of the north flank of tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103:135–159, 2000. (Citado en la(s) página(s) [122](#).)
- G. Ablay and P. Kearey. Gravity constraints on the structure and volcanic evolution of tenerife, canary islands. *Journal of Geophysical Research*, 105:5783–5796, 2000. (Citado en la(s) página(s) [113](#).)
- G. Ablay and J. Martí. Stratigraphy, structure and volcanic evolution of the pico teide-pico viejo formation, tenerife, canary islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103:175–209, 2000. (Citado en la(s) página(s) [9](#), [32](#), [109](#) y [112](#).)
- G.J. Ablay, G. G. J. Ernst, J. Martí, and R. S. J. Sparks. The -2 ka subplinian eruption of montaña blanca, tenerife. *Bulletin of Volcanology*, 57:337–355, 1995. (Citado en la(s) página(s) [112](#).)
- L. M. Agudo-Bravo. Estudio sísmico de la isla decepción (antártida): Unpub. *Trabajo de investigación de Tercer Ciclo, Universidad Complutense de Madrid*, 2003. (Citado en la(s) página(s) [19](#), [42](#) y [208](#).)
- K. Aki. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 hz. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21:50–60, 1980. (Citado en la(s) página(s) [6](#), [29](#), [68](#), [74](#), [75](#), [76](#) y [169](#).)
- K. Aki. Scattering conversion p to s versus s to p. *Bulletin of Seismological Society of America*, 82:1969–1972, 1992. (Citado en la(s) página(s) [80](#).)
- K. Aki and B.A. Chouet. Origin of coda wave: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80:3322–3342, 1975. (Citado en la(s) página(s) [67](#).)
- K. Aki and V. Ferrazzini. Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction. *Journal of Geophysical Research*, 105:16617–16640, 2000. (Citado en la(s) página(s) [65](#).)
- K. Aki and P.G Richards. Quantitative seismology. theory and methods. *W. H. Freeman, San Francisco*, page 932 pp, 1980. (Citado en la(s) página(s) [61](#).)

- Keiiti Aki. Scattering and attenuation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 1982. (Citado en la(s) página(s) [6](#), [29](#), [67](#), [74](#), [75](#) y [76](#).)
- A. Akinci, E. Del Pezzo, and J. Ibañez. Separation of scattering and intrinsic attenuation in southern spain and wersten ananotia (turkey). *Geophysical Journal International*, 121: 337–353, 1995. (Citado en la(s) página(s) [56](#), [59](#), [151](#) y [233](#).)
- G. Alguacil, J. Almendros, E. Del Pezzo, A. García, J. Ibañez, M. La Rocca, J. Morales, and R. Ortiz. Observations of volcanic earthquakes and tremor at deception island. antarctica. *Analli di Geofisica*, 42:417–436, 1999. (Citado en la(s) página(s) [203](#).)
- J. Almendros, J. Ibañez, G. Alguacil, E. Del Pezzo, and R. Ortiz. Array tracking of the volcanic tremor source at deception island, antarctica. *Geophysical Research Letters*, 24: 3069–3072, 1997. (Citado en la(s) página(s) [203](#).)
- J. Almendros, J. Ibañez, G. Alguacil, and E. Del Pezzo. Array analysis using circular wavefront geometry: An application to locate the nearby seismo-volcanic source. *Geophysical Journal International*, 136:159–170, 1999. (Citado en la(s) página(s) [203](#).)
- J. Almendros, J. Ibañez, G. Alguacil, J. Morales, E. Del Pezzo, M. La Rocca, R. Ortiz, V. Araña, and M. J. Blanco. 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*, 103:439–462, 2000. (Citado en la(s) página(s) [125](#).)
- J. Almendros, J. Ibañez, E. Carmona, and D. Zandomenighi. Array analyses of volcanic earthquake and tremor recorded at las cañadas caldera (tenerife island, spain) during the 2004 seismic activation of teide volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160:285–299, 2007. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [33](#), [125](#), [127](#) y [141](#).)
- M. Aloisi, O. Cocina, G. Neri, B. Orecchio, and E. Privitera. Seismic tomography of the crust underneath the etna volcano, sicily. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 134:139–155, 2002. (Citado en la(s) página(s) [55](#).)
- E. Ancochea, J. M. Fúster, E. Ibarrola, J. Coello, F. Hernan, A. Cendrero, J. Cantagrel, and C. Jamond. La edad del edificio cañadas. los volcanes y la caldera del parque nacional del teide (tenerife, islas canarias). V. Araña y J. Coello, EDS., ICONA, Madrid, pages 315–320, 1989. (Citado en la(s) página(s) [108](#).)
- E. Ancochea, J. M. Fúster, E. Ibarrola, A. Cendrero, J. Coello, F. Hernan, J. Cantagrel, and C. Jamond. Volcanic evolution of the island of tenerife (canary islands) in the lighth of

- new k-ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44:231–249, 1990. (Citado en la(s) página(s) 108.)
- E. Ancochea, M. J. Huertas, J. M. Fúster, J. Cantagrel, J. Coello, and E. Ibarrola. Geocronología de la pared de la caldera de las cañadas (tenerife, islas canarias). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 90:107–124, 1995. (Citado en la(s) página(s) 110.)
- E. Ancochea, J. Cantagrel, J. M. Fúster, M. J. Huertas, and N. O. Arnaud. Comment to: vertical and lateral collapses on tenerife (canary islands) and other volcanic ocean islands. by j. martí, m. hurlimman, g.j. ablay y a. gudmundsson. *Geology*, 26:861–864, 1998. (Citado en la(s) página(s) 9, 32, 110 y 113.)
- E. Ancochea, M. J. Huertas, J. Cantagrel, J. Coello, J. M. Fúster, N. Arnaud, and E. Ibarrola. Evolution of the cañadas edifice and its implications for the origin of the cañadas caldera (tenerife, canary islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88:177–199, 1999. (Citado en la(s) página(s) 9, 32, 110 y 113.)
- E. Ancochea, M. J. Huertas, J. Cantagrel, J. M. Fúster, and N. Arnaud. Cronología y evolución del edificio cañadas, tenerife, islas canarias. *Boletín Geológico y Minero*, 111: 3–16, 2000. (Citado en la(s) página(s) 9, 32 y 110.)
- D. L. Anderson and C.B. Archambeau. The anelasticity of the earth. *Journal of Geophysical Research*, 69:2071–2084, 1964. (Citado en la(s) página(s) 4, 28 y 60.)
- F. Anguita and F. Hernan. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the canary islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 27:11–19, 1975. (Citado en la(s) página(s) 8, 31 y 103.)
- F. Anguita and F. Hernan. The canary islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103:1–26, 2000. (Citado en la(s) página(s) 8, 31, 105 y 106.)
- V. Araña and R. Ortiz. The canary islands: tectonic, magmatism and geodynamic framework, magmatism in extensional structural settings-the phanerozoic african plate. A. B. Kampuzu y R. T. Lubala, Eds. *Springer, New York*, pages 209–249, 1991. (Citado en la(s) página(s) 8, 31 y 103.)
- V. Araña, A. G. Camacho, A. García, F. G. Montesinos, I. Blanco, R. Vieira, and A. Felpeto. Internal structure of tenerife (canary islands) based on gravity, aeromagnetic and

- volcanological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103:43–64, 2000. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [33](#), [113](#), [114](#) y [119](#).)
- A. Aristarain and R.J. Delmas. Ice record of a large eruption of deception island volcano (antarctica) in the xvii century. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80:17–25, 1998. (Citado en la(s) página(s) [185](#).)
- W. A. Ashcroft. Crustal structure of the south shetland island and bransfield strait. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 66:43pp., 1972. (Citado en la(s) página(s) [208](#).)
- P. E. Baker. The cenozoic subduction history of the pacific margin of the antarctic peninsula: ridge crest-trench interations. *Journal of Geologic Society (London)*, 139:787–801, 1982. (Citado en la(s) página(s) [187](#).)
- P. E. Baker, I. McReath, M. R. Harvey, M. J. Roobol, and T. G. Davies. The geology of the south shetland islands: V. volcanic evolution of deception island. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 78:81 pp., 1975. (Citado en la(s) página(s) [191](#) y [194](#).)
- P. E. Baker, I. W. D. Datzel, and B. C. Storey. Tectonic development of the scotia arc region. *Tingey, R. J. (Ed.) Antarctic Geology, Oxford, UK, Oxford University Press*, pages 215–248, 1991. (Citado en la(s) página(s) [187](#).)
- E. Banda, J. J. Dañobeitia, E. Suriñach, and J. Ansorge. Features of crustal structure under the canary islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 55:11–24, 1981. (Citado en la(s) página(s) [115](#).)
- E. Banda, N. Deichmann, L.W. Braile, and J. Ansorge. Amplitude study of the pg phase. *Journal of Geophysics*, 51:153–154, 1982. (Citado en la(s) página(s) [59](#).)
- A. Baraldo and C. A. Rinaldi. Stratigraphy and structure of deception island, south shetland islands, antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 13:785–796, 2000. (Citado en la(s) página(s) [187](#) y [192](#).)
- A. Baraldo, A. Rapalini, H. Böhnell, and M. Mena. Paleomagnetic study of deception island, south shetland islands, antarctica. *Geophysical Journal International*, 153:1–11, 2003. (Citado en la(s) página(s) [192](#).)
- A. Barclay, W. S. D. Wilcock, and J. Ibáñez. Bathymetric constraints on the tectonic and volcanic evolution of deception island volcano, south shetland islands. *Antarctic Science*, 21:153–167, 2009. (Citado en la(s) página(s) [250](#) y [268](#).)

- D. H. N. Barker and J. A. Austin. Crustal diapirism in bransfield strait, west antarctica: evidences for distributed extension in marginal-basin formation. *Geology*, 22:657–660, 1994. (Citado en la(s) página(s) [190](#).)
- D. H. N. Barker and J. A. Austin. Rift propagation, detachment faulting and associated magmatism in bransfield strait, antarctic peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 103: 24017–24043, 1998. (Citado en la(s) página(s) [187](#), [189](#) y [190](#).)
- T. Ben-Zvi, W. S. D. Wilcock, A. Barclay, D. Zandomenighi, J. Ibáñez, and J. Almendros. The p wave velocity structure of deception island, antarctica, from two dimensional seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180:67–80, 2009. (Citado en la(s) página(s) [19](#), [21](#), [26](#), [42](#), [43](#), [48](#), [202](#), [212](#), [213](#), [214](#), [225](#), [230](#), [234](#), [249](#), [250](#) y [267](#).)
- F. Bianco, M. Castellano, E. Del Pezzo, and J. M. Ibáñez. Attenuation of short-period seismic waves at mt. vesuvius, italy. *Geophysical Journal International*, 138:67–76, 1999. (Citado en la(s) página(s) [74](#) y [179](#).)
- I. Blanco-Montenegro. Análisis e interpretación de las anomalías magnéticas de tres calderas volcánicas: Decepción (shetland del sur, antártica), furnas (s. miguel, azores) y las cañadas del teide (tenerife, canarias). *Ph.D. Thesis (Universidad Complutense de Madrid)*, 1997. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [33](#) y [119](#).)
- I. Blanco-Montenegro, I. Nicolosi, A. Pignatelli, A. García, and M. Chiappini. New evidence about the structure and growth of ocean island volcanoes from aeromagnetic data: The case of tenerife, canary islands. *Journal of Geophysical Research*, 116, 2011. (Citado en la(s) página(s) [9](#), [10](#), [33](#), [119](#), [120](#), [121](#), [165](#) y [180](#).)
- J. P. Canales, J. J. Dañobeitia, and A. B. Watts. Wide-angle seismic constraints on the internal structure of tenerife, canary islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103:65–81, 2000. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [33](#) y [130](#).)
- J. A. Canas, L. G. Pujades, M. J. Blanco, V. Soler, and J. C. Carracedo. Coda-q distribution in the canary islands. *Tectonophysics*, 246:245–261, 1995. (Citado en la(s) página(s) [85](#), [136](#), [137](#), [152](#) y [234](#).)
- J. A. Canas, A. Ugalde, L. G. Pujades, J. C. Carracedo, M. J. Blanco, and V. Soler. Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the canary islands. *Journal of Geophysical Research*, 103:15037–15049, 1998. (Citado en la(s) página(s) [136](#), [137](#) y [138](#).)

- J. Cantagrel, N. Arnaud, E. Ancochea, J. M. Fúster, and M. J. Huertas. Repeated debris avalanches on tenerife and genesis of las cañadas caldera wall (canary islands). *Geology*, 27:739–742, 1999. (Citado en la(s) página(s) [8](#), [32](#), [110](#) y [122](#).)
- J.M. Cantagrel, A. Cendrero, J. M. Fúster, E. Ibarrola, and C. Jamond. K-ar chronology of the volcanic eruption in the canarian archipelago: island of la gomera. *Bulletin of Volcanology*, 47:597–609, 1984. (Citado en la(s) página(s) [107](#).)
- E. Carcolé and H. Sato. Spatial distribution of scattering loss and intrinsic absorption of short-period s waves in the lithosphere of japan on the basis of the multiple lapse time window analysis of hi-net data. *Geophysical Journal International*, 180:268–290, 2010. (Citado en la(s) página(s) [85](#) y [152](#).)
- E. Carmona, J. Almendros, I. Serrano, D. Stich, and J. Ibáñez. Results of seismic monitoring surveys of deception island volcano, from 1999–2011. *Antarctic Science*, 24:485–499, 2012. (Citado en la(s) página(s) [202](#), [205](#), [206](#), [207](#) y [208](#).)
- J. C. Carracedo. The canary islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60: 225–241, 1994. (Citado en la(s) página(s) [112](#) y [122](#).)
- J. C. Carracedo and F. Perez-Torrado. Mantle plumes: volcanic history, geological features and volcanic hazards: the canary islands, spain. *III Congreso Ibérico de geoquímica, VIII COngreso de geoquímica de España, Zaragoza*, pages 207–217, 2001. (Citado en la(s) página(s) [8](#), [31](#) y [103](#).)
- J. C. Carracedo, S. Day, H. Guillou, E. Rodriguez-Badiola, J. A. Canas, and F. J. Pérez. Hotspot volcanism close to a passive continental margin. *Geological Magazine*, 135: 591–604, 1998. (Citado en la(s) página(s) [8](#), [31](#) y [103](#).)
- J. C. Carracedo, E. R. Badiola, H. Guillou, J. De La Nuez, and F. Pérez-Torrado. Geology and volcanology of la palma and el hierro, western canaries. *Estudios Geológicos*, 57: 175–273, 2001. (Citado en la(s) página(s) [8](#) y [31](#).)
- B. Chouet, G. Saccorotti, P. Martini, P. Dawson, G. De Luca, G. Milana, and R. Scarpa. Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at stromboli volcano, italy. *Journal of Geophysical Research*, 102:15129–15150, 1997. (Citado en la(s) página(s) [203](#).)

- G. L. Christeson, D. H. N. Barker, J. A. Austin, and I. W. D. Dalziel. Deep crustal structure of bransfield strait: Initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation. *Journal of Geophysical Research*, 108:doi:10.1029/2003JB002468, 2003. (Citado en la(s) página(s) [19](#), [42](#), [208](#), [209](#) y [210](#).)
- N. Coppo, P. A. Schnegg, W. Heise, P. Falco, and R. Costa. Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the las cañadas caldera, tenerife, canary islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170:153–166, 2008. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [33](#) y [123](#).)
- A. M. Correig, M. Urquizo, J. Vila, and J. Martí. Analysis of the occurrence of seismicity at deception island (antarctica): a nonlinear approach. *Pure and Applied Geophysics*, 149: 553–574, 1997. (Citado en la(s) página(s) [202](#).)
- N. A. C. Cressie. Statistics for spatial data. *John Wiley and Sons, New York*, page 900 pp., 1991. (Citado en la(s) página(s) [155](#) y [236](#).)
- A. M. Dainty and M. N. Toksöz. Seismic codas on the earth and the moon: a comparison. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26:250–260, 1981. (Citado en la(s) página(s) [7](#), [30](#), [66](#) y [84](#).)
- I. W. D. Datzel. Tectonic evolution of a forearc terrane, southern scotia ridge, antarctica. *Geological Society of America, Special Paper*, 200:32pp, 1984. (Citado en la(s) página(s) [187](#).)
- L. De Barros, F. Martini, C. J. Bean, A. García-Yeguas, and J. Ibáñez. Imaging magma storage below teide volcano (tenerife) using scattered seismic wavefields. *Geophysical Journal International*, 191:695–706, 2012. (Citado en la(s) página(s) [11](#), [12](#), [34](#), [35](#), [134](#), [135](#) y [144](#).)
- L. De Siena, E. Del Pezzo, F. Bianco, and A. Tramelli. Multiple resolution seismic attenuation imaging at mt. vesuvius. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173: 17–32, 2009. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [16](#), [28](#), [37](#), [56](#), [67](#), [74](#), [76](#), [165](#), [169](#), [255](#), [261](#), [274](#) y [278](#).)
- E. Del Pezzo. Seismic wave scattering in volcanoes. *Advances in Geophysics*, 50:353–371, 2008. (Citado en la(s) página(s) [248](#) y [249](#).)
- E. Del Pezzo, J. Ibáñez, J. Morales, A. Akinci, and R. Maresca. Measurements of intrinsic and scattering seismic attenuation in the crust. *Bulletin of Seismological Society of America*, 85:1373–1385, 1995. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [28](#), [56](#) y [74](#).)

- E. Del Pezzo, M. La Rocca, and J. Ibáñez. Observations of high-frequency scattered waves using dense array at teide volcano. *Bulletin of Seismological Society of America*, 87: 1637–1647, 1997. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [33](#) y [124](#).)
- E. Del Pezzo, F. Bianco, and G. Saccorotti. Separation of intrinsic and scattering q for volcanic tremor: an application to etna and masaya volcanoes. *Geophysical Research Letters*, 28:3083–3086, 2001. (Citado en la(s) página(s) [56](#).)
- E. Del Pezzo, F. Bianco, L. De Siena, and A. Zollo. Small scale shallow attenuation structure at mt. vesuvius, italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 157:257–268, 2006a. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [16](#), [28](#), [37](#), [56](#), [74](#), [169](#), [255](#), [261](#), [274](#) y [278](#).)
- E. Del Pezzo, F. Bianco, and L. Zaccarelli. Separation of q_i and q_s from passive data at mt. vesuvius: a reappraisal of the seismic attenuation estimates. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 159:202–212, 2006b. (Citado en la(s) página(s) [56](#).)
- I. Domínguez Cerdeña, C. Del Fresno, and L. Rivera. New insight on the increasing seismicity during tenerife's 2004 volcanic reactivation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206:15–29, 2011. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [33](#), [126](#) y [128](#).)
- A. M. Dziewonski. Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in p velocity up to degree and order 6. *Journal of Geophysical Research*, 89:5929–5952, 1984. (Citado en la(s) página(s) [91](#).)
- A. M. Dziewonski and J. H. Woodhouse. An experiment in the systematic study of global seismicity: centroid moment solutions for 201 moderate to large earthquakes of 1981. *Journal of Geophysical Research*, 88:3247–3271, 1983. (Citado en la(s) página(s) [189](#).)
- D. Eberhart-Phillips, M. Reyners, M. Chadwick, and G. Stuart. Three-dimensional attenuation structure of the hikurangi subduction zone in the central north island, new zealand. *Geophysical Journal International*, 174:418–434, 2008. (Citado en la(s) página(s) [56](#).)
- M. Fehler. Using dual-well seismic measurements to infer the mechanical properties of a hot dry rock geothermal system. *Geophysical Research*, 87:5485–5494, 1982. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [28](#) y [56](#).)
- M. Fehler, P. Roberts, and T. Fairbanks. A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of mount st. helens. *Journal of Geophysical Research*, 93: 4367–4373, 1988. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [28](#) y [56](#).)

- A. Felpeto, I. Blanco, R. Del Rey, and J. Morales. Estudios de eventos de baja frecuencia registrados en isla de Decepción. *Actas del V Simposio de Estudios Antárticos, CICYT, Barcelona*, pages 147–154, 1994. (Citado en la(s) página(s) 203.)
- J. Fernández, P. Tizzani, M. Manzo, A. Borgia, P.J. González, J. Martí, A. Pepe, A. G. Camacho, F. Casu, J.F. Prieto, and R. Lanari. Gravity-driven deformation of Tenerife measured by InSAR time series analysis. *Geophysical Research Letters*, 36: doi:10.1029/2008GL036920, 2009. (Citado en la(s) página(s) 117 y 118.)
- F. Fernández-Ibáñez, R. Pérez-López, J. J. Martínez-Díaz, C. Paredes, J. Giner-Robles, A. Caselli, and J. Ibáñez. Costa recta beach, Deception Island, West Antarctica: a retreated scarp of a submarine fault. *Antarctic Science*, 17:418–426, 2005. (Citado en la(s) página(s) 196 y 250.)
- A. Frankel, A. McGarr, J. Bicknell, J. Mori, L. Seeber, and E. Cranswick. Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: Measurements from New York State, South Africa and Southern California. *Journal of Geophysical Research*, 95:17441–17457, 1990. (Citado en la(s) página(s) 59.)
- J. M. Fúster, E. Ibarrola, N. Snelling, J. Cantagrel, M. J. Huertas, J. Coello, and E. Ancochea. Cronología K-Ar de la formación cañadas en el sector suroeste de Tenerife: implicaciones de los episodios piroclásticos en la evolución volcánica. *Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 89:25–41, 1994. (Citado en la(s) página(s) 108.)
- A. García, I. Blanco, J. M. Torta, M. M. Astiz, J. Ibáñez, and R. Ortiz. A search for the volcanomagnetic signal at Deception volcano (South Shetland I., Antarctica). *Anali di Geofisica*, 40:319–327, 1997. (Citado en la(s) página(s) 198, 199 y 203.)
- A. García, M. Chiappini, I. Blanco-Montenegro, R. Carluccio, F. Caracciolo, D’Ajello, R. De Ritis, I. Nicolosi, A. Pignatelli, N. Sánchez, and E. Boschi. High resolution aeromagnetic anomaly map of Tenerife, Canary Islands. *Annals of Geophysics*, 50:439–463, 2007. (Citado en la(s) página(s) 9, 10, 33, 119 y 120.)
- A. García-Yeguas. Estudio de heterogeneidades laterales de volcanes activos: tomografía sísmica de alta resolución de la isla de Tenerife, anomalías de propagación de ondas sísmicas de la isla de Decepción y otros efectos. *PhD thesis, Universidad de Granada, Spain.*, 2010. (Citado en la(s) página(s) 10, 12, 33, 35, 131, 134, 144, 147 y 179.)

- A. García-Yeguas, J. Almendros, R. Abella, and J. Ibáñez. Quantitative analysis of seismic wave propagation anomalies in azimuth and apparent slowness at deception island volcano (antarctica) using seismic arrays. *Geophysical Journal International*, pages doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04864.x, 2010. (Citado en la(s) página(s) [56](#), [209](#), [212](#) y [213](#).)
- A. García-Yeguas, I. Koulakov, J. Ibáñez, and A. Rietbrock. First high resolution p wave velocity structure beneath tenerife island (canary islands, spain). *Geophysical Journal International*, 117:doi: 10.1029/2011JB008970., 2012. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [11](#), [12](#), [14](#), [17](#), [33](#), [34](#), [35](#), [37](#), [40](#), [55](#), [131](#), [132](#), [133](#), [134](#), [135](#), [144](#), [147](#), [151](#), [165](#), [169](#), [179](#) y [180](#).)
- E. Giampiccolo, T. Tuvé, and D. Patane. S-waves attenuation and separation of scattering and intrinsic absorption of seismic energy in southeastern sicily (italy). *Geophysical Journal International*, 165:211-222, 2006. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [28](#) y [56](#).)
- J. M. González-Casado, J. Giner-Robles, and J. López-Martínez. Bransfield basin, antarctic peninsula: not a normal backarc basin. *Geology*, 28:1043-1046, 2000. (Citado en la(s) página(s) [189](#).)
- O. González-Ferrán. Volcanes de chile. *Instituto Geográfico Militar Chileno*, 1995. (Citado en la(s) página(s) [190](#) y [195](#).)
- O. González-Ferrán and Y. Katsui. Estudio integral del volcanismo cenozoico superior de las islas shetland del sur, antártida. *Serie Científica Instituto Antártico Chileno*, 1: 123-174, 1970. (Citado en la(s) página(s) [191](#).)
- J. Gottsmann, A. G. Camacho, J. Martí, L. Wooler, J. Fernández, A. García, and H. Rymer. 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*, 168:212-230, 2008. (Citado en la(s) página(s) [9](#), [32](#), [115](#), [116](#), [117](#) y [118](#).)
- M. Grad, A. Guterch, and P. Sroda. Upper crustal of deception island area, bransfield strait, west antarctica. *Antarctic Science*, 4:469-476, 1992. (Citado en la(s) página(s) [208](#) y [209](#).)
- M. Grad, H. Shiobara, T. Janik, A. Guterch, and H. Shimamura. Crustal model of the bransfield rift, west antarctica, from detailed obs refraction experiments. *Geophysical Journal International*, 130:506-518, 1997. (Citado en la(s) página(s) [208](#).)

- Ó. Gudmundsson, D.M. Finlayson, I. Itikarai, Y. Nishimura, and W.R. Johnson. Seismic attenuation at rabaul volcano, papua new guinea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130:77–92, 2004. (Citado en la(s) página(s) [56](#).)
- A. Gusev and I. R. Abubakirov. Vertical profile of effective turbidity reconstructed from broadening of incoherent body-wave pulses. *Geophysical Journal International*, 136:309–323, 1999. (Citado en la(s) página(s) [76](#).)
- A. Gusev and M. Lemzikov. Properties of scattered elastic waves in the lithosphere of kamchatka: Parameters and temporal variations. *Tectonophysics*, 112:137–153, 1985. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [28](#) y [56](#).)
- C. Hansen. Regularization tools: a matlab package for analysis and solution of discrete ill-posed problems. *Numerical Algorithms*, 6:1–35, 1994. (Citado en la(s) página(s) [97](#).)
- H. S. Hasegawa. Attenuation of the lg waves in the canadian shield. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75:1569–1582, 1985. (Citado en la(s) página(s) [68](#).)
- J. Havskov, J. A. Peña, J. Ibáñez, L. Ottermöller, and C. Martínez-Arévalo. Magnitude scales for very local earthquakes. application for deception island volcano (antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128:115–133, 2003. (Citado en la(s) página(s) [204](#).)
- D. D. Hawkes. The geology of the south shetland islands: Ii. the geology and petrology of deception island. *Falkland Islands Dependences Scientific Reports*, 27:43 pp., 1961. (Citado en la(s) página(s) [191](#).)
- D. Hazarika and S. Baruah. Attenuation of coda waves in the northeastern region of india. *Journal of Seismology*, 13:141–160, 2009. (Citado en la(s) página(s) [191](#).)
- R. Hermann. Q estimates using the coda of local earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70:447–468, 1980. (Citado en la(s) página(s) [67](#).)
- M. Herraiz and A.F. Espinosa. Coda waves a rewiev. *Pure and Applied Geophysics*, 125: 499–577, 1987. (Citado en la(s) página(s) [64](#).)
- K. Hoernle and H. Schmincke. The role of partial melting in the 15-ma geochemical evolution of gran canaria: a blob model for the canary hot spot. *Journal of Petrology*, 34:599–626, 1993. (Citado en la(s) página(s) [103](#).)

- K. Hoernle, Y. S. Zhang, and D. Graham. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern atlantic and western and central europe. *Nature*, 374:34–39, 1995. (Citado en la(s) página(s) [105](#).)
- M. Hoshiya, A. Rietbrock, F. Scherbaum, H. Nakahara, and C. Haberland. Scattering attenuation and intrinsic absorption using uniform and depth-dependent model - application to full seismogram envelope recorded in northern chile. *Journal of Seismology*, 5:157–179, 2001. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [28](#), [56](#) y [63](#).)
- M. J. Huertas, N. Arnaud, E. Ancochea, J. Cantagrel, and J. M. Fúster. 40ar/39ar stratigraphy of main pyroclastic units from the cañadas volcanic edifice (tenerife, canary islands) and their bearing on the structural evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115:351–365, 2002. (Citado en la(s) página(s) [9](#), [32](#) y [110](#).)
- M. Hurlimann, J. Martí, and A. Ledesma. Morphological and geological aspects related to large slope failures on oceanic islands. the huge la orotava landslides on tenerife, canary islands. *Geomorphology*, 62:143–158, 2004. (Citado en la(s) página(s) [122](#).)
- J. Ibañez, E. Del Pezzo, F. De Miguel, M. Herraiz, G. Alguacil, and J. Morales. Depth dependent seismic attenuation in the granada zone (southern spain). *Bulletin of Seismological Society of America*, 80:1232–1244, 1990. (Citado en la(s) página(s) [67](#).)
- J. Ibañez and E. Del Pezzo. Seismic survey of deception island december 1999 - march 2000. *Vesuvius Observatory Open File Report*, 4, 1999. (Citado en la(s) página(s) [204](#).)
- J. Ibañez, E. Del Pezzo, G. Alguacil, F. De Miguel, J. Morales, S. De Martino, C. Sabbarese, and A. M. Posadas. Geometrical spreading function for short-period s and coda waves recorded in southern spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 80:25–36, 1993. (Citado en la(s) página(s) [57](#) y [59](#).)
- J. Ibañez, J. Morales, G. Alguacil, J. Almendros, R. Ortiz, and E. Del Pezzo. Intermediate-focus earthquakes under south shetland islands (antarctica). *Geophysical Research Letters*, 24:531–534, 1997. (Citado en la(s) página(s) [187](#) y [203](#).)
- J. Ibañez, J. Morales, G. Alguacil, J. Almendros, R. Ortiz, M. La Rocca, and A. García. Seismovolcanic signals at deception island volcano, antarctica: wave field analysis and source modelling. *Journal of Geophysical Research*, 135:13905–13931, 2000. (Citado en la(s) página(s) [185](#) y [197](#).)

- J. Ibáñez, J. Almendros, E. Carmona, C. Martínez-Arévalo, and M. Abril. Recent seismo-volcanic activity at deception island volcano. *Deep-Sea Research II*, 50:1611–1629, 2003a. (Citado en la(s) página(s) [202](#).)
- J. Ibáñez, E. Carmona, J. Almendros, G. Saccorotti, E. Del Pezzo, M. Abril, and R. Ortiz. The 1998-1999 seismic series at deception island volcano, antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128:65–88, 2003b. (Citado en la(s) página(s) [201](#), [202](#) y [204](#).)
- A. Jin and K. Aki. Observational and physical basis for coda precursor. *Evaluation of Proposed Earthquake Precursors* (Ed. M. Wyss), AGU, Washington, D. C., pages pp.33–46, 1991. (Citado en la(s) página(s) [56](#).)
- B. R. Julian and D. Gubbins. Three-dimensional seismic ray tracing. *Journal of Geophysical Research*, 43:95–113, 1977. (Citado en la(s) página(s) [92](#).)
- G. D. Karner, N. W. Driscoll, and J. K. Weissel. Response of the lithosphere to in-plane force variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 114:397–416, 1993. (Citado en la(s) página(s) [189](#).)
- M. La Rocca, E. Del Pezzo, M. Simini, R. Scarpa, and G. De Luca. Array analysis of seismogram from explosive sources: evidences for surface waves scattered at the main topographical features. *Bulletin of Seismological Society of America*, 91:219–231, 2001. (Citado en la(s) página(s) [55](#).)
- L. A. Lawver, M. R. Keller, R. A. and Fisk, and J. A. Strelin. Bransfield basin, antarctic peninsula: active extensional behind a dead arc. *Taylor, B. Ed. Back Arc basins: tectonic and magmatism. Amsterdam, Plenum Press*, pages 315–342, 1995. (Citado en la(s) página(s) [187](#).)
- L. A. Lawver, B. J. Sloan, D. H. N. Barker, M. Ghidella, R. P. Von Herzen, R. A. Keller, G. P. Klinkhammer, and C. S. Chin. Distributed active extension in bransfield basin, antarctic peninsula: evidence from multibeam bathymetry. *Geological Society of America*, 11:1–6, 1996. (Citado en la(s) página(s) [187](#) y [189](#).)
- E. Lorca. Deception island: seismic activity prior to the eruption of 1967. *Symposium on Andean an Antarctic volcanology problems, edited by O. González-Ferrám. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior*, pages 632–645, 1976. (Citado en la(s) página(s) [202](#).)

- P. R. Maldonado, R. D. Larter, and F. Aldaya. Forearc tectonic evolution of the south shetland margin, antarctic peninsula. *Tectonics*, 13:1345–1370, 1994. (Citado en la(s) página(s) [187](#).)
- J. Martí and A. Gudmundsson. The las cañadas caldera (tenerife, canary islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103:161–173, 2000. (Citado en la(s) página(s) [122](#).)
- J. Martí, J. Mitjavila, and V. Araña. Stratigraphy, structure and geochronology of the las cañadas caldera (tenerife, canary islands). *Geological Magazine*, 131:715–727, 1994. (Citado en la(s) página(s) [108](#).)
- J. Martí, J. Vila, and J. Rey. Deception island (bransfield strait, antarctica): an example of a volcanic caldera development by extensional tectonics. *McGuire, W. J., Jones, A. P. and Neuberg, J., eds. Volcano instability on the Earth and other planets. Special Publication of the Geological Society, London*, 110:253–265, 1996. (Citado en la(s) página(s) [191](#).)
- J. Martí, R. Ortiz, J. Gottsmann, A. García, and S. De La Cruz-Reyna. 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*, 182:23–33, 2009. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [33](#) y [127](#).)
- C. Martinez-Arevalo. Estructura superficial de atenuación para ondas sísmicas directas, p y s, en ambientes volcánicos. aplicación al volcán isla decepción (antártida) y al volcán etna (italia). *PhD thesis, Universidad de Granada, Spain.*, 2005. (Citado en la(s) página(s) [57](#) y [60](#).)
- C. Martinez-Arevalo, F. Bianco, J. Ibañez, and E. Del Pezzo. Shallow seismic attenuation and shear-wave splitting in the short-period range of deception island volcano (antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128:89–113, 2003. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [20](#), [28](#), [42](#), [56](#), [67](#), [74](#), [217](#), [248](#) y [249](#).)
- C. Martinez-Arevalo, D. Patane, A. Rietbrock, and J. Ibañez. The intrusive process leading to the mt. etna 2001 flank eruption: Constraints from 3d attenuation tomography. *Geophysical Research Letters*, 32:L21309, 2005. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [28](#), [56](#) y [74](#).)

- D. Masson, A. B. Watts, M. J. R. Gee, R. Urgelés, N. C. Mitchell, T. P. Le Bas, and M. Canals. Slope failures on the flank of the western canary islands. *Earth Science Reviews*, 57:1–35, 2002. (Citado en la(s) página(s) [122](#).)
- K. Mayeda, S. Koyanagi, M. Hoshihara, K. Aki, and Y. Zeng. A comparative study of scattering, intrinsic, and coda q^{-1} for hawaii, long valley, and central california between 1.5 and 15.0 hz. *Journal of Geophysical Research*, 97:6643–6659, 1992. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [28](#), [56](#), [63](#), [151](#) y [233](#).)
- O. Merle and A. Borgia. Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research*, 101:13805–13817, 1996. (Citado en la(s) página(s) [191](#).)
- J. Mezcua, E. Buforn, A. Udías, and J. Rueda. Seismotectonics of the canary islands. *Tectonophysics*, 208:447–452, 1992. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [33](#), [113](#) y [124](#).)
- P. Molnar, B. E. Tucker, and J. N. Brune. Corner frequencies of the p and s waves and models of earthquake sources. *Bulletin of Seismological Society of America*, 63:2091–2104, 1973. (Citado en la(s) página(s) [78](#).)
- W. J. Morgan. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230:42–43, 1971. (Citado en la(s) página(s) [103](#).)
- J. P. Métaixian, G. S. O'Brien, C. J. Bean, B. Valette, and M. Mora. Locating volcano.seismic signals in the presence of rough topography: wave simulations on arenal volcano, costa rica. *Geophysical Journal International*, 179:1547–1557, 2009. (Citado en la(s) página(s) [55](#).)
- A. Muñoz-Martin, M. Catalan, J. Martin, and A. Carbo. Upper structure of deception island area (bransfield strait, antarctica) from gravity and magnetic modelling. *Antarctic Science*, 17:213–224, 2005. (Citado en la(s) página(s) [18](#), [41](#), [197](#), [198](#), [199](#) y [200](#).)
- J. C. Mutter, W. R. Buck, and C. M. Zhender. Convective partial melting, i, a model for the formation of the thick basaltic sequences during the initiation of spreading. *Journal of Geophysical Research*, 93:1031–1048, 1988. (Citado en la(s) página(s) [189](#).)
- F. J. Navarro, E. J. Velez, A. G. Camacho, and R. Vieira. A gravity survey of deception island (south shetland islands, antarctica). *Antarctica at the close of a millennium: Royal Society of New Zealand Bulletin*, pages 515–523, 2002. (Citado en la(s) página(s) [18](#), [41](#) y [197](#).)

- G. S. O'Brien and C. J. Bean. Volcano topography, structure and intrinsic attenuation: their relative influences on a simulated 3d visco-elastic wavefield. *Journal of Geothermal Research*, 193:122–136, 2009. (Citado en la(s) página(s) 55.)
- R. J. O'Connell and B. Budiansky. viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *Journal of Geophysical Research*, 82:5719–5735, 1977. (Citado en la(s) página(s) 4, 27 y 56.)
- O. Orheim. Volcanic activity on deception island, south shetland islands. *Antarctic Geology and Geophysics*, Adie R. (eds), Univeritestsforlaget, Oslo, pages 117–120, 1972. (Citado en la(s) página(s) 185 y 196.)
- R. Ortiz. Monitoring of the volcanic activity of deception island, south shetland islands, antarctica (1986-1995). *Antarctic Region: geological evolution and processes*, pages 1071–1076, 1997. (Citado en la(s) página(s) 196, 197 y 199.)
- R. Ortiz, J. Vila, A. García, A. G. Camacho, J. L. Díez-Gil, A. Aparicio, R. Soto, and J. G. Viramonte. Geophysical features of deception. Yoshida, Y., Kaminuma, K. and Shiraishi, K. eds, *Recent progress in Antarctic Earth Sciences*, Tokyo, Terra Scientific Publishing Company, pages 443–448, 1992. (Citado en la(s) página(s) 199 y 217.)
- R. Ortiz, A. García, A. Aparicio, I. Blanco, A. Felpeto, R. Del Rey, M. T. Villegas, J. Ibáñez, J. Morales, E. Del Pezzo, J.C. Olmedillas, M. M. Astiz, J. Vila, M. Ramos, J. G. Viramonte, C. Risso, and A. Caselli. Monitoring of the volcanic activity of deception island, south shetland islands, antarctica (1986-1995). In: Ricci, C.A. (Ed.) *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, Terra Antarctica Publications, Siena, pages pp. 1071–1076, 1997. (Citado en la(s) página(s) 203.)
- R. Oyarzún, M. Doblas, J. López-Ruíz, and J. M. Cebria. Opening of the central atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: implications for long-lived magmatism in western north africa and europe. *Geology*, 25:727–730, 1997. (Citado en la(s) página(s) 8, 31 y 103.)
- D. Patane, G. Barberi, O. Cocina, P. De Gori, and C. Chiarabba. Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at mount etna. *Science*, 313:821–823, 2006. (Citado en la(s) página(s) 165.)
- A. Pedrera, A. Ruíz-Constán, N. Heredia, J. Galindo-Zaldívar, F. Bohoyo, C. Marín-Lechado, P. Ruano, and L. Somoza. The fracture system and the melt emplacement beneath the deception island active volcano, south shetland islands, antarctica. *Antarctic Science*, 24:173–182, 2011. (Citado en la(s) página(s) 19, 41, 200 y 201.)

- A. M. Pelayo and D. A. Wiens. Seismotectonics and relative plate motions in the scotia sea region. *Journal of Geop*, 94:7293–7320, 1989. (Citado en la(s) página(s) [187](#).)
- V. Pereyra, W. H. K. Lee, and J. B. Keller. Solving two-point seismic-ray tracing problems in a heterogeneous medium. *Bulletin of Seismological Society of America*, 70:79–99, 1980. (Citado en la(s) página(s) [92](#).)
- J. Pous, P. A. Schnegg, G. Muñoz, J. Martí, and C. Soriano. Magnetotelluric study of the las cañadas caldera (tenerife, canary islands): structural and hydrogeological implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 204:249–263, 2002. (Citado en la(s) página(s) [123](#).)
- N. Pérez, S. Nakai, H. Wakita, P. A. Hernández, and J. M. Salazar. Helium-3 emission in and around teide volcano, tenerife, canary islands, spain. *Geophysical Research Letters*, 23:3531–3534, 1996. (Citado en la(s) página(s) [134](#).)
- J. Prudencio, E. Del Pezzo, A. García-Yeguas, and J. Ibáñez. Spatial distribution of intrinsic and scattering seismic attenuation in active volcanic islands, i: model and the case of tenerife island. *Geophysical Journal International*, 2013a. (Citado en la(s) página(s) [13](#), [36](#), [148](#), [149](#), [150](#), [152](#), [154](#), [157](#), [158](#), [159](#), [161](#), [162](#), [163](#), [164](#), [244](#) y [245](#).)
- J. Prudencio, J. Ibáñez, A. García-Yeguas, and E. Del Pezzo. Spatial distribution of intrinsic and scattering seismic attenuation in active volcanic islands, ii: Deception island images. *Geophysical Journal International*, 2013b. (Citado en la(s) página(s) [22](#), [45](#), [222](#), [229](#), [231](#), [232](#), [241](#), [246](#) y [247](#).)
- L. G. Pujades, J. A. Canas, J.J. Egozcue, M.A. Puigví, J. Gallart, K. Lana, J. Pous, and A. Casas. Coda-q distribution in the iberian peninsula. *Geophysical Journal International*, 100:285–301, 1990. (Citado en la(s) página(s) [67](#), [85](#), [136](#), [152](#) y [234](#).)
- T. Rautian, V. Khalturin, V. Martynov, and P. Molnar. Preliminary analysis of the spectral content of p and s waves from local earthquakes in the garm, tadjikistan region. *Bulletin of Seismological Society of America*, 68:949–971, 1978. (Citado en la(s) página(s) [78](#).)
- T.J. Rautian and V.I. Khalturin. The use of the coda for the determination of the earthquakes source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68:923–948, 1978. (Citado en la(s) página(s) [67](#) y [68](#).)

- J. Rey, A. Maestro, L. Somoza, and J. L. Smellie. Submarine morphology and seismic stratigraphy of port foster,. Smellie, J.L. and López-Martínez, J., eds., *Geology and geomorphology of Deception Island, Cambridge, British Antarctic Survey*, pages p 40–46, 2002. (Citado en la(s) página(s) [19](#), [42](#) y [208](#).)
- N. Ricker. The form and laws of propagation of seismic wavelets. *Geophysics*, 18:10–40, 1953. (Citado en la(s) página(s) [74](#).)
- S. D. Robertson-Maurice, D. A. Wiens, P. J. Shore, L. Dorman, R. Adaros, and E. Vera. Seismicity and tectonics of the south shetland islands region from combined land-sea seismograph deployment. *American Geophysical Union Fall Meeting*, 2001. (Citado en la(s) página(s) [187](#) y [188](#).)
- C. Romero. Las manifestaciones volcánicas históricas del archipiélago canario. *Consejería Territorial. Gobierno Autónomo de Canarias, Santa Cruz de Tenerife, España*, page pp. 1463, 1991. (Citado en la(s) página(s) [111](#) y [112](#).)
- C. Romero. Estudio geomorfológico de los volcanes de tenerife. *Cabildo Insular de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife, España*, page pp. 265, 1992. (Citado en la(s) página(s) [111](#) y [112](#).)
- G. Saccorotti, J. Almendros, E. Carmona, J. Ibáñez, and E. Del Pezzo. Slowness anomalies from two dense seismic arrays at deception island volcano, antarctica. *Bulletin of Seismological Society of America*, 91:561–571, 2001. (Citado en la(s) página(s) [55](#), [204](#), [209](#) y [211](#).)
- H. Sato. Energy propagation including scattering effects: single isotropic scattering approximation. *Journal of Physics of the Earth*, 25:27–41, 1977. (Citado en la(s) página(s) [6](#), [29](#), [75](#) y [76](#).)
- H. Sato and M. Fehler. Seismic wave propagation and scattering in heterogeneous earth. *1st edition, Springer, New York*, page 308 pp., 1998. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [6](#), [28](#), [29](#), [54](#), [56](#), [73](#), [75](#), [78](#), [160](#), [169](#) y [248](#).)
- H. Sato, M. Fehler, and T. Maeda. Seismic wave propagation and scattering in heterogeneous earth. *2nd edition, Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 2012. (Citado en la(s) página(s) [73](#).)
- F. Scherbaum. Combined inversion for the three-dimensional q structure and source parameters using microearthquake spectra. *Journal of Geophysical Research*, 95:12423–12438, 1990. (Citado en la(s) página(s) [74](#).)

- H. Shimizu and S. Ueki. Application of diffusion theory to the envelope variation of seismogram of volcanic earthquakes (in japanese). *Bulletin of Volcanology Society of Japan*, 28:196–197, 1983. (Citado en la(s) página(s) [65](#).)
- H. Shimizu, A. Yamamoto, M. Nosaka, and A. Takagi. Microearthquake observation at the summit crater of usu volcano (in japanese with english abstract). *Joint Geophysical and Geochemical Observations of Usu Volcano in 1982 and Tarumi Volcano in 1983*, pages 15–24, 1984. (Citado en la(s) página(s) [65](#).)
- S. Singh and R.B. Hermann. Regionalization of crustal coda q in the continental united states. *Journal of Geophysical Research*, 88:527–538, 1983. (Citado en la(s) página(s) [67](#) y [68](#).)
- J. L. Smellie. Recent observations on the volcanic history of deception island, south shetland islands. *British Antarctic Survey Bulletin*, 81:83–85, 1988. (Citado en la(s) página(s) [191](#).)
- J. L. Smellie. Deception island. *Dalziel, I. W. D. ed. Tectonics of the Scotia arc, Antarctica. 28th International Geological Congress, Field Trip Guidebook T180. Washiton, DC. American Geophysical Union*, pages 146–152, 1989. (Citado en la(s) página(s) [191](#).)
- J. L. Smellie. Lithostratigraphy and volcanic evolution of deception island, south shetland islands. *Antarctic Science*, 13:118–209, 2001. (Citado en la(s) página(s) [194](#).)
- J. L. Smellie, R. J. Pankhurst, M. R. A. Thomson, and R. E. S. Davies. The geology of south shetland islands: Vi. stratigraphy, geochemistry and evolution. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 85:99–113, 1984. (Citado en la(s) página(s) [187](#).)
- C. Spencer and D. Gubbins. Travel time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media. *Geophysical Journal. Royal Astronomical Society*, 63:95–116, 1980. (Citado en la(s) página(s) [91](#).)
- P. Sroda. Three-dimensional seismic modelling of the crustal structure between the south pacific and the antarctic peninsula. *Royal Society of the New Zealand Bulletin*, 35:555–561, 2002. (Citado en la(s) página(s) [19](#), [42](#) y [208](#).)
- F. D. Stacey, M. T. Gladwin, B. McKavanagh, A. T. Linde, and L. M. Hastie. Anelastic damping of acoustic and seismic pulses. *Geophysical Surveys*, 2:133–151, 1975. (Citado en la(s) página(s) [74](#).)

- H. Staudigel and H.U. Schmincke. The pliocene seamount series of la palma (canary islands). *Journal of Geophysical Research*, 89:11195–11215, 1984. (Citado en la(s) página(s) [107](#) y [190](#).)
- C. Thurber. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the coyote lake area, central california. *Journal of Geophysical Research*, 88:8226–8236, 1983. (Citado en la(s) página(s) [91](#).)
- C. Thurber. Analysis methods for kinematic data from local earthquakes. *Review of Geophysics*, 24:793–805, 1986. (Citado en la(s) página(s) [92](#).)
- C. Torrecillas, M. Berrocoso, R. Pérez-López, and M.D. Torrecillas. Determination of volumetric variations and coastal changes due to historical volcanic eruptions using historical maps and remote-sensing at deception island (west-antarctica). *Geomorphology*, 136:6–14, 2012. (Citado en la(s) página(s) [195](#).)
- C. Torrecillas, M. Berrocoso, A. Felpeto, M.D. Torrecillas, and A. García. Reconstructing palaeo-volcanic geometries using a geodynamic regression model (grm): Application to deception island volcano (south shetland islands, antarctica). *Geomorphology*, 182:79–88, 2013. (Citado en la(s) página(s) [18](#), [41](#), [191](#) y [193](#).)
- A. Tramelli, E. Del Pezzo, F. Bianco, and E. Boschi. 3d scattering image of the campi flegrei caldera (southern italy). new hints on the position of the old caldera rim. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 155:269–280, 2006. (Citado en la(s) página(s) [4](#), [28](#), [56](#) y [67](#).)
- P. Tripler and G. Mosca. Física para la ciencia y la tecnología. Ed. Reverté. Barcelona., 2005. (Citado en la(s) página(s) [58](#), [60](#), [61](#) y [62](#).)
- A. Udías. *Principles of Seismology*. Cambridge University Press, Cambridge., 1999. (Citado en la(s) página(s) [67](#).)
- J. Um and C. Thurber. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bulletin of Seismological Society of America*, 77:972–986, 1987. (Citado en la(s) página(s) [92](#), [93](#), [169](#) y [255](#).)
- J.A. Vera. *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p., 2004. (Citado en la(s) página(s) [107](#) y [108](#).)
- J. E. Vidale. Finite-diference calculation of travel times in three dimensions. *Geophysics*, 55:521–526, 1990. (Citado en la(s) página(s) [92](#).)

- J. Vila, J. Martí, R. Ortiz, A. García, and A. M. Correig. Volcanic tremors at deception island, south shetland islands, antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53:1-4, 1992. (Citado en la(s) página(s) [196](#) y [202](#).)
- J. Vila, A. M. Correig, and J. Martí. Attenuation source parameters at deception island (south shetland islands, antarctica). *Pure and Applied Geophysics*, 144:229-250, 1995. (Citado en la(s) página(s) [20](#), [42](#), [196](#), [202](#), [214](#), [217](#) y [248](#).)
- G. P. L. Walker. Dowsang calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research*, 89:8407-8416, 1984. (Citado en la(s) página(s) [191](#).)
- J. B Walsh. Attenuation in partially melted material. *Journal of Geophysical Research*, 73: 2209, 1968. (Citado en la(s) página(s) [62](#).)
- J. B Walsh. A new analysis of attenuation in partially melted rock. *Journal of Geophysical Research*, 71:4333, 1969. (Citado en la(s) página(s) [62](#).)
- A. B. Watts, C. Pierce, J. Collier, R. Dalwood, J. P. Canales, and T. J. Hens-Tock. A seismic study of lithosphere flexure in the vicinity of tenerife, canary islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 146:431-447, 1997. (Citado en la(s) página(s) [10](#), [33](#), [115](#), [129](#) y [130](#).)
- U. Wegler. Analysis of multiple scattering at vesuvius volcano, italy, using data of the tomoves active seismic experiment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128: 45-63, 2003. (Citado en la(s) página(s) [65](#), [79](#), [80](#) y [84](#).)
- U. Wegler. Diffusion of seismic waves in a thick layer: Theory and application to vesuvius volcano. *Journal of Geophysical Research*, 109:doi:10.1029/2004JB003048, 2004. (Citado en la(s) página(s) [6](#), [29](#), [78](#) y [80](#).)
- U. Wegler and B. G. Lühr. Scattering behavior at merapi volcano (java) revealed from an active seismic experiment. *Geophysical Journal International*, 145:579-592, 2001. (Citado en la(s) página(s) [6](#), [12](#), [21](#), [30](#), [35](#), [44](#), [65](#), [74](#), [78](#), [79](#), [80](#), [84](#), [147](#) y [229](#).)
- R. S. White and D. Mc Kenzie. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94:7685-7729, 1989. (Citado en la(s) página(s) [189](#).)

- C. Wilkes. American exploring expedition: narrative of the united states expedition during the years 1838-1842. *Lea and Blanchard, Philadelphia*, 1845. (Citado en la(s) página(s) [194](#).)
- J. T. Wilson. A possible origin of the hawaiian islands. *Canadian Journal of Physics*, 41: 863–870, 1973. (Citado en la(s) página(s) [103](#).)
- H. Wu and J. M. Lees. Attenuation of coso geothermal area, california, from waves pulse width. *Bulletin of Seismological Society of America*, 86:1574–1590, 1996. (Citado en la(s) página(s) [74](#).)
- R. S. Wu. Multiple scattering and energy transfer of seismic waves - separation of scattering effect from intrinsic attenuation - i. theoretical modeling. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 82:57–80, 1985. (Citado en la(s) página(s) [6](#) y [78](#).)
- M. Yamamoto and H. Sato. Multiple scattering and mode conversion revealed by an active seismic experiment at asama volcano, japan. *Journal of Geophysical Research*, 115, 2010. (Citado en la(s) página(s) [80](#).)
- K. Yoshimoto. Monte carlo simulation of seismogram envelopes in scattering media. *Journal of Geophysical Research*, 105:6153–6161, 2000. (Citado en la(s) página(s) [86](#) y [88](#).)
- K. Yoshimoto, H. Sato, and M. Ohtake. Frequency-dependent attenuation of p and s waves in kanto area, japan, based on the coda-normalization method. *Geophysical Journal International*, 114:165–174, 1993. (Citado en la(s) página(s) [78](#).)
- D. Zandomeneghi. Passive and active seismic tomography of volcanic islands: São miguel (portugal) and deception (antarctica). *PhD thesis, Universidad de Granada, Spain.*, 2007. (Citado en la(s) página(s) [19](#), [42](#), [224](#) y [225](#).)
- D. Zandomeneghi, J. Almendros, J. Ibáñez, and G. Saccorotti. Seismic tomography of cental sao miguel, azores. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 167:8–18, 2008. (Citado en la(s) página(s) [55](#).)
- D. Zandomeneghi, A. Barclay, J. Almendros, J. Ibáñez, and W. S. D. Wilcock. Crustal structure of deception island volcano from p wave seismic tomography: tectonic and volcanic implications. *Journal of Geophysical Research*, 114, 2009. (Citado en la(s) página(s) [19](#), [20](#), [21](#), [22](#), [23](#), [26](#), [42](#), [43](#), [44](#), [45](#), [48](#), [55](#), [185](#), [202](#), [212](#), [214](#), [215](#), [216](#), [225](#), [230](#), [233](#), [234](#), [249](#), [250](#), [255](#), [267](#) y [268](#).)

- Y. Zeng. Compact solutions for multiple scattered wave energy in time domain. 1. theory. *Bulletin of Seismological Society of America*, 81:1022–1029, 1991. (Citado en la(s) página(s) 6 y 78.)
- Y. Zeng. Theory of scattered p-and-s wave energy in a random isotropic scattering medium. *Bulletin of Seismological Society of America*, 83:1264–1276, 1993. (Citado en la(s) página(s) 6 y 78.)
- A. Zollo, P. Gasparini, J. Virieux, G. Biella, E. Boschi, P. Capuano, R. De Franco, P. Dell'Aversana, R. De Matteis, G. De Natale, G. Iannaccone, I. Guerra, H. Le Meura, and L. Mirabile. An image of mt. vesuvius obtained by 2-d seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82:161–173, 1998. (Citado en la(s) página(s) 55.)
- A. Zollo, L. D'Auria, R. De Motters, A. Herrero, J. Virieux, and P. Gasparini. Bayesian estimation of 2d p-velocity models from active seismic arrival time data: Imaging of the shallow structure of mt. vesuvius (southern italy). *Geophysical Journal International*, 151:566–582, 2002. (Citado en la(s) página(s) 165.)

ANEXO 1

A.1 MID-POINT MAPS DE TENERIFE

Como hemos en esta tesis, el procedimiento más usado para presentar los valores de atenuación en mapas 2D es el asignar el valor de Q al punto medio entre la estación y la fuente: *mid-point maps*. Esto implica que todo el proceso de atenuación ocurre en el camino directo entre la estación y la fuente.

En esta sección hemos representado los valores de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} para las 3 bandas de frecuencias analizadas (6, 8 y 12 Hz) y correspondientes al resto de los lapse-time analizados: 15 y 25 segundos.

Se puede observar que se conservan los mismos contrastes observados para 20 segundos: se puede diferenciar un área central de la isla de Tenerife donde domina un cuerpo de baja atenuación, mientras que las áreas circundantes se caracterizan por tener alta atenuación.

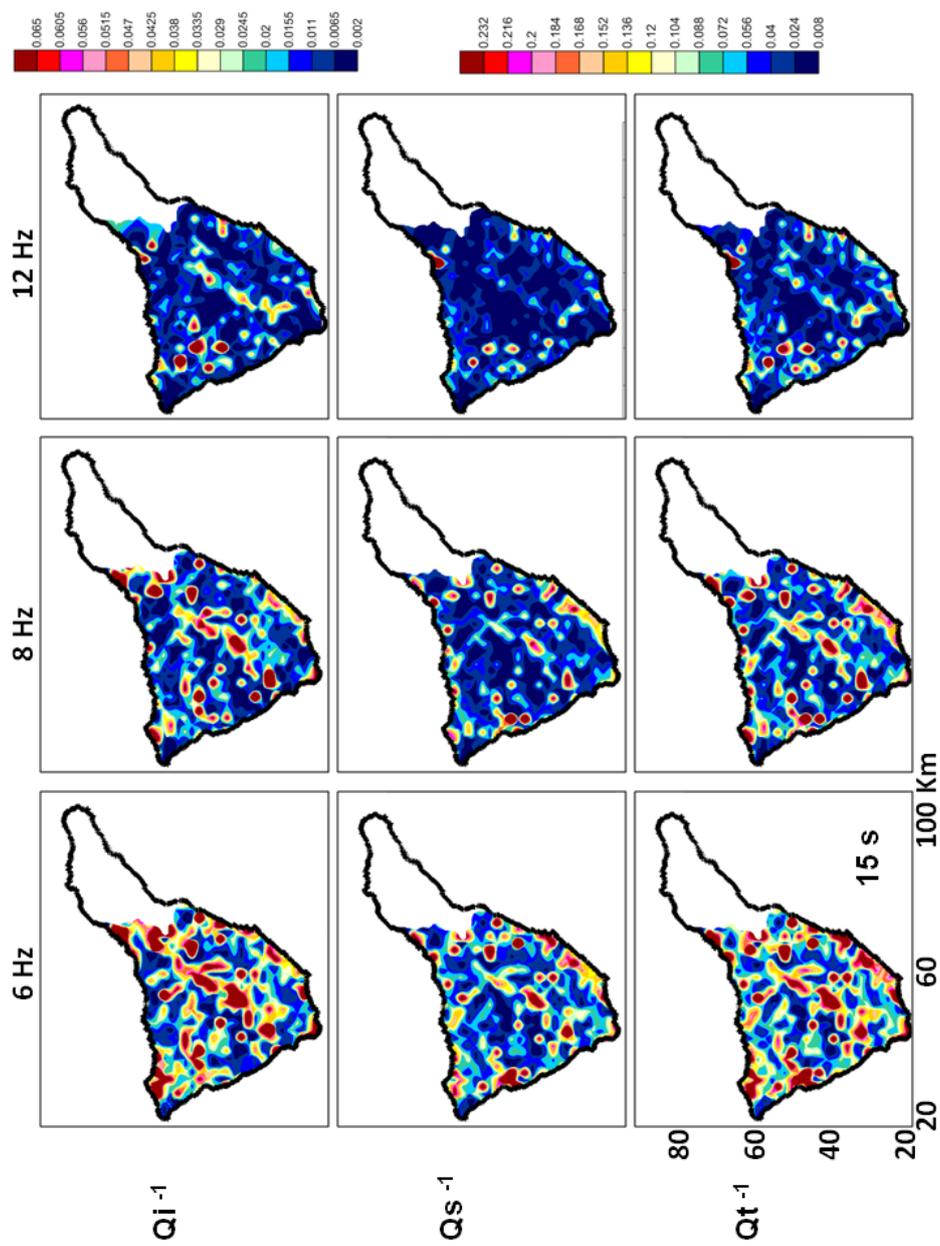


Figura A.1: Mapas de contornos para los valores Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} obtenidos mediante el procedimiento de asignar su valor al punto medio entre la estación y la fuente para un lapso de tiempo de 15 segundos.

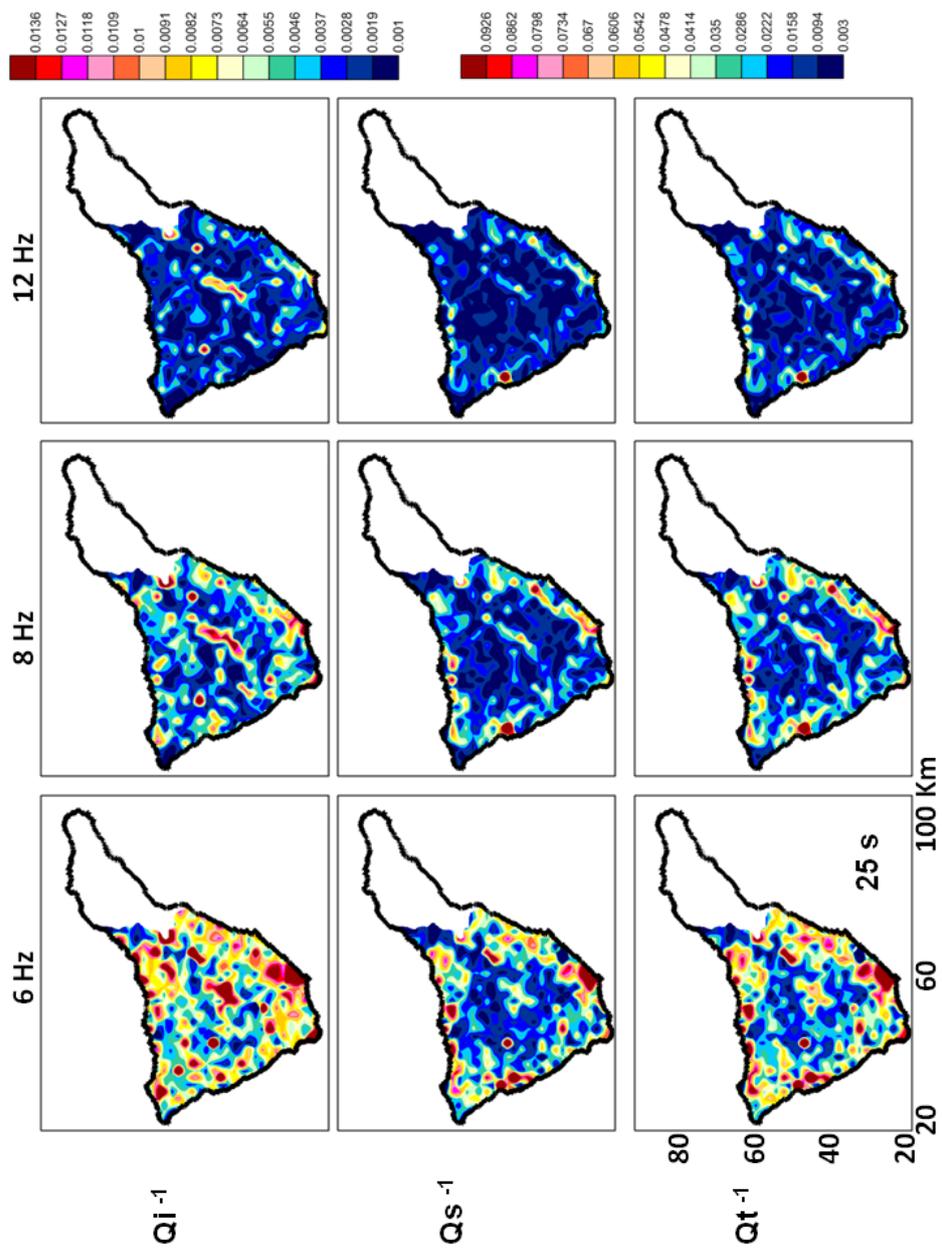


Figura A.2: Mapas de contornos para los valores Q_j^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} obtenidos mediante el procedimiento de asignar su valor al punto medio entre la estación y la fuente para un lapso de tiempo de 25 segundos.

Esta sección corresponde a los resultados obtenidos mediante la nueva técnica de representación descrita en esta tesis. En esta sección presentamos los mapas de Q_i^{-1} (figuras A.3 y A.4), Q_s^{-1} y Q_t^{-1} para las 3 bandas de frecuencias analizadas (6, 8 y 12 Hz) y correspondientes al resto de los lapse-time analizados: 15 y 25 segundos . Debido a la gran similitud entre los mapas de Q_s^{-1} y Q_t^{-1} , debido a que el scattering domina frente a la atenuación intrínseca, hemos decidido presentar únicamente los valores de Q_s^{-1} (figuras).

Nuevamente podemos observar como los patrones que diferenciamos para 20 segundos pueden identificarse:

- Q depende fuertemente de la frecuencia.
- Existe una distribución irregular de los valores de Q , con fuertes contrastes en atenuación.

Además, a pesar de que no era el objetivo de esta tesis, también hemos calculado los valores medios para cada frecuencia y lapse-time analizado (tablas A.1 y A.1). Y con estas medias hemos obtenido los mapas de anomalías de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} para resaltar aquellas zonas con altos contrastes en atenuación.

15s	Q_i^{-1}	Q_s^{-1}	Q_t^{-1}	Q_i	Q_s	Q_t
6Hz	$0,028 \pm 0,005$	$0,037 \pm 0,003$	$0,065 \pm 0,005$	36	27	15
8Hz	$0,019 \pm 0,004$	$0,026 \pm 0,002$	$0,045 \pm 0,003$	53	39	22
12Hz	$0,011 \pm 0,002$	$0,016 \pm 0,002$	$0,027 \pm 0,002$	91	62	37

Tabla A.1: Valores medios de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} , así como de Q_i , Q_s y Q_t para el lapse-time analizado de 15 segundos.

<i>25s</i>	Q_i^{-1}	Q_s^{-1}	Q_t^{-1}	Q_i	Q_s	Q_t
<i>6Hz</i>	$0,0074 \pm 0,0007$	$0,021 \pm 0,003$	$0,028 \pm 0,004$	135	48	36
<i>8Hz</i>	$0,0058 \pm 0,0005$	$0,013 \pm 0,003$	$0,019 \pm 0,002$	172	77	53
<i>12Hz</i>	$0,0038 \pm 0,0004$	$0,012 \pm 0,004$	$0,016 \pm 0,002$	263	83	62

Tabla A.2: Valores medios de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} , así como de Q_i , Q_s y Q_t para el lapse-time analizado de 25 segundos.

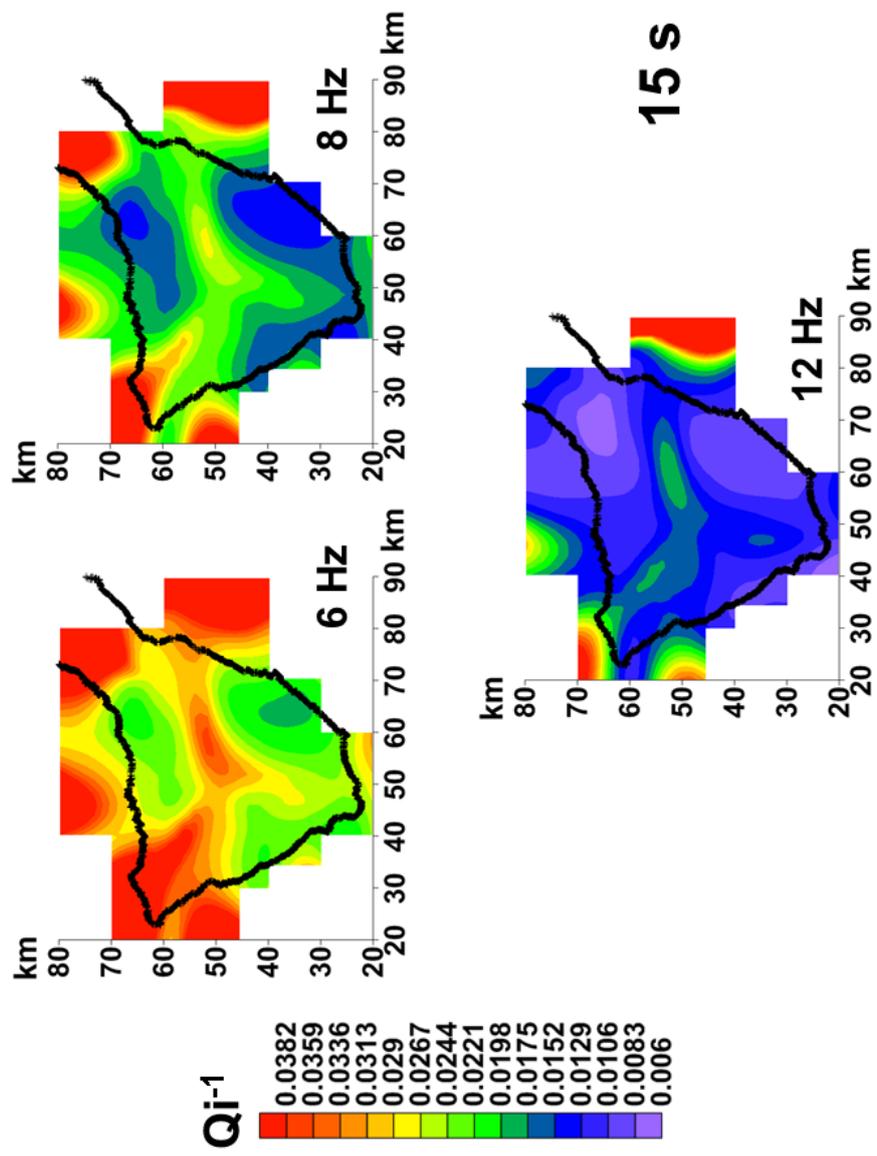


Figura A.3: Mapas regionales de los valores de Q_i^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico para 15 segundos.

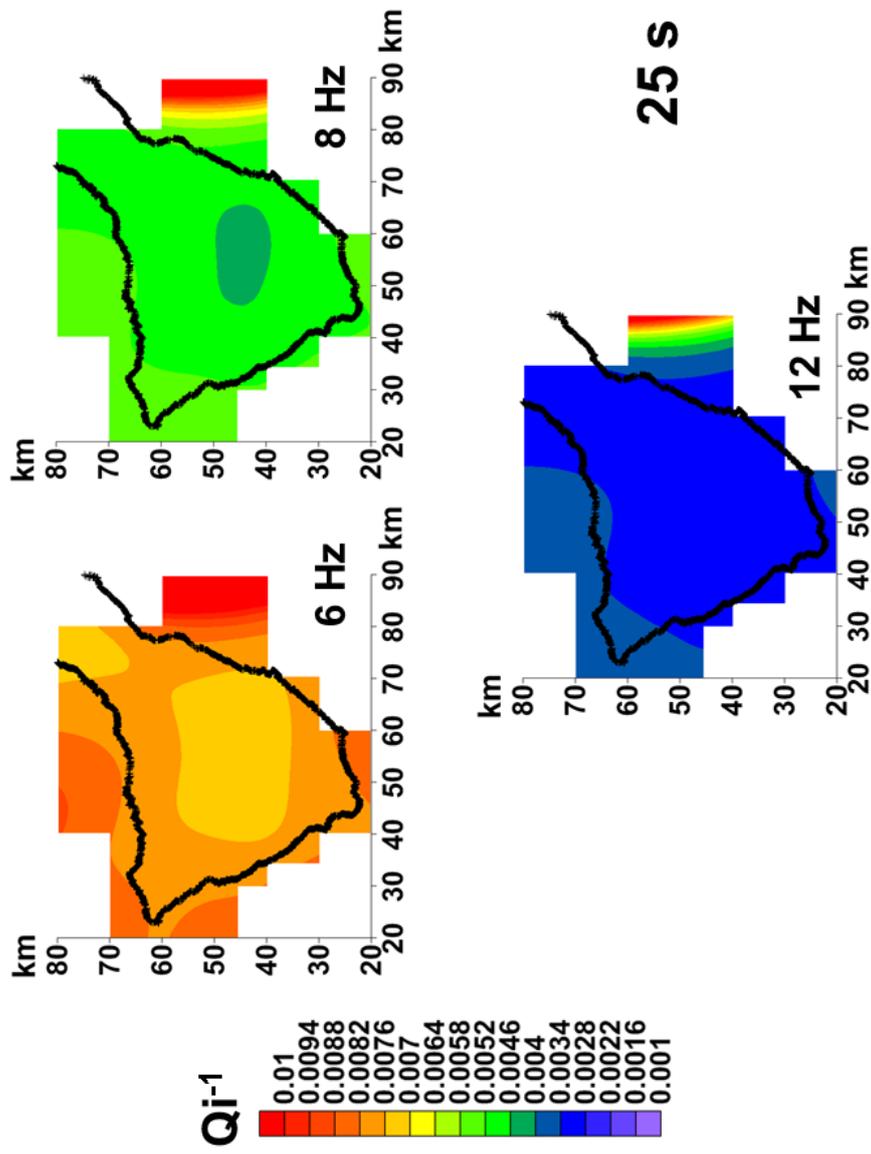


Figura A.4: Mapas regionales de los valores de Q_i^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico para 25 segundos.

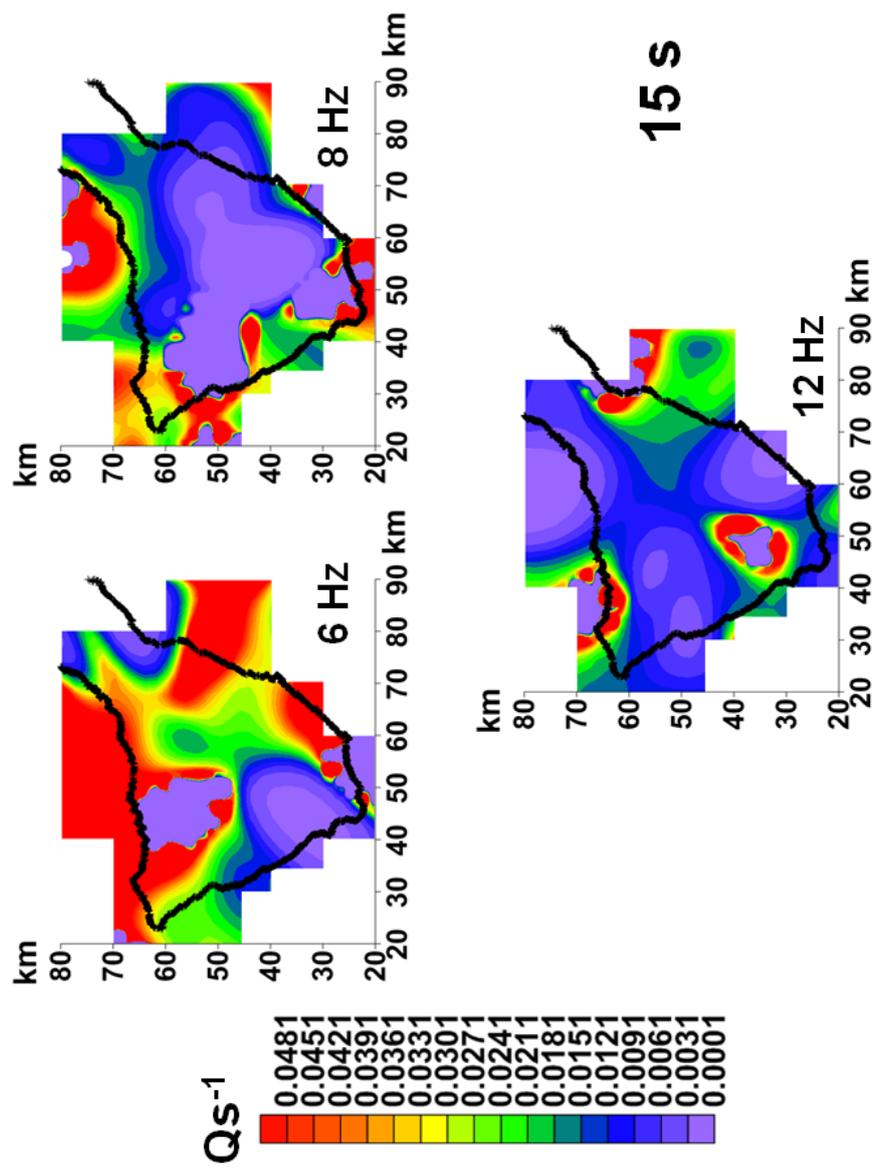


Figura A.5: Mapas regionales de los valores de Q_s^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico para 15 segundos.

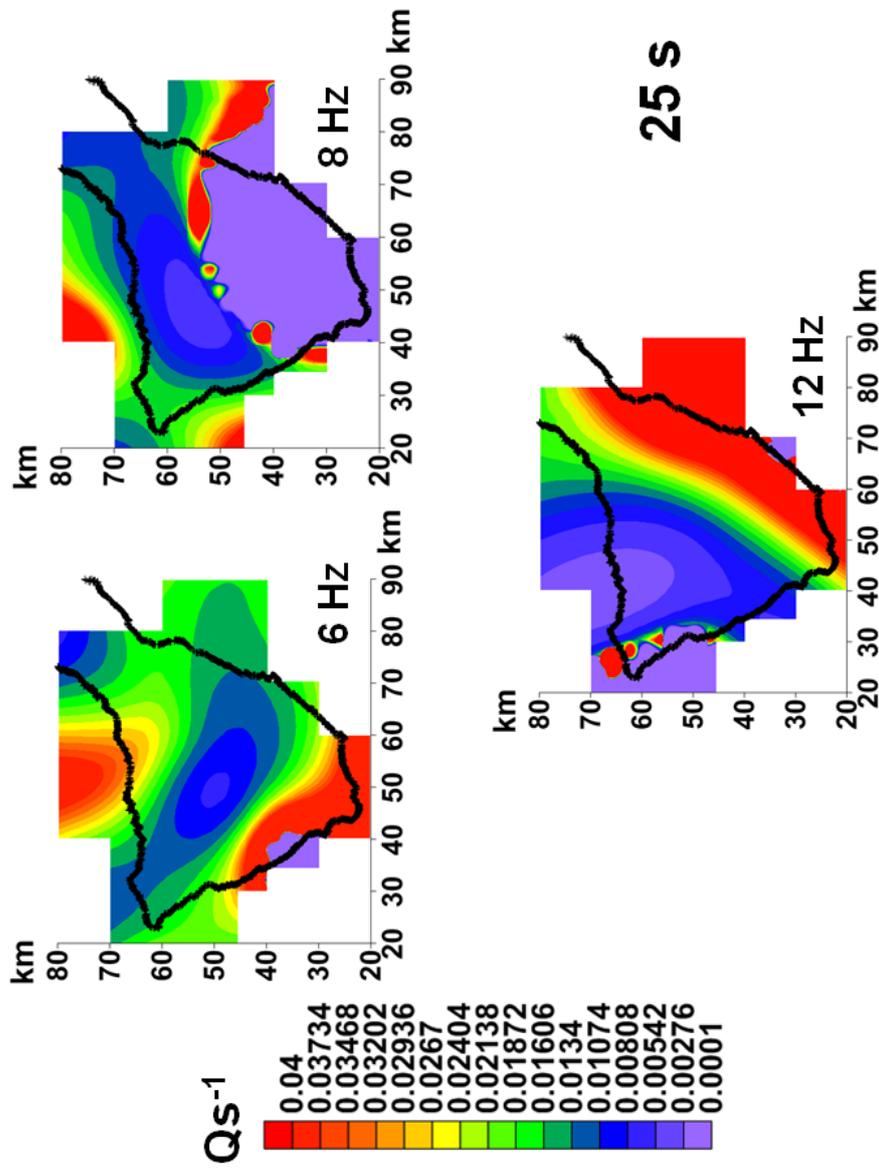


Figura A.6: Mapas regionales de los valores de Q_s^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico para 25 segundos.

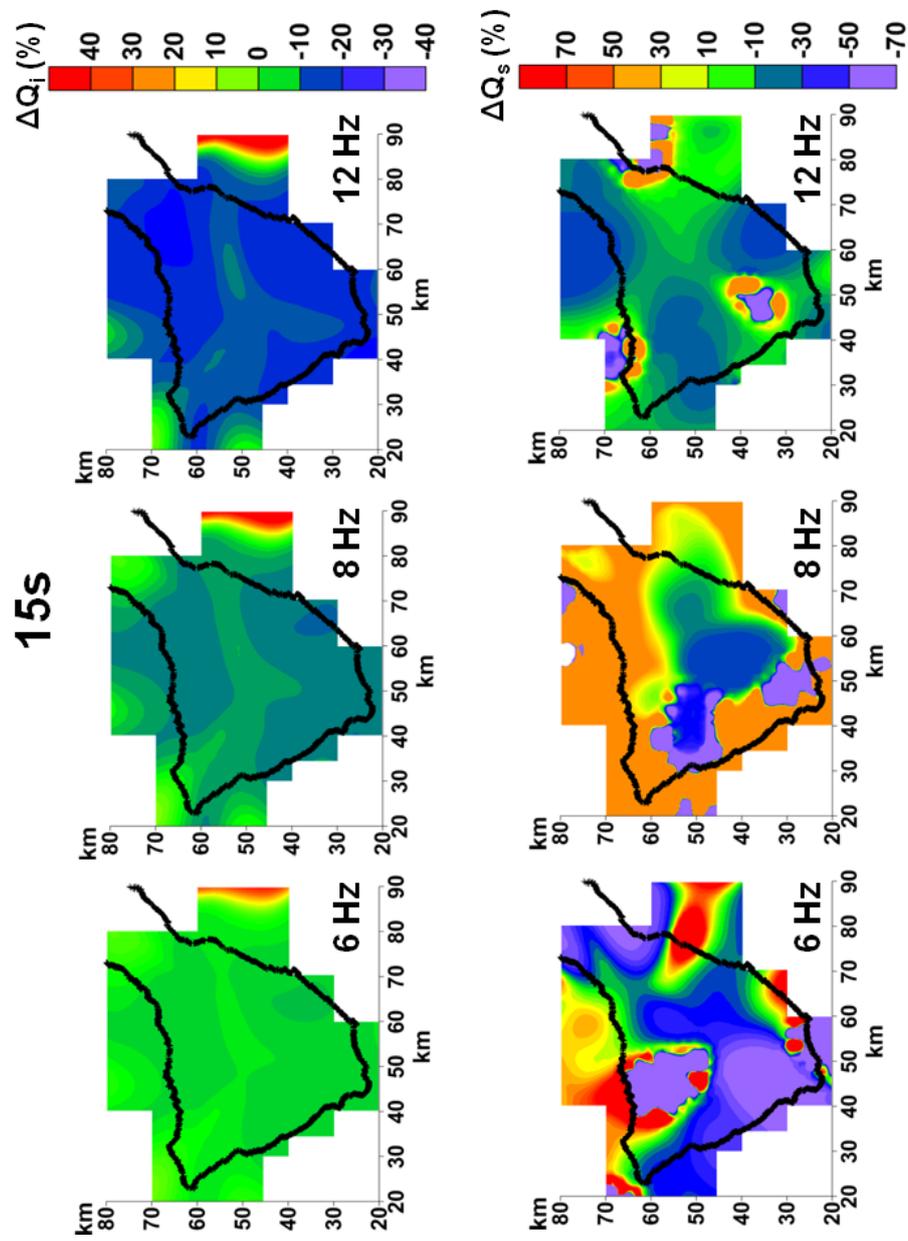


Figura A.7: Mapas de anomalías regionales de los valores de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico para 15 segundos.

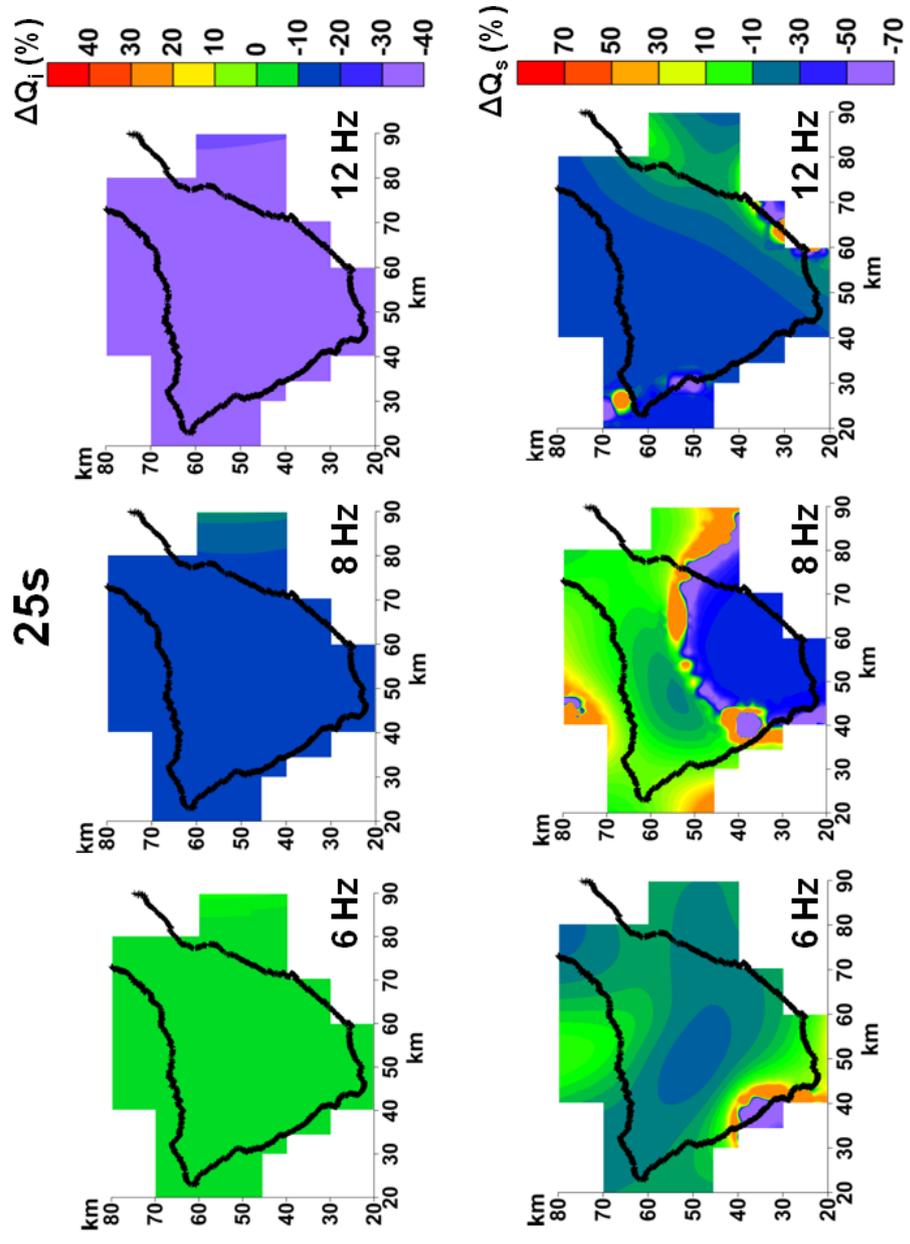


Figura A.8: Mapas de anomalías regionales de los valores de Q_i^{-1} y Q_s^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico para 25 segundos.

ANEXO 2

A.1 MID-POINT MAPS DE LA ISLA DECEPCIÓN

Como vimos en secciones anteriores y para el caso de la isla de Tenerife, el procedimiento más usado para presentar los valores de atenuación es el asignar el valor de Q al punto medio entre la estación y la fuente y realizar mapas 2D de contornos con los procedimientos estándar para el cálculo de la media espacial. Este tipo de mapas son los que hemos llamado *mid-point maps*.

En esta sección hemos representado los valores de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} para las 6 bandas de frecuencias analizadas (4, 6, 8, 12, 16 y 20 Hz) y correspondientes al lapse-time de 20 segundos.

Se pueden observar los mismos patrones que se observaron a 15 segundos: existe un gran contraste en atenuación, tanto para Q_i^{-1} como para Q_s^{-1} , para la región y a todas las frecuencias y se puede diferenciar claramente una zona de muy alta atenuación en la bahía interna de la Isla Decepción, mientras que las zonas que rodean la isla poseen valores más bajo de atenuación.

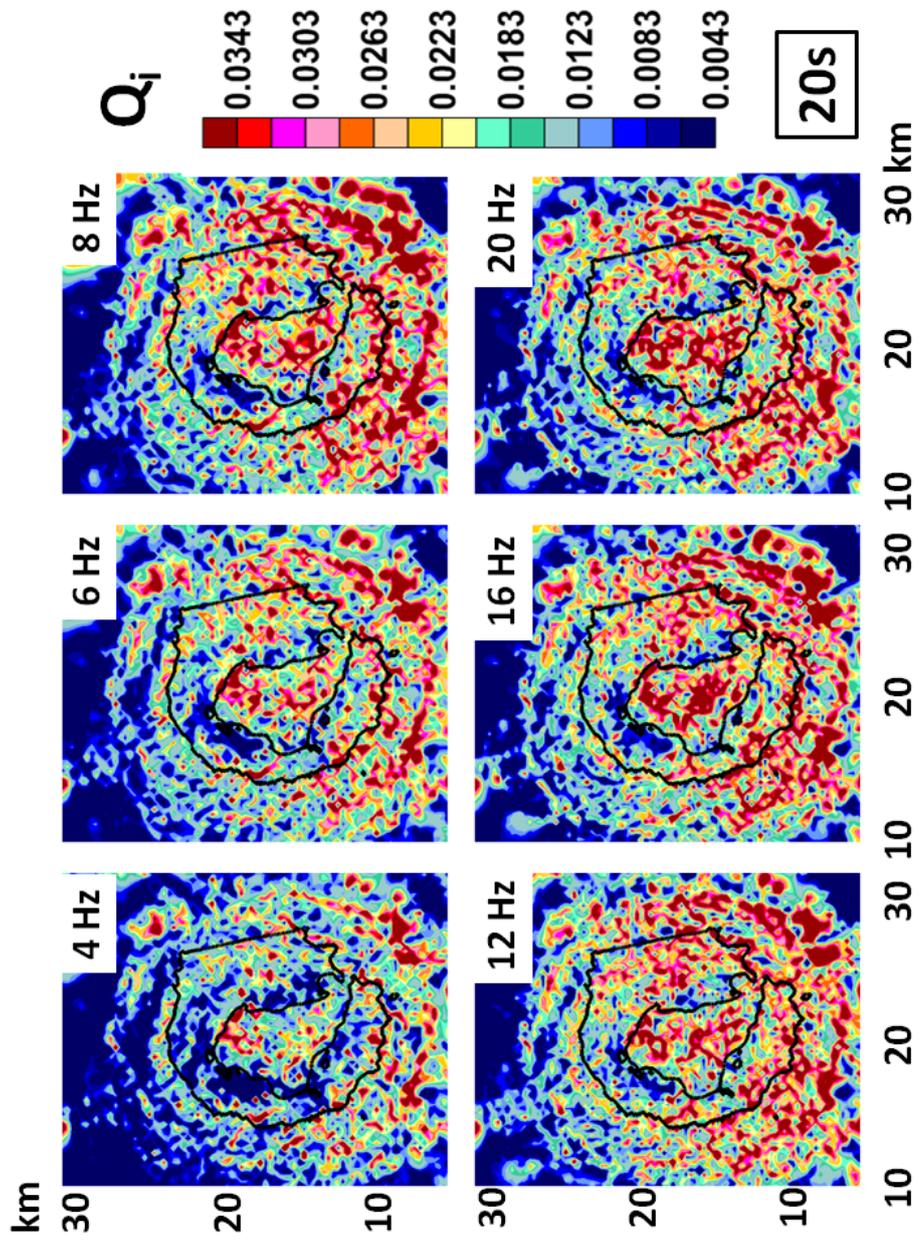


Figura A.1: Mapas de contornos para los valores Q_i^{-1} obtenidos mediante el procedimiento de asignar su valor al punto medio entre la estación y la fuente para un lapso de tiempo de 20 segundos.

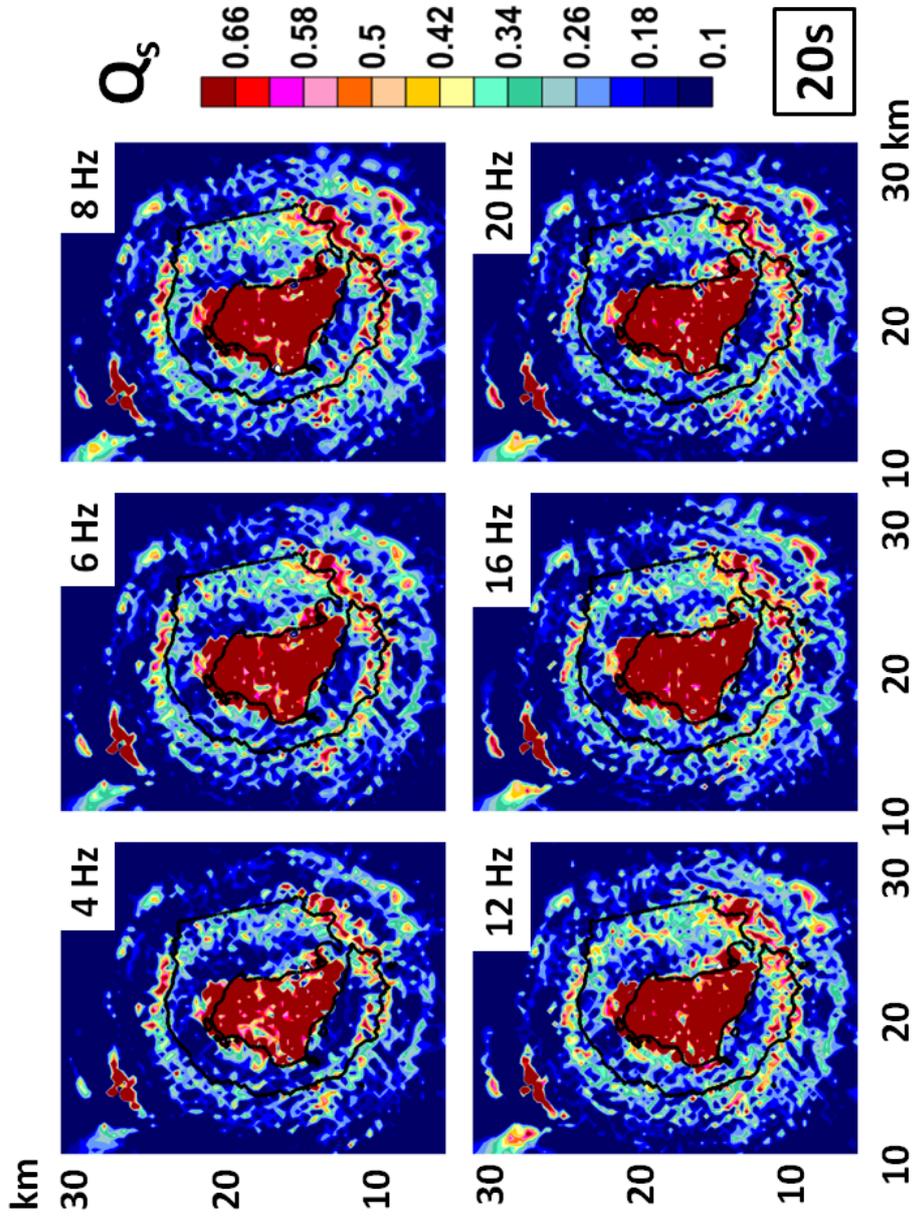


Figura A.2: Mapas de contornos para los valores Q_s^{-1} obtenidos mediante el procedimiento de asignar su valor al punto medio entre la estación y la fuente para un lapso de tiempo de 20 segundos.

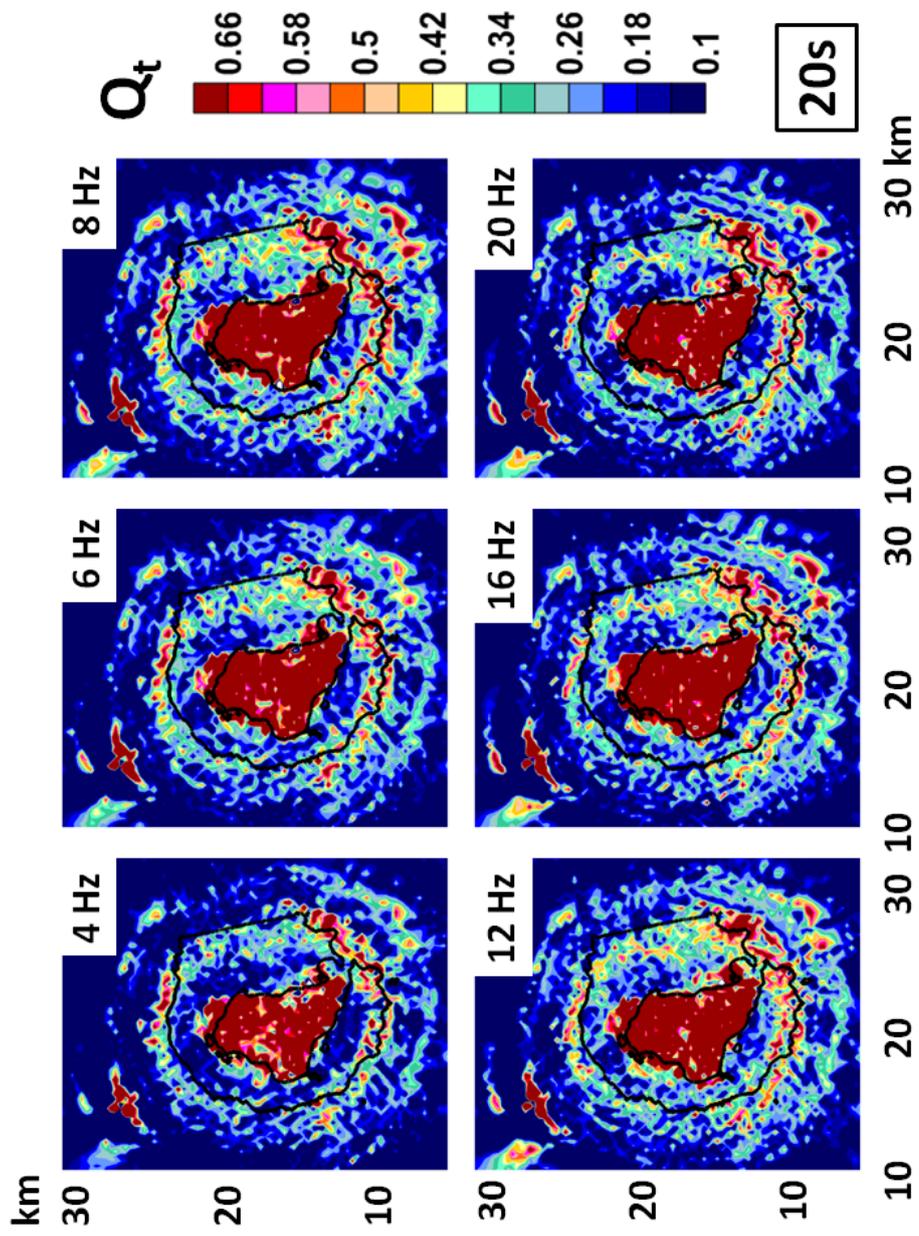


Figura A.3: Mapas de contornos para los valores Q_t^{-1} obtenidos mediante el procedimiento de asignar su valor al punto medio entre la estación y la fuente para un lapso de tiempo de 20 segundos.

Como ya venimos mencionando en esta tesis, nosotros hemos introducido un nuevo método más realista y mejor relacionado con el fenómeno físico que ocurre. Con este nuevo procedimiento de representación hemos elaborado los *2D probabilistic maps*.

En esta sección presentamos los mapas de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} para las 6 bandas de frecuencias analizadas (4, 6, 8, 12, 16 y 20 Hz) y correspondientes al lapse-time de 20 segundos (figuras A.4 y A.5). Debido a la gran similitud entre los mapas de Q_s^{-1} y Q_t^{-1} , debido a que el scattering domina frente a la atenuación intrínseca, hemos decidido presentar únicamente los valores de Q_s^{-1} .

Nuevamente podemos observar como los patrones que diferenciamos para 15 segundos pueden identificarse:

- La distribución de los valores de Q revela la existencia de una estructura altamente heterogénea para toda la isla.
- Q depende fuertemente de la frecuencia.
- El proceso de atenuación dominante en la Isla Decepción es el fenómeno de scattering, como ya se ha observado en otras regiones volcánicas.

Además, a pesar de que no era el objetivo de esta tesis, también hemos calculado los valores medios para cada frecuencia y lapse-time analizado (tabla A.1). Y a partir de estos valores medios hemos elaborado mapas de anomalías para resaltar aquellas zonas con altos contrastes atenuativos (figuras A.6 y A.7).

20s	Q_i^{-1}	Q_s^{-1}	Q_t^{-1}	Q_i	Q_s	Q_t
4Hz	$0,012 \pm 0,005$	$0,08 \pm 0,04$	$0,09 \pm 0,03$	83	12	11
6Hz	$0,010 \pm 0,004$	$0,06 \pm 0,02$	$0,07 \pm 0,02$	100	17	14
8Hz	$0,008 \pm 0,004$	$0,05 \pm 0,03$	$0,06 \pm 0,01$	125	20	17
12Hz	$0,005 \pm 0,002$	$0,03 \pm 0,01$	$0,035 \pm 0,007$	200	33	29
16Hz	$0,004 \pm 0,002$	$0,022 \pm 0,005$	$0,026 \pm 0,005$	250	45	38
20Hz	$0,003 \pm 0,001$	$0,018 \pm 0,003$	$0,021 \pm 0,005$	333	56	48

Tabla A.1: Valores medios de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} , Q_t^{-1} , Q_i , Q_s y Q_t para un lapso de tiempo de 20 segundos.

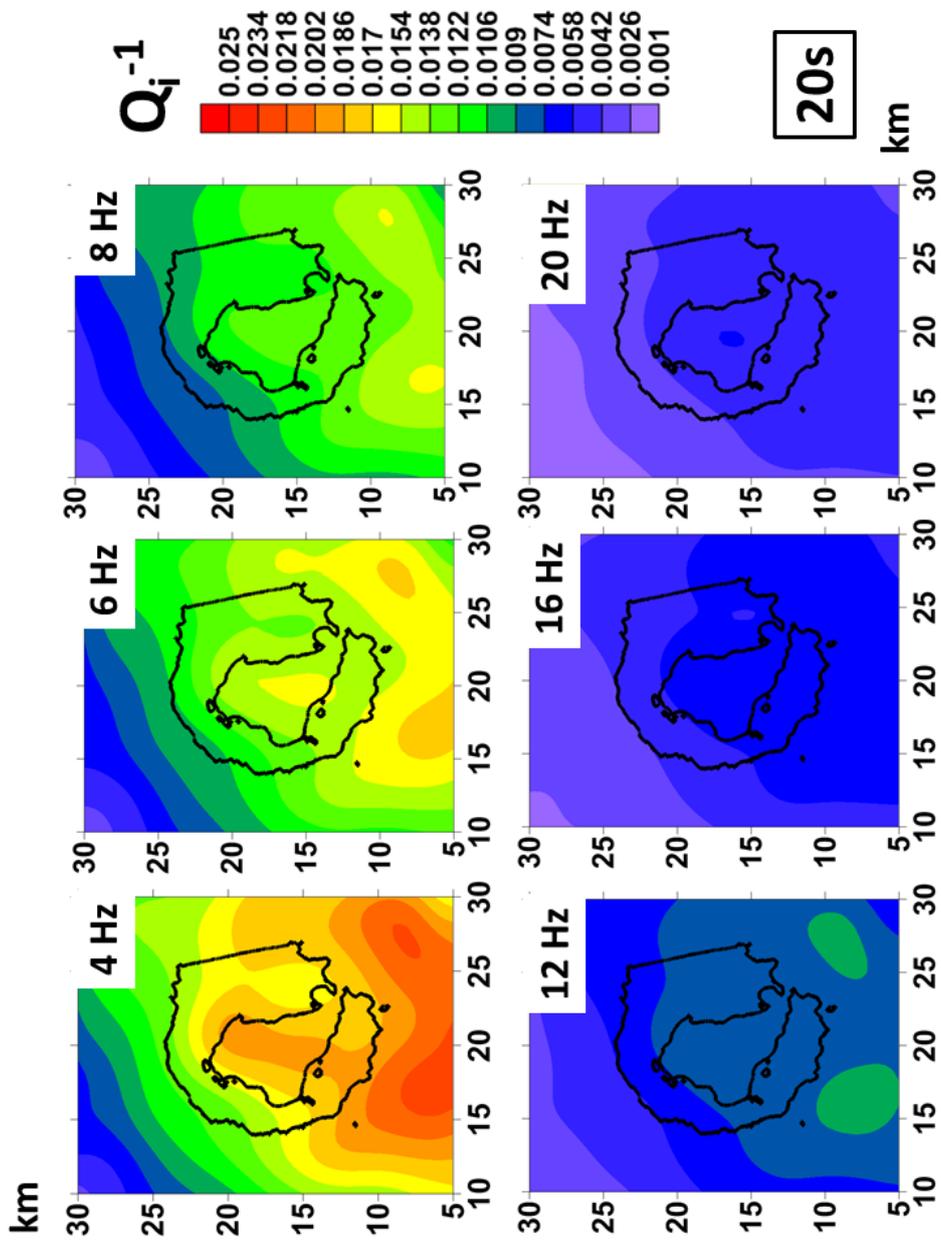


Figura A.4: Mapas regionales de los valores de Q_i^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico para 20 segundos y a todas las frecuencias analizadas.

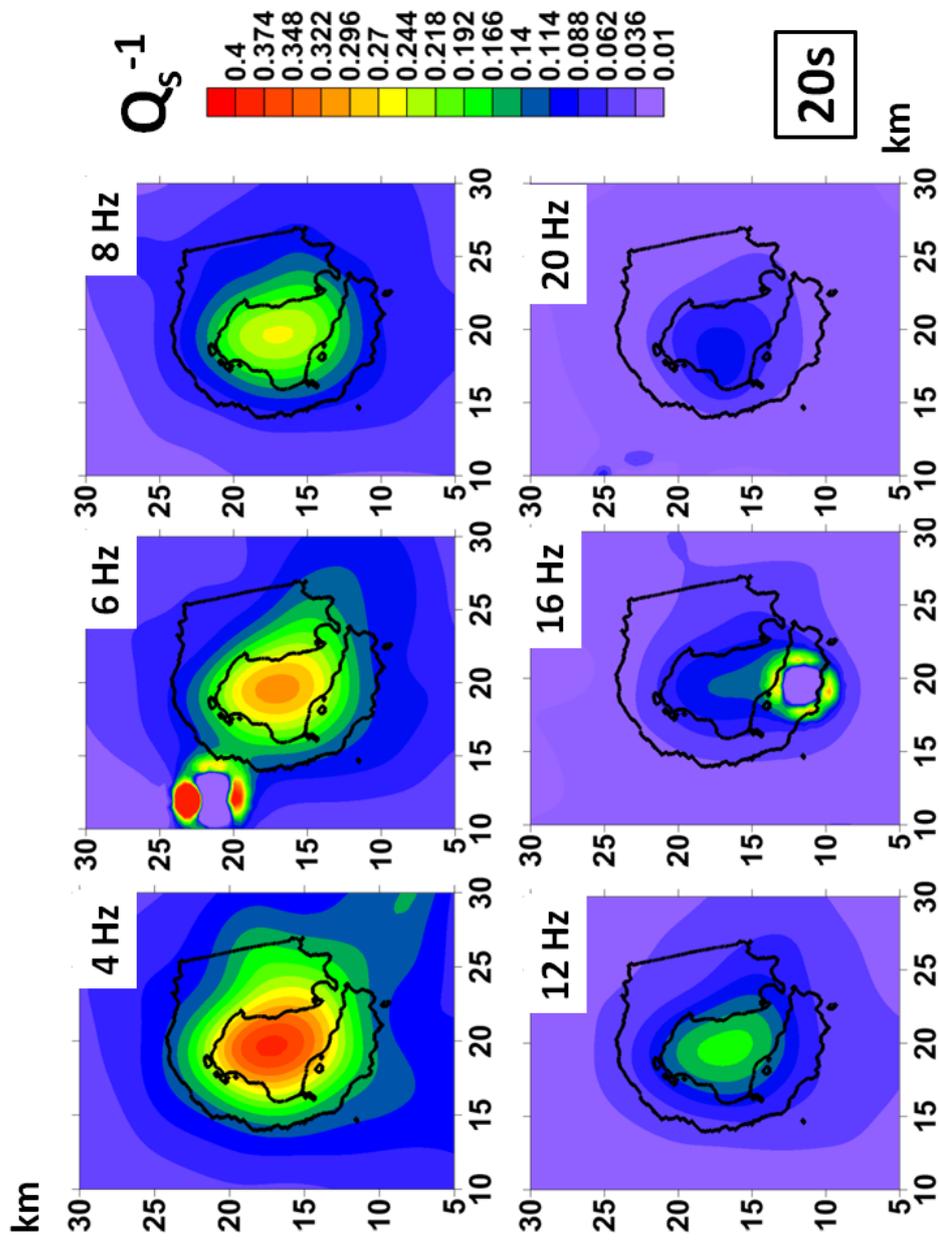


Figura A.5: Mapas regionales de los valores de Q_s^{-1} obtenidos después de aplicar el método de representación probabilístico para 20 segundos.

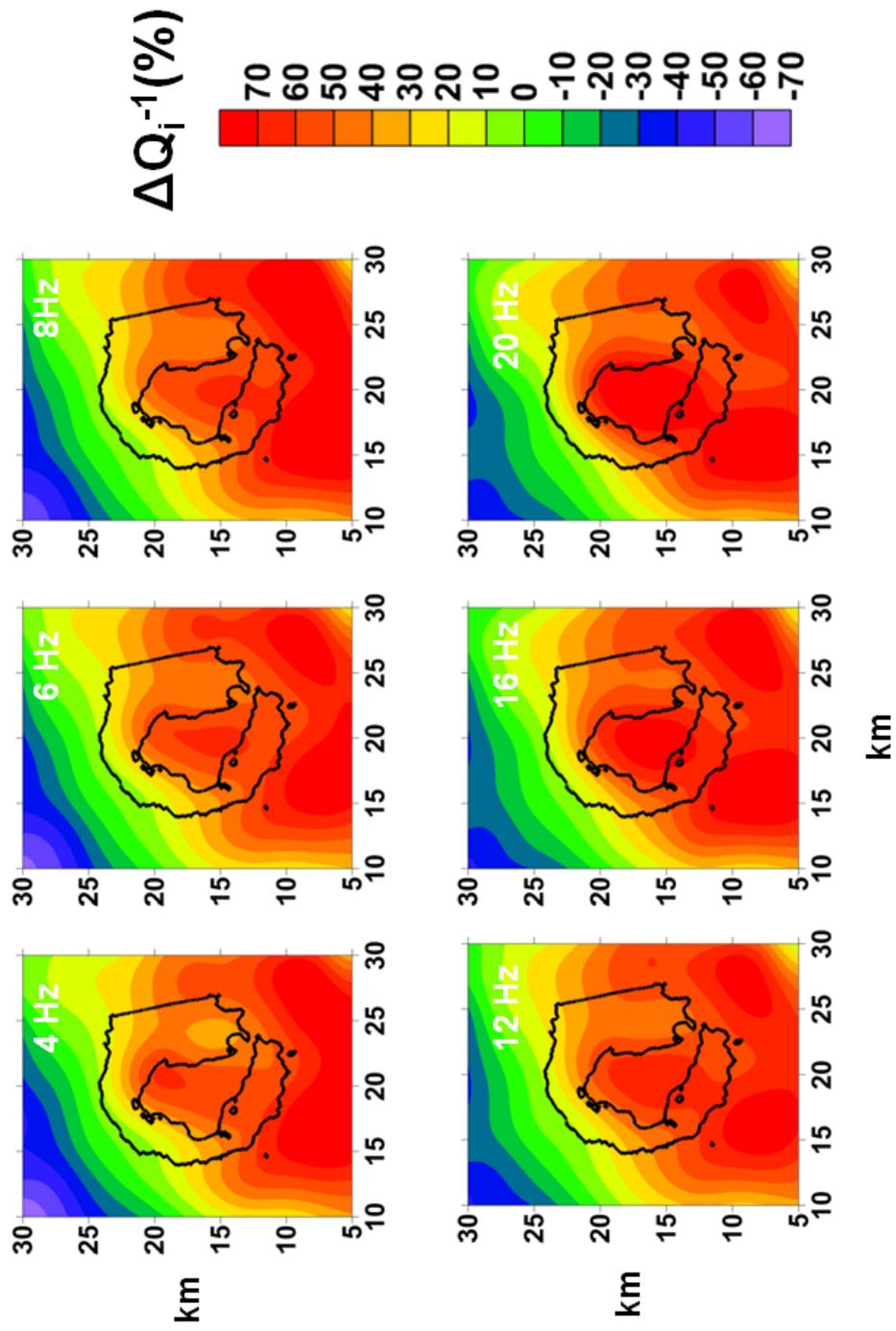


Figura A.6: Mapas de anomalías regionales de los valores de Q_s^{-1} para un lapse-time de 20 segundos.

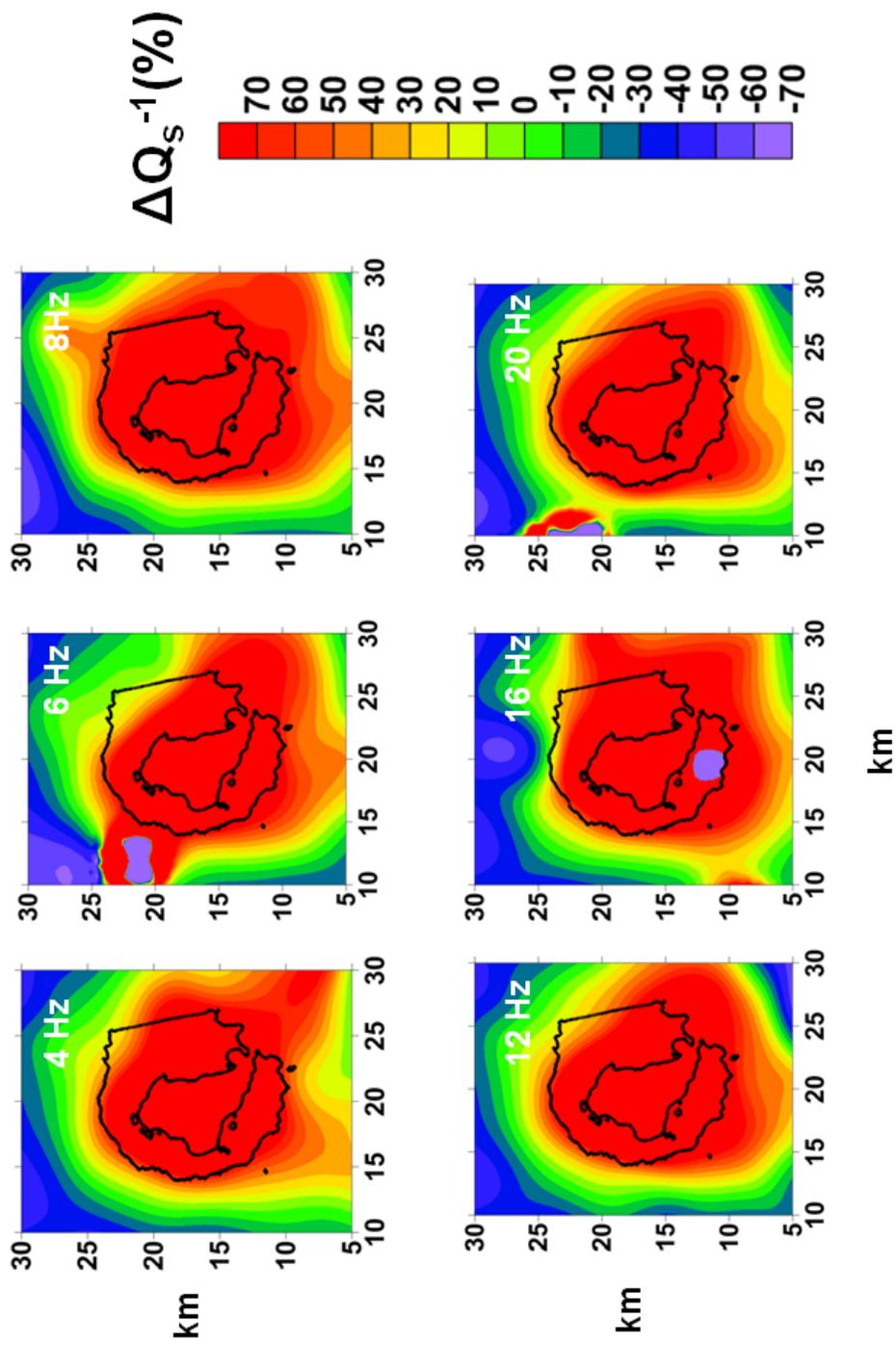


Figura A.7: Mapas de anomalías regionales de los valores de Q_i^{-1} para un lapse-time de 20 segundos.

