

**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)**

Carmen Martínez
Arévalo

Tesis Doctoral



**INSTITUTO ANDALUZ DE GEOFÍSICA
Y PREVENCIÓN DE DESASTRES SÍSMICOS.
DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA Y DEL COSMOS.
UNIVERSIDAD DE GRANADA, 2005**



Editor: Editorial de la Universidad de Granada
Autor: Carmen Martínez Arévalo
D.L.: Gr. 800 - 2005
ISBN: 84-338-3389-8

INSTITUTO ANDALUZ DE GEOFÍSICA Y
PREVENCIÓN DE DESASTRES SÍSMICOS.
DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA Y
DEL COSMOS.
UNIVERSIDAD DE GRANADA.



**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)**

Memoria de la tesis doctoral presentada por
Carmen Martínez Arévalo
para optar al grado de Doctor en Física.

Granada, 28 de Abril de 2005.

Fdo. Carmen Martínez Arévalo

Vº Bº de los Directores



FDO. JESÚS M. IBÁÑEZ GODOY



FDO. FCO. JAVIER
ALMENDROS GONZÁLEZ



Universidad de Granada, 2005

INSTITUTO ANDALUZ DE GEOFÍSICA Y
PREVENCIÓN DE DESASTRES SÍSMICOS.
DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA Y
DEL COSMOS.
UNIVERSIDAD DE GRANADA.



JESÚS M. IBÁÑEZ GODOY, PROFESOR TITULAR DE LA UNIVERSIDAD DE GRANADA, Y
FCO. JAVIER ALMENDROS GONZÁLEZ, INVESTIGADOR DE LA UNIVERSIDAD DE
GRANADA,

HACEN CONSTAR:

QUE LA PRESENTE MEMORIA TITULADA: "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)", HA SIDO
REALIZADA BAJO NUESTRA DIRECCIÓN POR CARMEN MARTÍNEZ
ARÉVALO Y CUMPLE LAS SUFICIENTES CONDICIONES PARA QUE SU
AUTORA PUEDA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN FÍSICA.

GRANADA, 22 DE ABRIL DE 2005.

FDO. JESÚS M. IBÁÑEZ GODOY

FDO. FCO JAVIER
ALMENDROS GONZÁLEZ



UNIVERSIDAD DE GRANADA, 2005

CARMEN MARTÍNEZ ARÉVALO,

ESTRUCTURA SUPERFICIAL DE ATENUACIÓN DE ONDAS DIRECTAS: P Y S, EN AMBIENTES VOLCÁNICOS. APLICACIÓN AL VOLCÁN ISLA DECEPCIÓN (ANTÁRTIDA) Y AL VOLCÁN ETNA (ITALIA).

a Nacho
y a nuestros bebés

AGRADECIMIENTOS.

iiiUufffff!!!!, parece que ya ha llegado el momento de cerrar este trabajo. Aún sigo pensando si no sería mejor retocar algunas figuras o revisar algunos párrafos, pero como dice Carlos en todas las tesis se verifica que aunque el número de correcciones tendiera a infinito, el número de erratas no tendería a cero. Esta frase me la dijo hace dos días y a partir de entonces empecé a cerrar capítulos, ¡qué buen consejo me dio!. Ahora empezaré a quitarme la ansiedad de estos últimos meses, y ya se empieza a dibujar una sonrisilla en mi cara, y es que la idea de acabar este trabajo para empezar otros, para pasar unos meses sin la presión de la tesis, es de lo más agradable.

Es imposible escribir esta parte sin empezar a recordar. Me relaja la idea de verme tan bien rodeada, mis jefes, la gente del observatorio, mi familia, mis amigos, mis compis, mi Nacho y mis bebés. A todos vosotros os iré repartiendo un presente, un detalle, o un bonito recuerdo.

Los primeros regalitos serán una vela perfumada de Capri para Jesús, y para Javi, un día de ensayo con su violín y el grupo musical Decepción. Jesús y Javi han sido mis directores de tesis. A fuerza de sus empujones y folios llenos de rojo han logrado que creyera que había una tesis, y más aún que la escribiera con orden y concierto.

Edoardo me dio los primeros artículos de atenuación, y me enseñó a mirar los resultados. Para él, un bravo. Francesca tuvo la dura tarea de mostrar a una incrédula el maravilloso mundo del *splitting* (esta será la última vez que aparezca esta palabra porque sino Jesús y Javi vienen con eso del abuso del britis). A ella le gustan los muñequitos de colores, como a mí. Estoy segura de que un Piolín le va a encantar. Andreas me tuvo que enseñar en poquísimo tiempo, y con mi britis de andar por casa, que hacer con SIMULPS2000 y con mis datos. Para no perder mucho el tiempo, entre lección y lección le acechaba con un millón de preguntas

y dudas que poco a poco y pacientemente él fue resolviendo. Para él, una cajita con un poquito de su Alemania.

En mi segunda estancia en Nápoles vi como la gente iba y venía a Catania, entre ellos Jesús. Era Julio de 2001 y el Etna había entrado en erupción. Jesús convenció a Mimmo de que yo sería capaz de hacer algo bonito con esos datos, y un CD cargadito de terremotos que me trajo. Luego yo convencí a Andreas de que me echara una mano para tan grata tarea que se me había encomendado. En Otoño de 2002 a Potsdam que me fui, y así aunque no fui a Catania sí que he podido ver al Etna en erupción. A Jesús, a Mimmo y a Andreas un pequeñito volcán de mil colores.

Ya han salido a relucir mis estancias. En Nápoles estuve dos veces, en el Osservatorio Vesuviano. Con Edoardo Del Pezzo la primera, y la segunda de nuevo con Edoardo Del Pezzo y Francesca Bianco. Gilberto siempre tan liadísimo, alegre y sabio, Marco tan servicial, los dos Marios tan agradables, Danilo tan tranquilo, Simona con esa grande sonrisa, Rosa tan feliz, mi Capitán tan dicharachero, y mucha gente más que ponían un poco de orden en la caótica y bella Napoli. A todos ellos unas ramitas de romero, para que pongan el olor de mi sierra en los pinares de Nápoles.

El otro sitio donde estuve de estancia fue en el Institut für Geowissenschaften (Universitat de Potsdam). El saber de Andreas Rietbrock calmó mis nervios e inquietudes ante el último análisis de la tesis. El acento argentino de Matías y el español de Martín fueron una buena escapada. Y La llave del despacho de Sebastián que me hizo adelantar mucho trabajo. Con Gudrun, Daniel y Martín me reí un montón. Frank Scherbaum, Frank Krüger y Joachim Wassermann me aconsejaron con los tests en mis primeros comienzos y cuando Andreas andaba con su maleta para arriba y para abajo. Todos ellos lograron que dejara de preguntarme que hago yo con -4°C , o incluso menos

grandos, si a mi lo que me gusta son como poco los 37° de mi Andújar. A ellos unos geranios rojos de mi tierra para que adornen los bonitos jardines de Sanssouci.

La pequeña colonia española de Potsdam: Laura, Ronaldo, Ana, Gorka y Eneko. No nos pusimos de acuerdo en la forma de hacer turismo, pero no hubo dudas para tomarnos una cerveza alemana o un chocolate calentito. A todos, el más rico de los dulces de Navidad alemanes, un stöllen. Y continuo con el extranjero, porque nada se sabe de Norma todavía. Es napoletana, pero la conocí en Granada, antes de irme por segunda vez a Nápoles. Siempre tan cariñosa. Por estas fechas, Norma, Enrique y yo, empezamos a comer en el césped. A Norma, una bandejita de cerezas.

No lo he dicho todavía, pero la tesis la he estado haciendo en el Observatorio de Cartuja, en Graná. Allí están todos los que me ha facilitado las cosas en estos años. Jesús, Gerardo y Pepe que fueron los primeros que me presentaron a mis amigas las ondas sísmicas. Inma que siempre consigue lo que le pidas, aunque sea una bibliografía y una traducción al latín. Fede en la cúpula, Paco y sus inquietudes por mis avances, José Antonio y sus Matemáticas, Manolo y la Historia, y Antonio Martos que tantas veces me ha reconciliado con el Windows. Benito que tiene de todo en su ordenador y Pepe Peña en sus CDs. Enrique que da tan sabios consejos, que me ha allanado el terreno de las facturas y dietas, y que me ha mandado esos mensajes tan bonitos sobre mellizos. Merche tan eficaz y cerca de mí, Antonio que siempre sonrío, José Manuel y Jaime que mantienen todo a punto, y José Luís, que todas las noches me da ánimos para que acabe. Encarni, que me recuerda a mi tita y cada tarde que viene me da un poquito de calorcito familiar. Y a Luisa que a pesar de que llevo dos años ocupando su librería, no sólo no me ha dicho que le deje un poquito de espacio para sus cosas, sino que el Viernes me trae tiramisú para desayunar. A todos, un bonito ramo de lirios y margaritas.

Cuando miro toda la bibliografía acumulada en todos estos años no me queda más remedio que pensar en Dioni y Bea. Desde Granada, Canadá o Barcelona me han ido buscando y mandando los artículos que creía imposible de encontrar. A los dos, y como estamos en el V centenario del Quijote, una versión de comic del Quijote.

En el Observatorio hay más gente, ¿verdad?. Claro que sí, los que me faltan son los compis. Existen diferentes sedes, la de Barcelona con Bea a la cabeza, la del Sur de Graná, con Miguel como único representante, la sede móvil con Lorensiqui como director y la del Observatorio, que es la más numerosa, formada por Flor, Riqui y Javi. Si me pusiera a poner todo lo que me han ayudado y han hecho por mí rellenaría muchos más folios. ¿Los escribo?. Bueno, al menos una versión reducida. Al primero que conocí fue a Miguel. Era un verano y me abrió la puerta del Observatorio. Hablé un poquito con él mientras que esperaba a Jesús y me pareció una persona bastante agradable. Luego fue a Flor, que también empezaba en esto. A Bea, Enrique y Javi los conocí después. Todos ellos me parecían curiosos. Bea que para sus vacaciones quería hacer el camino de Santiago, Enrique que en cuestión de vida natural no hay quien le gane y Javi tan rubio y con esa melena, nunca hubiera creído que fuera de aquí. El último con el que me tropecé fue con Lorensiqui, a lo mejor es por eso de que es el de la sede móvil. Poco a poco nos fuimos acoplando, pero pronto se fueron para tierras americanas Flor, Javi y Bea. En Graná nos quedamos Riqui, Miguel y yo porque Lorensiqui siempre ha estado móvil. Con Miguel compartía el despacho de la entrada y nunca hubiera podido imaginar que hubiera una persona así. En invierno, como llegaba antes que yo, me encendía la estufa del despacho para que estuviera calentito cuando yo llegara. Eso no se ve todos los días. El Riqui, ya lo sabe todo el mundo que lo conoce, no tiene el sentido de la propiedad. Con él dí unas fantásticas clases de britis, ¿te acuerdas?. Flor y Javi regresaron después de algunos años, allá por el 2001. Todos me animaron en esos momentos, y

usando el buen hablar y escribir en britis de Javi, Miguel y Flor, pude encontrar de nuevo mi rumbo. Mis charlas con Lorensiqui han sido un relax total y una puesta al día de todos los temas pendientes, ¿verdad compi?. Luego me fui a Madrid y todos estuvieron facilitándome las cosas para que acabara pronto este trabajillo, y a Javi lo impliqué tanto que pasó a ser mi co-director. En el final de la tesis no ha sido menos y en este mes de Abril han participado activamente en el final: Javi me ha dejado la mitad de su mesa, Miguel con la portada, Enrique con las figuras y la bibliografía. Como había muchas figuras, también se implicó Flor, que además me ha traído la última flor. Para ellos, como son muchos, les traigo una caja más grande, con macetas, árboles frutales, lápices de colores, simuladores de vuelo, instrumentos musicales, tres tesis, para Flor, Enrique y Miguel, y un os quiero un montón.

A Flor y Carlos, Ana y Álex, Enrique y Puri, y Jesús que me han acogido en sus casas siempre que lo he necesitado y durante el tiempo que hiciera falta. Para cada uno, una cajita fuerte para guardar esa llave de más.

También encontré amigos en la fría Antártida. Aurelio, Jesús, Manolo, Carmen, Ángel, Paco, Lucio, Seve, Alberto, los dos José Luís, César, Lucía y por supuesto Javivi. Con ellos pude disfrutar de una bonita amistad e hicieron que mis dos estancias en Decepción fueran de lo más entrañable. A los antárticos una cometa con la luz del atardecer de Decepción posándose en el glaciar negro.

En la Antártida y Lanzarote también conocí a la gente del Museo. Alicia, Nieves y Marta me han dado toda su ayuda que para poder pedir ese contrato. A ellas un guiñito.

Están mis amigas del pueblo, Susana, Carmelí y Mamen, de facultad, Gema, Ana Belén, Sonia y Marisa, a quién no las veo desde hace mucho tiempo porque estoy como muy concentrada y absorbida no sólo con la tesis, sino con

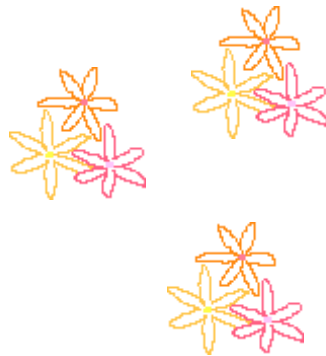
algunas cosillas adicionales que se me han agregado en este último año. Laura y Rosana, que menos mal que me llaman por teléfono y van a casa a verme, que sino haría también mil años que no las veo. A ellas la mejor de las sonrisas.

A mi familia y mis vecinas de toda la vida, siempre los he tenido, pero en este último mes nada hubiera sido posible sin mis padres, Ino, Mabel y Sol. Ellos se han ocupado de mis bebés en este mes de Abril. Mi hermana Ana Gloria, siempre que puede releva a mi madre en esta dura tarea. Belén y Juan, que me llaman en estos días para que no decaiga. A ellos por buenos, os voy a regalar un día más con los bebés.

Esto lo tengo que acabar ya porque yo esta mañana le dije a Flor que no, que no iba a hacer unos agradecimientos de 5 folios. La verdad es que he cumplido mi promesa, de 5 folios no va a ser, va a ser de más. Pero no me puedo ir así. Me queda nada más y nada menos que dar un regalito a los tres hombres de mi vida, a Nacho y a nuestros bebés, Nacho y a Enrique. Los bebés no me lo han puesto muy fácil, pero tampoco imposible y me han dado mucha ilusión y felicidad en estos 16 meses que llevo con ellos. A mis niños les voy a regalar algunos días sólo con mamá. Nacho siempre ha estado conmigo desde que estoy con la tesis. Al principio buscando beca y después yo siempre con la tesis. ¡Madre mía!, no sé de qué vamos a hablar cuando acabe esto. Son muchísimas las cosas en las que me ha ayudado. Con él aprendí a programar, me mostró el fantástico mundo del Unix/Linux, se sienta delante del ordenador siempre que lo necesito, me resuelve mis dudas informáticas, me sirve de mensajero para enviar los ficheros gordos cuando los necesito, me orienta con la perspectiva de quién está fuera, y me hace aprender mucho con sus cuestiones. Se ha pringado hasta los ojos de tesis, llevando en el metro todas las mañanas una tesis debajo del brazo, peleándose con la topografía y el matlab. Sin él no sé que hubiera hecho todos estos años, siempre me ha calmado y serenado en mis precipitadas decisiones. Es mi despertador todas las mañanas, esté o no en Madrid, y un

sinfín de más cosas, que como con los compis es muy difícil de resumir en pocas palabras. Todas las ideas se agolpan y se forma una maraña que no deja salir a ninguna. A EL, un gran tesoro feito do mar que descubrir.

A todos los que habeís llegado al final de estos agradecimientos, y a los que debaís estar y no esteís por mi mala memoria. A los que esteís dispuestos a continuar con la lectura de este apasionante relato sobre lo que le pasan a las pobrecillas ondas sísmicas en los volcanes, me ha traído Flor para vosotros, un ramillete de su jardín.



Un beso a todos

Granada, entre 27 y 28 de Abril de 2005.

ÍNDICE.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.

Página

1. INTRODUCCIÓN.	3
2. LA TIERRA ES HETEROGÉNEA.	3
3. HETEROGENEIDADES Y PROPAGACIÓN DE LA ENERGÍA SÍSMICA.	11
4. ATENUACIÓN ÍNTRINSECA O ANELÁSTICA.	13
5. EXPANSIÓN GEOMÉTRICA.	23
6. <i>SCATTERING</i> .	26
7. DESDOBLAMIENTO DE LA ONDA S.	37
8. OTROS MECANISMOS: REFLEXIÓN, REFRACCIÓN.	42
9. CONCLUSIONES.	45

CAPÍTULO 2: ANÁLISIS DE ATENUACIÓN Y ANISOTROPÍA.

1. INTRODUCCIÓN.	51
2. MÉTODOS PARA OBTENER EL FACTOR Q.	53
2.A. ENSANCHAMIENTO DEL PRIMER PULSO DE LA ONDA P.	53
2.B. DECAIMIENTO ESPECTRAL.	60
2.B.1. DETERMINACIÓN DE Q USANDO EL ESPECTRO PARA $f < f_c$.	63
2.B.2. DETERMINACIÓN DE Q USANDO TODO EL ESPECTRO.	66
2.C. MODELO <i>SINGLE BACK SCATTERING</i> (SBS).	68
2.D. MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA.	73
3. ESTIMACIÓN DE LA ATENUACIÓN INTRÍNSECA Y DE <i>SCATTERING</i> .	75
3.A. MÉTODO DE WENNERBERG.	77

4. TOMOGRAFÍA DE ATENUACIÓN SÍSMICA.	80
4.A. LA TÉCNICA TOMOGRÁFICA.	81
4.B. TOMOGRAFÍA DE VELOCIDAD CON SISMICIDAD LOCAL (LET).	85
4.B.1 DISCRETIZACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA.	88
4.B.2 TRAZADO DEL RAYO SÍSMICO.	90
4.B.3 MÉTODO DE INVERSIÓN.	93
4.B.4. CALIDAD DE LA SOLUCIÓN.	95
4.C. TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE ATENUACIÓN CON SISMICIDAD LOCAL.	100
5. MÉTODOS DE ANISOTROPÍA.	103

CAPÍTULO 3: ESTRUCTURA SUPERFICIAL DE ATENUACIÓN EN ISLA DECEPCIÓN.

1. INTRODUCCIÓN.	111
2. ISLA DECEPCIÓN: SU GEOLOGÍA Y VOLCANISMO.	112
3. SISMICIDAD EN ISLA DECEPCIÓN.	119
3.A. CLASIFICACIÓN DE LA SISMICIDAD.	119
3.B. MONITORIZACIÓN SÍSMICA Y PRIMEROS ESTUDIOS DE LOCALIZACIÓN.	124
4. ESTRUCTURA SUPERFICIAL DE ISLA DECEPCIÓN.	130
4.A. ESTRUCTURA DE VELOCIDAD.	131
4.B. ESTUDIOS PREVIOS DE LA ESTRUCTURA DE ATENUACIÓN.	134
5. LA CRISIS SÍSMICA DE 1999.	135
5.A. SELECCIÓN DE LOS DATOS.	141
6. ANÁLISIS DE ATENUACIÓN.	145
6.A. MÉTODO DEL DECAIMIENTO ESPECTRAL.	146

6.B. ENSANCHAMIENTO DEL PULSO DE LA ONDA P.	151
6.C. MODELO DEL <i>SINGEL BACK SCATTERING</i> .	159
6.D. MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA.	166
6.E. SEPARACIÓN DE Q_i Y Q_s : MÉTODO DE WENNERBERG.	170
7. ANISOTROPIAS EN LA CORTEZA.	174
7.A. MÉTODO DE DESCOMPOSICIÓN DE LA MATRIZ DE COVARIANZA.	175
7.B. MÉTODO VISUAL.	176
8. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.	179
8.A. DECAIMIENTO ESPECTRAL Y ENSANCHAMIENTO DEL PULSO.	182
8.B. ATENUACIÓN DE LAS ONDAS CODA.	184
8.C MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA.	189
8.D. ATENUACIÓN INTRÍNSECA Y POR <i>SCATTERING</i> .	195
8.E. ANISOTROPÍA CORTICAL.	201
9. CONCLUSIONES.	202

CAPÍTULO 4: TOMOGRAFÍA 3-D DE ATENUACIÓN DEL VOLCÁN ETNA.

1. INTRODUCCIÓN.	207
2. MARCO GEOLÓGICO DEL VOLCÁN ETNA.	209
3. ESTUDIOS GEOFÍSICOS Y GRAVIMÉTRICOS SOBRE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL ETNA.	214
3.A. ESTUDIOS SÍSMICOS Y GRAVIMÉTRICOS.	214
3.B. ESTUDIOS DE ATENUACIÓN.	221
4. LOS DATOS: UN ENJAMBRE SÍSMICO PRE-ERUPTIVO.	226
5. EL MÉTODO Y SU APLICACIÓN.	233
5.A. ESTIMACIÓN DE t_{ij}^* .	233

5.A.1. CÁLCULO DEL ESPECTRO DE AMPLITUD.	234
5.A.2. ESTIMACIÓN DE $A_{0,i}$, $f_{c,i}$ Y t_{ij}^* .	235
5.B. MÉTODO PARA LA INVERSIÓN TOMOGRÁFICA DE t_{ij}^* .	236
5.B.1. DISCRETIZACIÓN DEL MEDIO.	237
5.B.2. MÉTODO DE INVERSIÓN.	239
5.C. APLICACIÓN DE LA INVERSIÓN TOMOGRÁFICA DE t_{ij}^* .	241
5.C.1. MODELO DE PARTIDA.	242
5.C.2. ELECCIÓN DEL FACTOR DE AMORTIGUAMIENTO (L) Y OBTENCIÓN DE LA SOLUCIÓN.	242
5.C.3. RESOLUCIÓN DE LA SOLUCIÓN.	244
6. TESTS SINTÉTICOS: APLICACIÓN, RESULTADOS Y CONCLUSIONES.	245
6.A. TESTS CON ANOMALÍAS LOCALIZADAS.	247
6.B. TESTS DE TABLERO DE AJEDREZ.	263
6.C. TESTS CON ANOMALÍAS DESPLAZADAS.	275
7. RESULTADOS.	279
7.A. CURVA DE AMORTIGUAMIENTO.	280
7.B. INVERSIÓN Y SOLUCIÓN.	281
7.C. TEST DE RESTAURACIÓN.	289
8. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN.	293

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES.

1. CONCLUSIONES DE LA TESIS.	305
1.A. CONCLUSIONES DE LOS MÉTODOS.	306
1.B. CONCLUSIONES DE LOS RESULTADOS.	309
1.B.1 VOLCÁN ISLA DECEPCIÓN (ANTÁRTIDA).	309
1.B.2 VOLCÁN ETNA (ITALIA).	312
2. TRABAJO FUTURO.	314

CAPÍTULO 1:

INTRODUCCIÓN.

1. INTRODUCCIÓN.

La Tierra es un medio heterogéneo y no elástico, como se pone de manifiesto en la generación y propagación de las ondas sísmicas a través del interior de la Tierra. Tanto la presencia de heterogeneidades como la anelasticidad, va a afectar a la propagación de las ondas sísmicas. Cuando se comparan los sismogramas registrados en estaciones situadas a diferente distancia de la fuente, se observa una disminución de la amplitud de las ondas sísmicas y un aumento de la duración del primer pulso de las ondas internas. Otra evidencia sísmica que muestra que la Tierra no es un medio perfectamente homogéneo es la presencia en los sismogramas de ondas generadas en la interacción de las ondas sísmicas con las heterogeneidades del medio. Todas estas y otras observaciones se pueden resumir en dos efectos: por un lado, al ser la Tierra un medio no elástico se va a producir la transformación de la energía sísmica en otro tipo de energía (atenuación intrínseca); por otro las heterogeneidades van a propiciar la redistribución de la energía debida al *scattering*, reflexiones, refracciones, y desdoblamiento de la onda S.

2. LA TIERRA ES HETEROGÉNEA.

Ya los griegos empezaron a especular sobre la forma de la Tierra, y en el siglo XVII sobre cómo es el interior de la Tierra. Sin embargo no será hasta finales del siglo XIX, con el desarrollo de la Sismología, cuando empiezan a surgir los primeros modelos del interior de la Tierra, unificando los resultados obtenidos con otras disciplinas, como pueden ser la Gravimetría, Geotermia, o la Geodinámica. Las investigaciones sísmicas llevadas a cabo a principios del siglo XX, basadas en la interpretación de tiempos de llegada, revelan una estructura

cortical de la Tierra, dividiendo a la misma, desde el interior a la superficie, en núcleo interno y externo, manto inferior y superior, y corteza. Suponiendo modelos teóricos y usando estudios de laboratorio se han podido caracterizar las propiedades promedio de las capas más profundas de la Tierra. En las últimas décadas, los estudios de tomografía sísmica han proporcionado imágenes tridimensionales de la estructura interna de la Tierra, corroborándose que ésta no es homogénea a escala global, regional, ni local. La primera gran evidencia de este resultado la obtuvieron Dziewonski y Anderson (1981), que invirtieron los datos de los períodos de modos normales, de tiempo de propagación, momento de inercia y atenuación de los modos normales, obteniendo el primer modelo global de la Tierra, más conocido por PREM. Las tomografías sísmicas realizadas con tiempos de llegada de terremotos locales han permitido conocer la estructura a escala regional en diferentes partes del mundo, como por ejemplo, en la zona sur de España (Serrano *et al.*, 1998), o en la parte central de la zona de subducción de los Andes (Schurr *et al.*, 2003), o en Nueva Zelanda (Eberhart-Phillips y Chadwick, 2002), etc.

La Tierra tiene heterogeneidades de diferente escala. Por ejemplo, Wu y Aki (1988) mostraron estructuras no homogéneas en el interior de la Tierra, con una escala de longitud que variaba al menos en 8 órdenes de magnitud: desde 10.000 km hasta 1 m. Aunque basta con mirar una roca al microscopio para observar que existen heterogeneidades del tamaño microscópico. Veamos algunos ejemplos de heterogeneidades de diferente tamaño:

a) Heterogeneidades de dimensiones mayores de centenas de kilómetros. La estructura del interior de la Tierra, en una primera aproximación, se puede dividir en diferentes capas homogéneas: corteza, manto superior e inferior, núcleo externo e interno (figura 1.1). La corteza es la capa de menor espesor y la más superficial. Su composición química incluye principalmente oxígeno, silicio y aluminio, con pequeñas

porciones de hierro, calcio, sodio y potasio. La corteza se encuentra separada del manto por la discontinuidad de Mohorovicic, bajo la cual se extiende el manto, que representa aproximadamente un 80% del volumen de la Tierra, con un espesor de alrededor 2900 km.

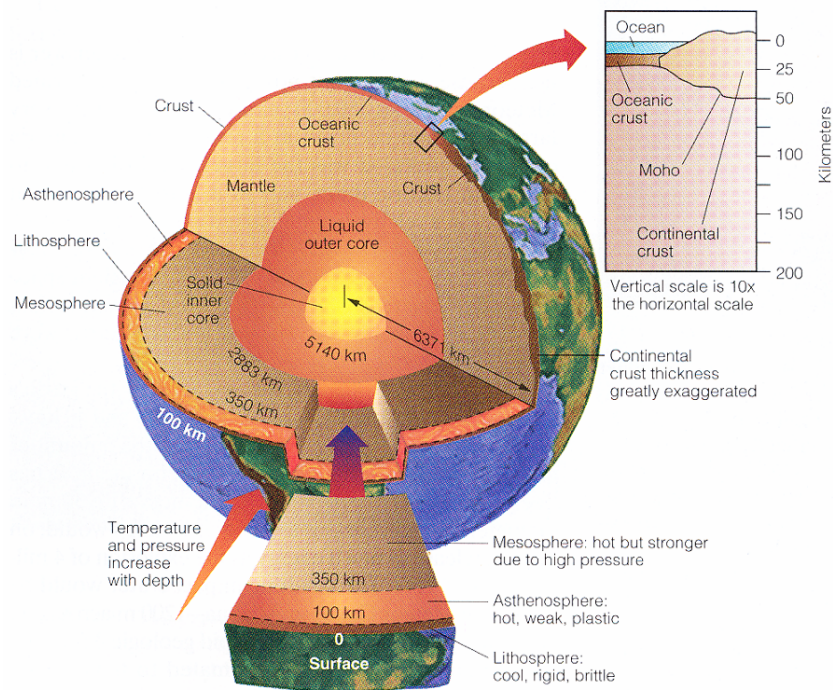


Figura 1.1. Estructura interna de la Tierra a escala global. En ella se divide a la Tierra en capas de diferente composición, estado físico y químico: corteza, manto, y núcleo (de Skinner y Porter, 2000).

El manto se divide en dos regiones, manto superior e inferior, separadas por una zona de transición, de donde provienen los magmas basálticos. El manto superior se extiende hasta una profundidad de 670 km, y está formado principalmente por olivino y piroxeno. Las condiciones de presión y temperatura a los que se encuentra sometido hacen que parte de él se encuentre en estado de fusión parcial, formando la astenosfera. El inicio del manto inferior está indicado por cambios en la composición y en la estructura cristalina, y alcanza los 2900 km de profundidad. Por debajo del manto se encuentra el núcleo, que también está diferenciado en dos partes, el núcleo externo y el núcleo interno. El

núcleo externo se encuentra en estado líquido, y se extiende hasta 5100 km de profundidad, y en su contacto con el núcleo externo y debido a una cristalización desigual del hierro, se forman unas corrientes de convección que originan el campo magnético de la Tierra. Por último, el núcleo interno es una capa sólida de una densidad muy alta.

b) Heterogeneidades con dimensiones de decenas de kilómetros.

Dentro de este grupo se encuentran las heterogeneidades observadas en la corteza terrestre, distinguiéndose por ejemplo, la corteza continental de la corteza oceánica. La primera de ellas se encuentra bajo los continentes, y su espesor puede variar entre 30 y 70 km, siendo mayor bajo ciertos continentes o ciertas partes de los mismos. Por otra parte, la corteza oceánica se extiende bajo los océanos, y su espesor no suele sobrepasar los 10 km. (figura 1.1). Los procesos de tectónica de placas (movimientos de la corteza a gran escala), de plegamiento y formación de fallas, entre otros, contribuyen a hacer la corteza heterogénea (figura 1.2).

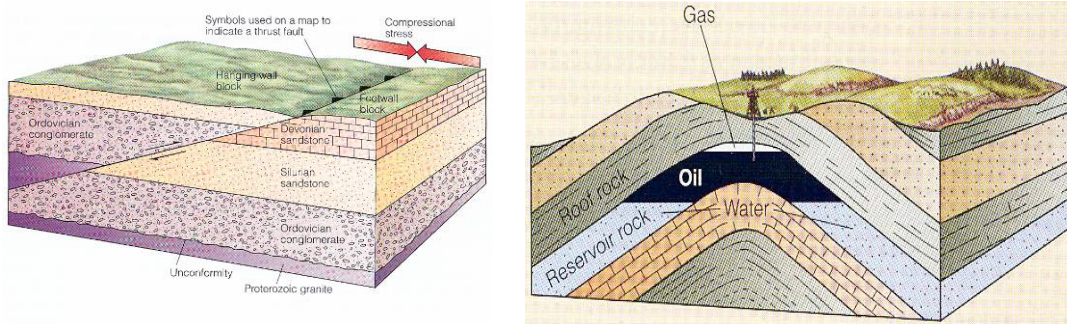


Figura 1.2. Se muestra las heterogeneidades de la Tierra debida a la alteración en la disposición de las capas de los sedimentos después de la formación de una falla (izquierda), y del movimiento de plegamiento (derecha) (Skinner y Porter, 2000).

c) Heterogeneidades con dimensiones del orden de varios metros.

Las rocas o materiales que forman la corteza tampoco son homogéneos, y

si se observan en detalle, se pueden apreciar fisuras, poros, incrustaciones, etc., (ver figura 1.3).



Figura 1.3. A la izquierda se observa una pared de roca atravesada por fisuras en todas direcciones y pequeñas cavidades en toda su extensión. En la parte superior de la derecha se muestra una roca formada por diferentes minerales y donde se aprecia una disposición no homogénea de sus constituyentes (Skinner y Porter, 2000).

Por ejemplo, las estructuras geológicas que caracterizan los ambientes volcánicos son muy heterogéneas y están compuestas de una distribución compleja de elementos de diferente tamaño y propiedades (figura 1.4). Se pueden observar flujos de lava, capas de ceniza de baja velocidad, patrones de fracturas complejos sin direcciones principales, etc. En la superficie, cerca de los centros de emisión, se puede encontrar bombas, escoria o lavas viscosas, mientras que las cenizas finas de pequeños materiales se localizan en áreas de mayor extensión. Entre las

estructuras más profundas destacan por ejemplo, las intrusiones magmáticas, y depósitos hidrotermales.



Figura 1.4. En el volcán Isla Decepción se pueden observar diferentes heterogeneidad: capas de diferente composición y disposición, fisuras, cenizas entremezcladas en el hielo, etc.

d) Heterogeneidades de tamaño microscópico. Las heterogeneidades siguen estando presentes, incluso a escala microscópica, como se muestra en la figura 1.5.

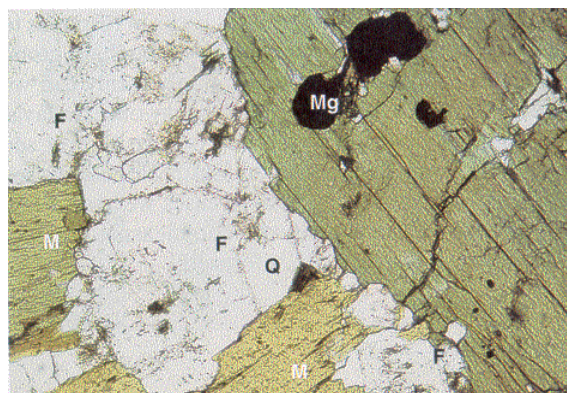


Figura 1.5. En una sección de una roca al microscopio se observa en detalle los diferentes minerales que la constituyen (Skinner y Porter, 2000).

Las redes cristalinas que forman los minerales pueden presentar dislocaciones, impurezas, etc, que alteran o modifican las propiedades de los mismos. En un medio volcánico es común la presencia de estas heterogeneidades de tamaño microscópico debido a la interacción de los fluidos con las rocas que lo albergan, a cambios bruscos de temperatura y presión que intervienen en la cristalización de los materiales, etc.

Las heterogeneidades están asociadas a diferentes tipos de propiedades físicas y químicas. Algunas de ellas son:

1. Composición química. En los ejemplos anteriores se ha mostrado que la Tierra está formada por zonas de diferente composición química, existiendo en las más superficiales mayor concentración de unos elementos químicos (oxígeno, silicio y aluminio) que en las más profundas. Las exploraciones realizadas en algunos sondeos geofísicos, muestran que dentro de la corteza también existen diferencias en la composición química con la profundidad. Sin embargo, las medidas geofísicas en pozos han encontrado que en algunas partes existe una dependencia de la composición química de las rocas con la profundidad, mientras que en otras partes no existe tal relación. Este hallazgo indica que la composición química no es el único factor que controla las propiedades físicas de las rocas. En ambientes volcánicos esta diferenciación química es muy evidente. La presencia de diferentes tipos de fluidos, la interacción entre ellos, las alteraciones hidrotermales, y otras, modifican claramente el medio.

2. Respuesta a esfuerzos. Al ser la Tierra un medio heterogéneo, no todas las partes responden de igual manera a un mismo esfuerzo, por lo que el medio no recupera completamente su estado inicial, y por tanto, la Tierra no es un medio perfectamente elástico. Existen otras partes,

como el núcleo externo, que debido a su estado físico, no presenta resistencia a la deformación. Por tanto, para estudiar la respuesta de la Tierra a un esfuerzo habrá que adoptar distintos modelos, dependiendo de las propiedades físicas del medio implicado. Por ejemplo, para esfuerzos pequeños, en general, las rocas de la corteza son elásticas, y un modelo elástico sencillo será suficiente para estudiar el comportamiento de la corteza. Un volcán es una región donde los esfuerzos cambian de manera rápida, como por ejemplo la deformación que tiene lugar en la superficie de los volcanes previo a una erupción. Esta deformación puede ser de hasta metros por día.

3. Isotropía. La Tierra tampoco es un medio isótropo, como así se demuestra de observaciones geofísicas en varias regiones tectónicas. En la corteza terrestre se ha observado la existencia de planos de fracturas con una alineación paralela a la dirección del máximo esfuerzo regional o local. En las proximidades de fallas activas, las fracturas se disponen con la misma alineación que las fallas, orientándose en una dirección determinada. También se ha comprobado que existen alineaciones de minerales en unas direcciones preferentes. Las estructuras con estas configuraciones producen que la Tierra no tenga las mismas propiedades físicas y químicas en todas las direcciones del espacio, es decir, la Tierra es anisótropa. Un volcán es una región anisótropa por excelencia. En pocos metros se puede pasar de materiales altamente consolidados a un flujo de lava orientado en múltiples direcciones (lava aa), o a tener fluidos embebidos en sistemas de fracturas.

3. HETEROGENEIDADES Y PROPAGACIÓN DE LA ENERGÍA SÍSMICA.

Según las observaciones detalladas en el anterior apartado, la Tierra es un medio heterogéneo, que tiene partes anelásticas y anisótropas. Las diferentes características físicas y químicas que condicionan los medios heterogéneos hacen que sea difícil seleccionar un parámetro que lo represente de forma clara. Se puede usar la densidad, o la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Pero también es posible usar otros valores físicos tales como su capacidad de transmitir energía. Esta última variable ha sido elegida en esta memoria para conocer el medio de propagación en ambientes volcánicos, para lo cual se estudiarán los procesos que producen pérdida de energía de la onda sísmica, como son la absorción de energía debida a procesos anelásticos, la redistribución de la energía debida al *scattering*, y a la polarización de la onda S. Es importante señalar, que se ha asociado el término de **pérdida de energía** a la diferencia entre la energía en la fuente y en la estación de registro, ya haya sido motivada por absorción o por redistribución de energía.

Para estudiar los fenómenos relacionados con la pérdida de energía es aconsejable representar la Tierra modelos matemáticos sencillos. A pesar de la sencillez de estos modelos, y gracias a ellos, se ha avanzado enormemente en el conocimiento del interior de la Tierra y se han formulado diversas teorías que explican los diferentes fenómenos. Así, si se quiere estudiar la expansión geométrica, bastará con considerar el modelo más sencillo, un medio homogéneo. Si el modelo que se utiliza es anelástico se podrá considerar, además, la absorción de energía, mientras que si es heterogéneo, el fenómeno que más predomina en la pérdida de energía es el *scattering*. Cuando el medio es

anisótropo, se puede observar desdoblamiento de la onda S, por lo que se resta energía de la onda S primaria.

Esta memoria está enfocada en obtener información de la estructura del medio de propagación a partir del estudio de la absorción, *scattering* y desdoblamiento de la onda S. Para ello se necesita realizar medidas, básicamente de amplitud o energía de las ondas sísmicas. Hay que tener en cuenta que las ondas sísmicas contienen información de muchos más fenómenos además de los debidos al medio. Un sismograma puede ser representado de manera esquemática como la suma de varias contribuciones:

Sismograma \rightarrow Fuente + Respuesta Instrumental + Efectos de sitio +
Expansión Geométrica + Medio

Por tanto, estudiar el medio conlleva, entre otros, conocer los mecanismos asociados a la fuente, al instrumento usado, y al lugar en el que se emplaza la estación de registro. En el término de la fuente se engloba los efectos del patrón y magnitud de radiación de la energía sísmica. La respuesta instrumental informa sobre la capacidad de registro de los instrumentos. La modificación local de la energía en las proximidades de la estación se resume en el término de efecto de sitio. Por otra parte, la expansión geométrica tiene en cuenta los efectos geométricos en la propia propagación del frente de onda. Y por último, el medio da a conocer los efectos de una tierra anelástica y heterogénea.

De acuerdo a lo visto hasta ahora, existen una serie de fenómenos que hacen que la energía registrada en una estación sísmica sea menor que la emitida por la fuente. A continuación se va a hacer una pequeña introducción de los que se han considerado más significativos. Unos tendrán en cuenta la pérdida real de

energía como la atenuación intrínseca o anelástica y otros serán una redistribución de la misma como la expansión geométrica, el *scattering* y el desdoblamiento de la onda S.

4. ATENUACIÓN ÍNTRINSECA O ANELÁSTICA.

La energía de una onda elástica que se propaga en un medio se puede convertir en otra forma de energía. A este fenómeno se le conoce en Física con el nombre de absorción. Dado que la transformación de energía es debida a las propiedades anelásticas del medio, es decir, a propiedades intrínsecas a cada medio, también se denomina a la absorción, atenuación anelástica o intrínseca. Algunos autores suelen utilizar atenuación para referirse a la absorción, sin embargo, en esta memoria se ha preferido utilizar atenuación para hacer referencia a la pérdida de energía originada por la contribución de la atenuación intrínseca y la redistribución de la energía en el medio.

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 1.6(a)). 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:

$$\delta(t) = \delta_0 \cdot \exp(-m \cdot t) \quad [1.1]$$

donde m es una constante que refleja el grado de disminución de la amplitud de oscilación. En la figura 1.6(b) se ha representado las medidas experimentales (puntos) junto con la ecuación [1.1] que es la curva que mejor se ajusta a los datos (línea continua).

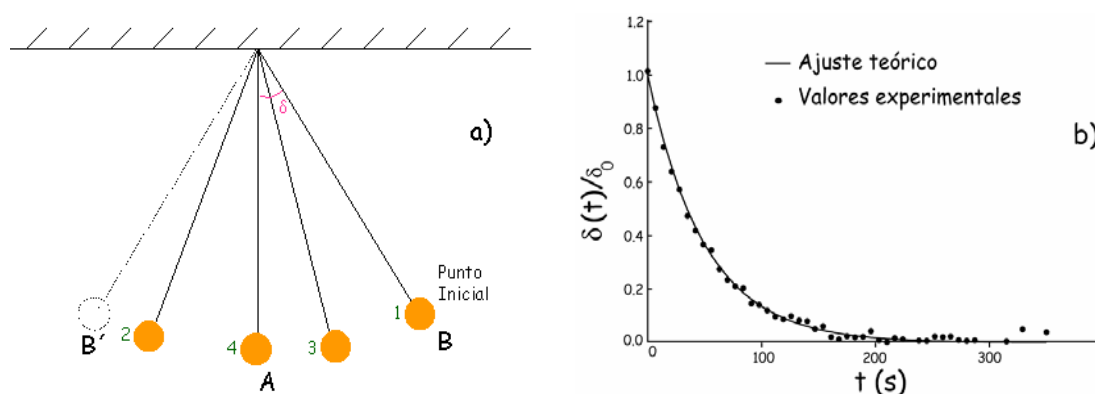


Figura 1.6. (a) Esquema del movimiento oscilatorio del péndulo simple. El ángulo δ en cada semiperíodo es una medida de la amplitud de la oscilación. La amplitud de oscilación inicial del péndulo disminuye a medida que transcurre el tiempo de oscilación. Si no existiera absorción de energía, el péndulo se movería indefinidamente entre el punto B y B'; (b) Amplitud de la oscilación del péndulo (δ) en función del tiempo de oscilación (t).

La absorción de la energía también se manifiesta cuando se propaga una perturbación en un medio. Un ejemplo sencillo se observa cuando se agita una cuerda unida en uno de sus extremos a una pared. 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 1.7(a)). 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. En la figura 1.7(b) se ha representado la amplitud del pulso en diferentes posiciones ($A(d)$), frente a la distancia recorrida por el pulso de onda (d). Se observa que las medidas experimentales se pueden ajustar de nuevo, por una función exponencial decreciente con la distancia, es decir, a una función del tipo:

$$A(d) = A_0 \cdot \exp(-\alpha \cdot d) \quad [1.2]$$

donde α es una constante. Teniendo en cuenta que v es la velocidad de propagación del pulso de onda en la cuerda, se puede expresar la expresión [1.2] en función del tiempo de propagación (t):

$$A(t) = A_0 \cdot \exp(-\alpha \cdot v \cdot t) \quad [1.3]$$

Las expresiones [1.1] y [1.3] son muy similares, basta con cambiar la amplitud de oscilación por la amplitud del pulso y la constante m por $\alpha \cdot v$.

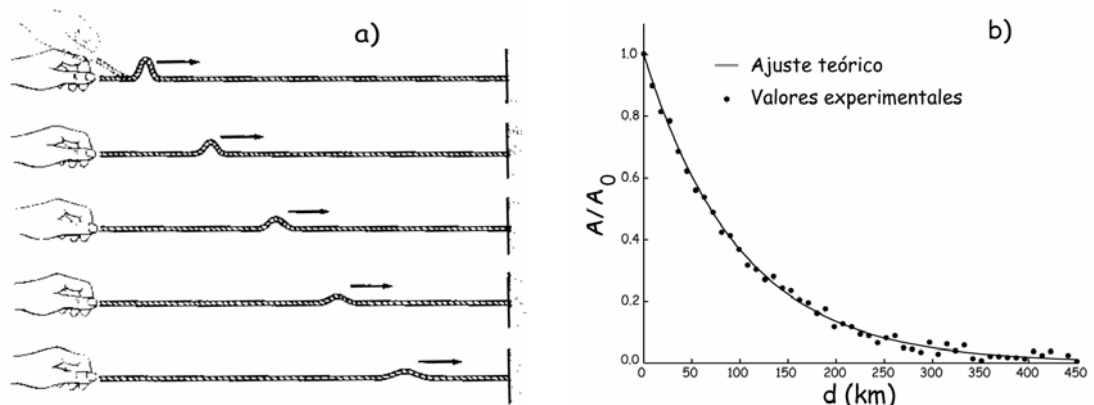


Figura 1.7. (a) Pulso de onda moviéndose por una cuerda hacia la derecha; (b) Las medidas experimentales de $A(d)$ se representan por puntos rojos. La expresión [1.2] se muestra con una línea continua, siendo la curva que mejor ajusta a los datos experimentales (Tipler, 1999).

Los procesos de absorción debido a la no elasticidad de cualquier tipo de medio pueden ser representados matemáticamente por la expresión [1.3] y al

factor α se le denomina coeficiente de absorción. Sin embargo, también se puede usar un factor adimensional que está íntimamente ligado con el coeficiente de absorción, α . Este factor recibe el nombre de factor de calidad y se representa por Q . En el caso de la atenuación intrínseca se ha elegido representar por Q_i , que se define como la razón entre la energía perdida en un ciclo (ΔE) y la energía en este ciclo (E), esto es:

$$Q_i^{-1} = -\frac{1}{2\pi} \cdot \frac{\Delta E}{E} \quad [1.4]$$

A partir de esta definición también se obtiene una expresión de la energía en función del tiempo de propagación, muy similar a la ecuación [1.3]. Para ello se supone que:

$$\frac{dE}{dt} \approx \frac{\Delta E}{T} = f \cdot \Delta E \Rightarrow \Delta E = \frac{1}{f} \cdot \frac{dE}{dt} \quad [1.5]$$

Si se sustituye la expresión [1.5] en la ecuación [1.4], se obtiene:

$$Q_i^{-1} = -\frac{1}{2\pi} \cdot \frac{1}{f \cdot E} \cdot \frac{dE}{dt} \Rightarrow \frac{dE}{E} = 2 \cdot \pi \cdot f \cdot Q_i^{-1} \cdot dt \quad [1.6]$$

Integrando desde $t = 0$ s hasta un tiempo t , se obtiene:

$$E(t) = E_0 \cdot \exp\left(\frac{-2 \cdot \pi \cdot f \cdot t}{Q_i}\right) \quad [1.7]$$

Como se observa, las ecuaciones [1.3] y [1.6] son muy similares, salvo que la primera está expresada en función de la amplitud. Para un medio lineal, la energía de la onda es proporcional al cuadrado de la amplitud de la onda, por lo que la ecuación [1.3] se puede expresar:

$$E(t) = E_0 \cdot \exp(-2 \cdot \alpha \cdot v \cdot t) \quad [1.8]$$

Comparando las ecuaciones [1.7] y [1.8], se obtiene que:

$$Q_i^{-1} = \frac{2 \cdot \alpha \cdot v}{\omega} = \frac{\alpha \cdot v}{\pi \cdot f} = \frac{\alpha \cdot \lambda}{\pi} \quad [1.9]$$

Según la expresión [1.9], el factor Q_i y el coeficiente de absorción, α , son inversamente proporcionales. Esto es, cuanto mayor es la atenuación (mayor valor de la constante α) menor es el valor del factor Q_i , y viceversa. Valores grandes de α o pequeños de Q_i indican que la transformación de energía de la onda en otro tipo de energía ha sido muy eficiente, o que el medio absorbe una proporción elevada de la energía de la onda. La absorción de energía puede, por ejemplo, aumentar la temperatura interna del medio debido al aumento de la agitación de sus moléculas, producir flujo de defectos, cambios de fases, etc.

El fenómeno de absorción también se manifiesta en las ondas sísmicas, que son un caso particular de la propagación de una perturbación en el interior de un medio en particular, la Tierra. Si la Tierra no atenuara las ondas sísmicas, ésta todavía estaría vibrando a causa de todos los terremotos que se han producido a lo largo de la historia. Si se supone una onda sísmica unidimensional que se propaga a través de la Tierra (figura 1.8(a)). Al ser la propagación unidimensional no estará afectada de la expansión geométrica, por lo que la disminución de la amplitud que se observa con la distancia de propagación es únicamente debida a la atenuación intrínseca. Si se mide la amplitud de la onda en diferentes distancias (donde están situadas las estaciones de registro), o lo que es lo mismo para diferentes tiempos de propagación, los puntos experimentales que se obtienen se pueden ajustar a una curva exponencial

decreciente con el tiempo de propagación (t) (ver figura 1.8(b)), que viene dada por la siguiente expresión:

$$A(t) = A_0 \cdot \exp(-\beta \cdot t) \quad [1.10]$$

donde $A(t)$ es la amplitud de la onda para cualquier valor del tiempo de propagación, A_0 es la amplitud de la onda en la fuente, y β es el término que está relacionado con la disminución de la amplitud. Como se observa, esta expresión es idéntica a la ecuación [1.3], salvo que la constante de proporcionalidad se ha llamado β en vez de $\alpha \cdot v$. El decrecimiento de la amplitud será más pronunciado cuanto mayor sea el valor del factor β , tal y como se muestra en la figura 1.8(c), donde se ha dibujado dos ondas que se propagan en medios con diferentes valores de la constante β .

El comportamiento de la Tierra al paso de una onda sísmica va a depender de las condiciones y características del volumen de Tierra que atraviesa, como pueden ser: composición, presión, temperatura, presencia de impurezas, tamaño de grano, concentración de defectos en las redes cristalinas, presencia de fracturas o fisuras con o sin fluidos, movilidad de las impurezas, debilidad de los límites interatómicos o entre los defectos, coexistencia de diferentes fases, etc. Todos estos factores contribuyen conjuntamente al coeficiente de absorción, o al factor de calidad Q_i , es decir, en estas dos magnitudes (Q_i y la absorción) están incluidos todos los mecanismos que producen atenuación intrínseca, por lo que son difíciles de separar (Karato y Spetzler, 1990).

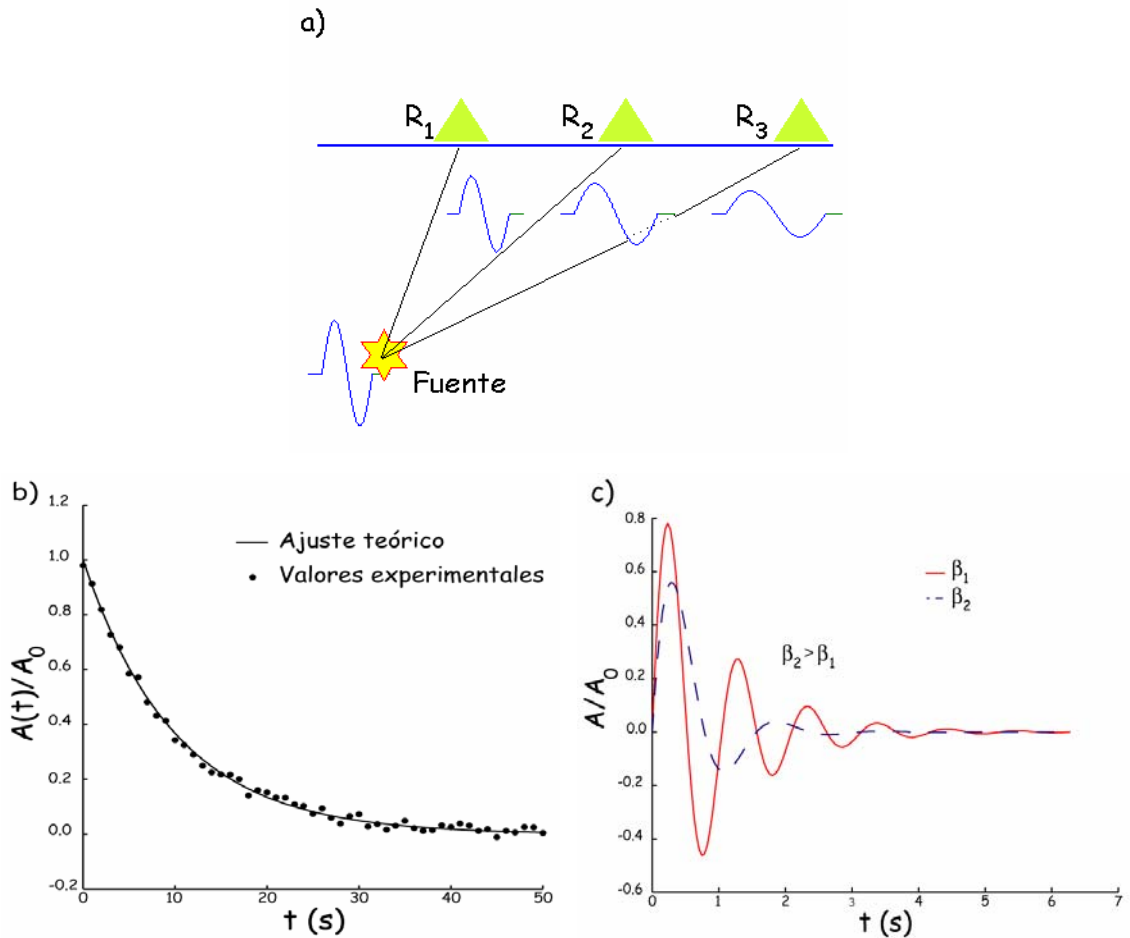


Figura 1.8. (a) En un medio material que no sea perfectamente elástico, como es la Tierra, la amplitud de una onda disminuye a medida que se propaga en el medio. Se observa que el registro en la estación R_1 tiene mayor amplitud y menor duración del pulso que el resto de los pulsos registrados en las otras dos estaciones (R_2 y R_3); (b) Valores de la amplitud de una onda frente al tiempo de propagación, cuando se propaga en un medio homogéneo que no es perfectamente elástico. Los puntos representan los valores experimentales, y la línea continua la curva que mejor ajusta los datos; (c) Dos ondas que se propagan en medios diferentes con distinto valor del factor β . Para valores de γ mayores (línea azul), la amplitud de la onda decae más rápidamente que para valores de γ más pequeños (línea roja).

La observación en las rocas de la corteza de fracturas, poros e impurezas sugirió, en un principio, la fricción interna para explicar la absorción de la energía por parte del medio. Walsh (1966) aplicó este mecanismo para explicar las medidas de atenuación realizadas en rocas a baja presión, así como la independencia de la atenuación intrínseca con la temperatura y su disminución con la presión. La energía de la onda sísmica es suficiente para acercar las paredes de las fracturas o poros y desplazarlas dando lugar a pérdidas de energía por rozamiento. La fricción disminuye cuando estas estructuras están

rellenadas por fluidos. Además de la fricción en el interior de las fracturas, se han incluido procesos ligados a las impurezas de la red cristalina (Granato y Lücke, 1956). Estos autores propusieron que las impurezas de una red cristalina pueden absorber energía suficiente para vencer las fuerzas que la mantienen ligada a la red. De esta manera, la red cristalina permanece deformada y bastarán esfuerzos de pequeña magnitud para producir fracturas. La dependencia de la atenuación intrínseca con la frecuencia se explica considerando procesos que se desencadenan para aliviar el esfuerzo aplicado (procesos de relajación). Entre algunos de ellos se encuentran los procesos termoelásticos, que van a transformar parte de la energía elástica (sísmica) en energía calorífica (Zener, 1948; Savage, 1966). La movilidad de las impurezas, o la difusión de las mismas en el medio, implican una energía cinética que extraen de la onda sísmica (Berry, 1962; Wachtman, 1963). La energía de activación necesaria para que se produzca un cambio de fase también puede proceder de una onda sísmica (Vaišnys, 1968; Spetzler y Anderson, 1968). Estos procesos de relajación suponen una absorción selectiva de la energía, lo que da lugar a la dependencia de la atenuación intrínseca, o lo que es lo mismo del factor Q_i , con la frecuencia. Sin embargo, el efecto combinado de muchos de estos procesos tiene como resultado un factor Q_i global con una dependencia con la frecuencia totalmente diferente a la que pudiera tener cada uno de los procesos por separado, y en muchos casos constante en un rango amplio de frecuencias.

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. La fusión parcial de las rocas comienza en los límites de grano, a menudo a temperaturas muy por debajo de la temperatura de fusión de los principales constituyentes de los granos. Este efecto es causado por las impurezas que se han acumulado en los límites de grano en el proceso de solidificación. 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; 1969) modeló este fenómeno, pero sólo considerando efectos mecánicos, obteniendo que este mecanismo es probablemente uno de las causas más importantes de atenuación intrínseca o absorción a bajas frecuencias y altas temperaturas.

Para todos los procesos que se han descrito se han formulado expresiones que permiten estimar el factor Q_i a partir de variables como la temperatura, presión, módulo de compresión y de cizalla, viscosidad, energía de activación de los procesos, diámetro de grano, distancias interatómicas, etc. Estas variables se pueden medir en laboratorio o en las rocas de la superficie, pero en zonas profundas su determinación es muy difícil, por lo que estimar Q_i directamente a partir de estas expresiones y para cualquier rango de profundidad no es viable en la mayoría de los casos. Esto significa que la complejidad para estimar la atenuación intrínseca radica en que no se conoce con exactitud la composición y distribución de los materiales que componen la Tierra, ni su respuesta a la interacción de las ondas sísmicas en unas condiciones de presión y temperatura que por otro lado son difíciles de reproducir en laboratorio. Es por ello, por lo que se deben buscar métodos indirectos que permitan estimar el valor de Q_i .

Los datos de que se disponen para estimar la atenuación intrínseca son las ondas sísmicas que se registran en la superficie. Sobre ellas se pueden medir amplitudes o energía de la propagación de la deformación. Por tanto, determinar Q_i a partir de expresiones que dependen de otras variables que no sean la amplitud o energía de la onda sísmica es una tarea muy complicada. Con este objetivo se han desarrollado teorías fenomenológicas que representan la Tierra por modelos físicos, dando lugar a diferentes métodos para estimar Q_i a partir de expresiones en función de los datos de que se disponen (amplitud). Así, representando el comportamiento elástico de la Tierra por un muelle se puede

determinar la transformación de energía a partir de la disminución de la amplitud o de la energía de la señal (ver Aki y Richards, 2002). En este modelo la disminución de la energía sísmica se supone que es debida a fenómenos asociados al rozamiento. Los fenómenos de relajación lineal son modelados con el modelo del sólido lineal estándar (ver figura 1.9), que consiste en la combinación de dos muelles y un émbolo (Ben-Menahem y Singh (1981) hace una descripción detallada de dicho modelo).

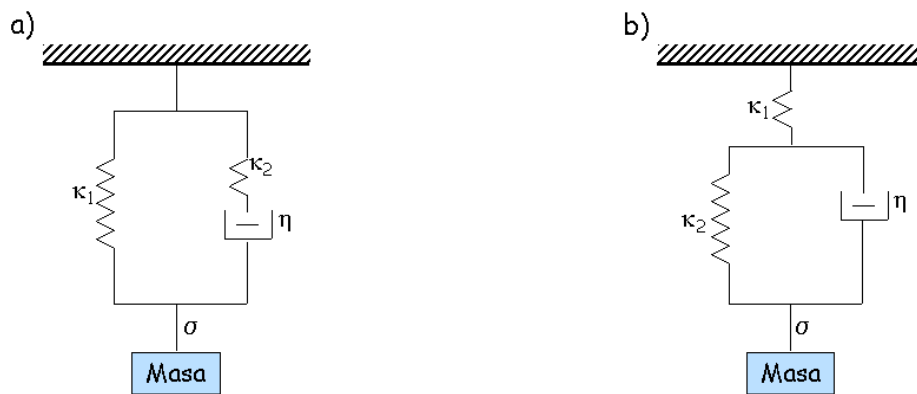


Figura 1.9. Modelos mecánicos de un sólido lineal estándar. σ es el esfuerzo aplicado, k_1 y k_2 son las constantes de deformación de cada uno de los muelles y η es el coeficiente de viscosidad correspondiente al émbolo.

Sin embargo, para explicar el comportamiento de la atenuación intrínseca con la frecuencia es más adecuado el uso de combinaciones de elementos de sólido lineal estándar (Liu *et al.*, 1976). A partir de este modelo, Kjartansson (1979) explicó el aumento de la duración del pulso con la distancia de propagación, además de la disminución de la amplitud.

Estos modelos permiten estimar Q_i , aunque no proporcionan información sobre la causa de la absorción de la energía. Estas limitaciones no han impedido que se puedan interpretar la mayor parte de las observaciones partiendo de estos modelos fenomenológicos determinado y combinando los resultados obtenidos de Q_i junto con medidas de laboratorio de absorción en rocas y

estimaciones de otras magnitudes (velocidad de la onda P y S, grado de fracturación de una zona, etc.), obtenidas a partir de otros análisis geofísicos.

Las estimaciones de absorción en diferentes partes de la Tierra han puesto de manifiesto que la absorción varía dependiendo de la zona estudiada, por lo que el factor Q_i 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, donde Mayeda *et al.* (1992) obtuvieron $Q_i=383$ a la frecuencia de 6 Hz frente a $Q_i=1400$ obtenido por Hoshiya *et al.* (2001) en el Norte de Chile.

5. EXPANSIÓN GEOMÉTRICA.

El proceso conocido como expansión geométrica es un fenómeno puramente geométrico, y se manifiesta en cualquier tipo de medio y con cualquier tipo de onda. La energía inicial emitida por una fuente se distribuye a lo largo de todo el frente de onda. Cuando una onda avanza en un medio tridimensional, los frentes de onda aumentan de superficie. 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 1.10.). La energía en el punto P_2 es menor que en el punto P_1 , ya que la energía total es constante en todos los frentes de onda.

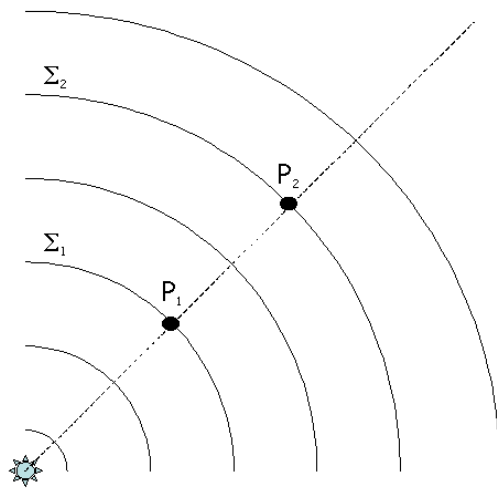


Figura 1.10. La fuente puntual emite frentes de ondas circulares, como Σ_1 y Σ_2 . La energía total en el frente de onda Σ_1 es la misma que en el frente Σ_2 . Sin embargo, la energía registrada en P_2 es menor que en P_1 .

Un ejemplo muy sencillo de expansión geométrica consiste en soplar por un tubo con forma de cono. 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 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 "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 superficial, o lo que es lo mismo, bidimensional, los frentes de onda son circunferencias con radio igual a la distancia hipocentral, $d=v \cdot t$, siendo v y t la velocidad y el tiempo de propagación de la onda sísmica, respectivamente. Por tanto, la energía sísmica se repartirá en circunferencias de longitud igual a $2\pi \cdot (v \cdot t)$. Si por el contrario, la propagación es tridimensional los frentes de onda son superficies esféricas, de radio también igual a la distancia hipocentral, d . En este caso, la energía inicial se redistribuye en superficies de valor $\pi \cdot (v \cdot t)^2$. Así, la pérdida de energía que se observa en un medio homogéneo e isótropo será proporcional a:

$$\begin{aligned} E(t) &\propto t^{-1}, \text{ ondas superficiales, y} \\ E(t) &\propto t^{-2}, \text{ ondas internas (P y S).} \end{aligned} \quad [1.11a]$$

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:

$$E(t) \propto t^{-n}, \text{ con } n \text{ distinto de } 1 \text{ ó } 2. \quad [1.11b]$$

A la función expansión geométrica se la representará en esta memoria por $G(t)$, indicando t la dependencia de este efecto con el tiempo de propagación del frente de onda. Por otra parte, para obtener una expresión matemática de la expansión geométrica 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:

$$G(t) \propto \frac{1}{t^{0.5}}, \text{ ondas superficiales} \quad [1.12]$$

$$G(t) \propto \frac{1}{t^1}, \text{ ondas internas}$$

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 ó 1.0, para las ondas superficiales e internas, respectivamente. Sin embargo, debido al desconocimiento de 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 ó 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.

6. SCATTERING.

Si el medio es heterogéneo, cuando las ondas sísmicas interactúan con las heterogeneidades se generan otras ondas, y la onda sísmica incidente transfiere energía a las nuevas ondas, por lo que también disminuye la energía en la dirección de propagación estudiada. Esta disminución de la energía sísmica del frente de ondas es consecuencia de una redistribución de la energía en el medio

de propagación. Existen varios fenómenos implicados en este tipo de procesos, como son el *scattering*, la refracción, reflexión y desdoblamiento de la onda S.

La relación entre la longitud de onda (λ) de la radiación y las dimensiones del obstáculo o heterogeneidad (a) va a determinar el que se produzca *scattering*, reflexión o refracción, tal y como se observa en la figura 1.11.

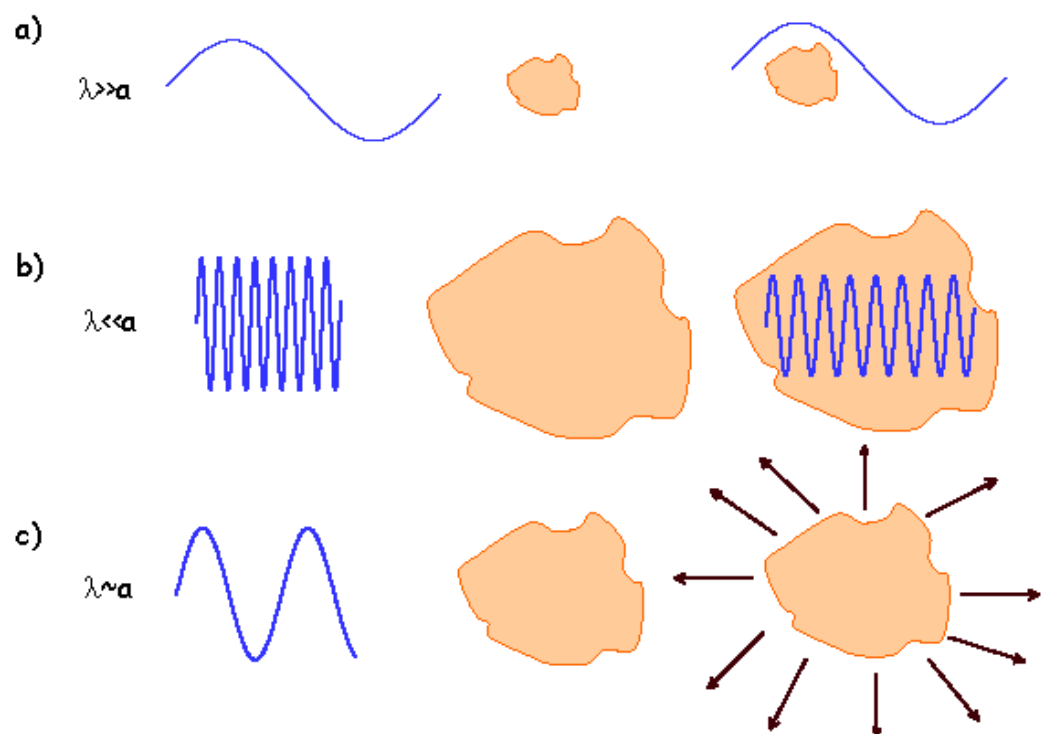


Figura 1.11. (a) La onda sísmica se propaga como si no existiera el obstáculo; (b) las dimensiones del obstáculo son lo suficientemente grandes para que la onda sísmica considere al obstáculo como otro medio con velocidad de propagación diferente; (c) las dimensiones del obstáculo son las adecuadas para que se produzca el *scattering*.

- a)** 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.
- b)** 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.
- c)** Si $\lambda \sim a$, el *scattering* es el mecanismo principal de pérdida de

energía sísmica.

Esta clasificación es muy severa y la realidad es un caso intermedio, de tal manera que no se produce ninguno de estos fenómenos de forma aislada, existiendo reflexiones, refracciones y procesos de *scattering* a la misma vez, aunque para explicar cada uno de estos fenómenos se estudien por separado.

Este apartado se centrará en el *scattering*, mientras que la reflexión y refracción serán tratadas más adelante. En esta memoria se ha optado por no traducir la palabra inglesa *scattering*. En Física, se traduce por dispersión, pero en Sismología, el término de dispersión se asocia al fenómeno de dispersión de las ondas superficiales, por lo que para evitar confusiones se ha preferido no traducir el término *scattering*.

El fenómeno de *scattering* por pequeñas partículas ha sido ampliamente estudiado en muchos campos de la Física, y está asociado a las heterogeneidades presentes en el medio de propagación de 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 comportaran como otras fuentes. A las ondas generadas en las heterogeneidades se les denomina ondas secundarias u ondas de *scattering*. En la figura 1.12 se ha ilustrado este proceso, donde E_{incid} es la radiación incidente, ΔE_s es la radiación de *scattering*, y E_{sal} la radiación de salida.

La luz nos ofrece ejemplos muy cercanos de *scattering*. Por ejemplo, el color del cielo y de las nubes es debido al *scattering* de la luz solar por las moléculas de gas y partículas suspendidas en la atmósfera. Otro ejemplo, es la imposibilidad de ver un rayo de luz en un ambiente totalmente limpio. Los rayos de luz sólo son vistos cuando la luz sufre *scattering* con las partículas de polvo, gotas de agua, etc., suspendidas en la atmósfera (ver figura 1.13).



Figura 1.12. *Scattering* de la radiación incidente producido por un obstáculo.



Figura 1.13. El *scattering* de la luz con las partículas de polvo permite apreciar los rayos de luz procedente del Sol.

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

- a. *forward-scattering*. La mayor parte de la energía secundaria tiene igual dirección que la energía incidente.
- b. *back-scattering*. La mayor parte de la energía secundaria tiene dirección contraria a la energía incidente.

Dependiendo de la relación entre la pérdida de energía por *scattering* y la energía incidente en la heterogeneidad, los procesos de *scattering* se pueden dividir en:

1. *scattering fuerte*. Este caso se verifica cuando:

$$\frac{\Delta E_s}{E_{\text{incid}}} \approx 1 \quad [1.13]$$

2. *scattering débil*. En estos casos se puede considerar:

$$\frac{\Delta E_s}{E_{\text{incid}}} \ll 1 \quad [1.14]$$

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 las ondas de *scattering* pueden sufrir a su vez nuevos procesos de *scattering* (ver figura 1.14). 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. El tratamiento matemático del *scattering* múltiple es complicado, por lo que si después de atravesar un volumen heterogéneo, la energía en la dirección de observación es muy similar a la energía incidente (o lo que es lo mismo, a la energía antes de atravesar el volumen heterogéneo), por simplicidad, se suele hacer la aproximación de que sólo ha tenido lugar un único proceso de *scattering*. Para realizar esta fuerte aproximación se deberá de estudiar la relación entre la distancia de propagación (d) y el recorrido libre medio (l), o lo que es lo mismo, la distancia que la onda sísmica debe de recorrer para disminuir su energía en un factor e^{-1} . Así, si:

- $d \ll l$, la probabilidad de que se produzcan más de un proceso de *scattering* es mínima, y se asume que sólo ha ocurrido un único proceso de *scattering*. A esta aproximación se le denomina *scattering* simple.
- $d \gg l$, existe una probabilidad alta de que se pueden producir varios procesos de *scattering*. En este caso se dice que ocurre *scattering* múltiple.

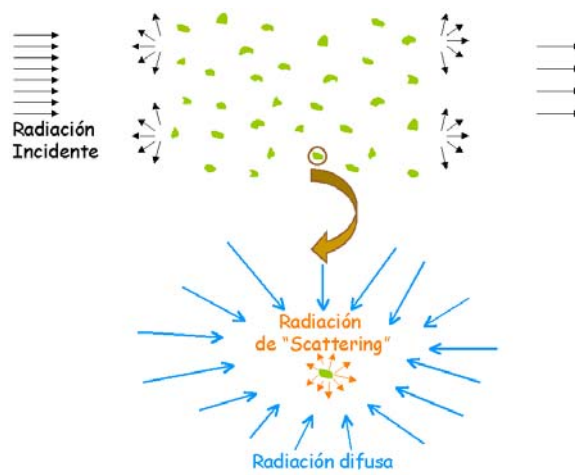


Figura 1.14. La radiación que incide en un obstáculo puede provenir de la fuente original o de otros obstáculos.

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 no es homogénea a ninguna 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 por Q_s , aunque no se corresponde con una expresión del tipo de la ecuación [1.4].

Si se supone que la Tierra es un medio homogéneo, en el sismograma sólo aparecerían las llegadas de las ondas directas. Si a esta Tierra homogénea se le añaden heterogeneidades, y cuyas dimensiones favorezcan los procesos de *scattering*, se observan otras llegadas después de las ondas directas. Estas ondas son las ondas producto del *scattering* de las ondas sísmicas en las

heterogeneidades del medio. Primeramente llegarán las ondas que han recorrido distancias menores, es decir, aquellas que han sufrido menos procesos de *scattering*. A medida que aumenta el número de procesos de *scattering*, las ondas se propagan durante más tiempo en el medio por lo que son registradas más tardíamente. Es decir, la evidencia del *scattering* de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra se encuentra en la parte final de los sismogramas, y es más clara en terremotos locales. A esta parte se le denomina coda y a las ondas que la forman, ondas coda (ver figura 1.15). Por tanto, se asume que la parte inicial de la coda está formada por ondas que sólo han sufrido un proceso de *scattering*, mientras que las ondas de la parte final de la coda son el resultado de *scattering* múltiple. Las ondas de *scattering* de las ondas P también aparecen en los sismogramas, aunque en terremotos locales la diferencia del tiempo de llegada entre la fase P y S es muy pequeña y no se puede visualizar bien la coda de la onda P.

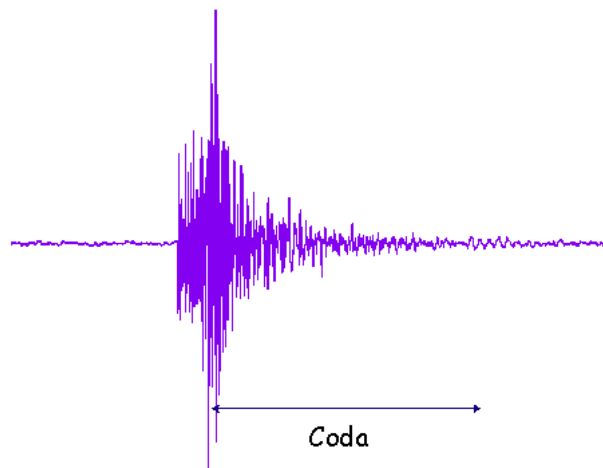


Figura 1.15: Ejemplo de sismograma de un terremoto volcánico-tectónico, en la que se puede apreciar la coda formada por el *scattering* de las ondas S.

En general, las ondas que forman la coda, debido a los procesos de *scattering* que sufren, atraviesan una gran variedad de caminos desde la fuente hasta la estación de registro, por lo que contienen información promediada del medio más que una información detallada de un camino en particular (Herraiz y

Espinosa, 1987; Gupta *et al.*, 1995). Este hecho se traduce en que el decaimiento de la energía que presenta la coda es común para todos los terremotos registrados en una misma región (al menos para distancias hipocentrales menores de 100 km (Aki, 1969)), independientemente de la energía liberada por el terremoto, mientras que su duración sí es una función creciente de la magnitud (Bisztricsany, 1958, Soloviev, 1965; Lee *et al.*, 1972).

Durante los años 60 aparecieron modelos que explicaban los dos casos extremos de *scattering*, fuerte y débil. El *scattering* fuerte era explicado por el modelo de difusión (Wesley 1965), que posteriormente fue revisado por Nakamura *et al.*, (1970) y Aki y Chouet (1975). Este modelo supone la transferencia de energía sísmica como un proceso de difusión donde se conserva la energía. Dainty y Toksöz (1977, 1981) y Kopnichev (1977) mostraron que esta teoría no es aplicable a las codas terrestres, aunque si puede ser utilizado para explicar las codas de los eventos lunares, que son de larga duración (hasta 1 hora). Como ya se ha mencionado, si se considera el *scattering* débil, se puede hacer la aproximación de que sólo tiene lugar un proceso de *scattering*. En esta aproximación están basados el otro grupo de los primeros trabajos para explicar la formación de la coda a partir del *scattering*. Aki (1969) observó que la coda parecía ser insensible a la naturaleza del camino directo y que los sismogramas procedentes de la misma fuente registrados en diferentes estaciones tienen similar amplitud y contenido espectral. Comenzó a caracterizar el decaimiento de la coda con un factor al que denominó Q_c , que en un principio se pensó que únicamente estaba relacionado con el decaimiento de la energía debida a los procesos de *scattering*, es decir que Q_c era similar a Q_s . Por sencillez en el tratamiento matemático consideró que la fuente y el receptor estaban en la misma posición. Este modelo se basaba en la suposición de que las ondas coda son ondas superficiales que llegaban a la estación después de haber sufrido un sólo choque con heterogeneidades distribuidas en el medio aleatoria e uniformemente, de tal manera que la densidad de heterogeneidades

permaneciera constante en todo el volumen. La idea de que la coda está formada por ondas superficiales fue descartada por Aki y Chouet (1975) y Chouet (1976), al observar la ausencia de ondas planas llegando desde el epicentro en la coda de los sismogramas registrados por una antena sísmica de pequeña apertura. Además comprobaron experimentalmente la suposición de Aki (1969) de que la atenuación de las ondas S directas era muy similar al decaimiento que presentaba la coda (hipótesis corroborada en trabajos posteriores por Tsujiura 1978; Aki 1980b, Singh y Herrmann 1983), y que los efectos de sitio para las ondas S y coda son muy similares. Basándose en estas observaciones explicaron la formación de la coda por el modelo del *Single Back Scattering* (SBS), en la que se supone que la mayor parte de la energía de *scattering* tiene sentido contrario a la de la energía incidente. Esta teoría es muy similar a la desarrollada por Aki (1969), salvo que las ondas implicadas en los procesos de *scattering* son ondas internas, las ondas S. Posteriormente, esta teoría fue modificada por Sato (1977a, b) para incluir la distancia entre el evento y la estación de registro, suponiendo que las ondas coda son generadas dentro de un elipsoide de revolución, estando la fuente y el receptor localizados en sus focos. Este nuevo modelo, también incluía las conversiones de las ondas internas, por ejemplo de P a S y de S a P. El modelo de Sato es conocido por SIS, del inglés *Single Isotropic Scattering*, y como su nombre indica supone que el *scattering* es isotrópico. La observación de Robinson (1987) de que la duración de la coda es relativamente más larga para eventos superficiales, sugiere una dependencia con la profundidad del tipo de *scattering* que se produce, sencillo o múltiple, y/o efectos de la estructura de velocidad en las amplitudes de las ondas de la coda. Chouet (1990) sintetizó la envolvente de la coda para el caso de que dependan de la profundidad la atenuación intrínseca y el *scattering* usando la aproximación de *scattering* sencillo. A pesar de la sencillez de estos modelos, son capaces de reproducir el decaimiento de la coda-S. Sin embargo, no explican la dependencia del decaimiento de la coda con la fuente, la respuesta local, o el intervalo de tiempo medido desde el origen del terremoto (al que se llamará a partir de

ahora lapso de tiempo). Tampoco pueden explicar las variaciones temporales del decaimiento de la coda de los terremotos dentro de una misma zona. Esto es debido a que en realidad no se producen procesos de *scattering* débil, sino un caso intermedio entre el *scattering* débil y fuerte. Como consecuencia, la energía de *scattering* es lo suficientemente elevada como para propagarse a través del medio e interactuar con nuevos obstáculos, es decir, las ondas sufrirán múltiples procesos de *scattering*. Basándose en esta idea surgen los modelos de *scattering* múltiple, para explicar la formación de la coda.

Kopnichev (1977) estudió los procesos de *scattering* múltiple hasta tercer orden. Gao *et al.* (1983a, b) partiendo de las mismas hipótesis que Aki y Chouet (1975) suponen que el *scattering* es isótropo, sin conversión de ondas, y que la distancia recorrida por las ondas de *scattering* es mucho mayor que la distancia hipocentral. Para modelar la generación de ondas coda suman los términos de *scattering* más altos hasta un orden siete en el caso de un espacio bidimensional (2D) y tridimensional (3D). Comprobaron que el modelo SBS sobrevalora Q_c al no tener en cuenta los efectos de *scattering* múltiple con heterogeneidades del medio. Shang y Gao (1988) derivaron una solución analítica la cual incluye todos los efectos de los órdenes de *scattering* en el caso de un espacio 2D. Este modelo cumple la ley de conservación de la energía, sin embargo no se ha probado en el caso del modelo de *scattering* múltiple en un espacio 3D (Kopnichev, 1977; Gao *et al.*, 1983a).

A partir de mediados de los años 80, se empiezan a modelar analíticamente los procesos de *scattering* múltiple usando la teoría de transferencia radiativa o teoría de transporte de energía (Wu 1984, 1985), la cual sólo estudia los procesos de transporte de energía, sin considerar la interferencia de ondas, obteniéndose la distribución de la energía en el caso estacionario. Frankel y Wennerberg (1987) propusieron el modelo fenomenológico de flujo de energía para describir la distribución espacio-

temporal de la densidad de energía que fuera consistente con las observaciones. Este modelo discrimina entre ondas directas y ondas de *scattering*, y aunque no explica el mecanismo de cómo la energía secundaria se propaga en el medio, sí que incorpora el *scattering* múltiple. Al contrario de lo que se pensaba hasta entonces, los autores indicaron que el factor fenomenológico Q_c^{-1} , no era una combinación simple de la atenuación intrínseca y por *scattering*.

Hoshiba (1991) usando el método de simulación de Monte Carlo basado en la ley de conservación de la energía, sintetiza numéricamente la distribución espacio-temporal de la densidad de energía de las ondas coda, considerando procesos de *scattering* múltiple e isotrópicos y desestimando la absorción intrínseca. En este caso observó que el factor Q_c^{-1} no es sensible al número de procesos de *scattering* que se consideren. Sin embargo, no pudo explicar la disminución de Q_c^{-1} con el lapso de tiempo. Zeng (1991) unificó en una ecuación integral las fórmulas del *scattering* sencillo y múltiple y la fórmula de transporte de energía de Wu. Hoshiba (1994) amplió el modelo de Hoshiba (1991) para incluir la atenuación intrínseca y la dependencia con la profundidad de la atenuación intrínseca y *scattering*. Con este modelo se satisfacía el principio de conservación de la energía y el de causalidad. Hoshiba (1997) revisó el trabajo anterior introduciendo un medio con una estructura de velocidad a capas. Los resultados de la simulación mostraban una dependencia de la densidad de energía con la profundidad focal, incluso en la última parte de la coda.

Los modelos de *scattering* expuestos proporcionan una estimación del factor Q_c , y por tanto una estimación indirecta de la atenuación de *scattering*, necesitando otros modelos o métodos para poder estimar Q_s a partir de Q_c , o de Q_c y alguna variable más. Aunque el factor Q_c indica cómo es el decaimiento de las ondas de *scattering* en un sismograma, la relación entre Q_c y Q_s depende de las características de cada zona, aunque algunos estudios teóricos (Frankel y Wennerberg, 1987; Shang y Gao, 1988; Hoshiba, 1991) y medidas

experimentales en diferentes partes del mundo (Canas *et al.*, 1998 en las Islas Canarias; Del Pezzo *et al.*, 1995 en la cuenca de Granada y en el volcán Etna, etc) han mostrado que el valor de Q_c se aproxima más a Q_i que a Q_s .

7. DESDOBLAMIENTO DE LA ONDA S.

Este fenómeno no es atenuación en sí, pero si redistribución de la energía sísmica, por tanto va a suponer disminución de la energía en la onda S registrada en un lugar dado. El desdoblamiento de la onda S está asociado a la propagación de las ondas en un medio anisótropo, es decir, un medio donde las propiedades físicas varían en las diferentes direcciones. En Óptica este fenómeno es conocido simplemente con el nombre de birrefringencia (doble refracción), y fue descubierto por primera vez en la calcita. Si se mira un objeto a través de un cristal de calcita se observan dos imágenes en vez de una sola imagen refractada (figura 1.16). Esto es debido a que la calcita presenta dos índices de refracción, por tanto, cuando la luz atraviesa este cristal se desdobra en dos rayos, que al emerger del cristal son paralelos al incidente, pero separados en el espacio (figura 1.17(b)). Estos rayos están polarizados en direcciones mutuamente perpendiculares y se propagan en el cristal con diferentes velocidades (figura 1.17(b)).

Este mismo fenómeno se puede observar cuando una onda sísmica se transmite en el interior de la Tierra, ya que ésta tiene partes no isótropas. Las observaciones evidencian que la mayor parte de los cuerpos geológicos tienen direcciones preferenciales de los parámetros físicos que los caracterizan, debido a que los minerales, moléculas, o sedimentos se disponen en unas determinadas direcciones dependiendo de los mecanismos que actúan dentro del entorno donde se encuentran, o de las condiciones externas a las que están

sometidos, como puede ser el campo magnético, gravitatorio o el campo de esfuerzo regional. Por ejemplo, los sedimentos se orientan en una determinada dirección en función del flujo de las mareas o de los ríos. El movimiento diferencial entre la corteza y el manto determina la orientación de los cristales de las rocas del manto superior.



Figura 1.16: Sobre un papel se ha escrito la palabra APRIL. Si se superpone un trozo de calcita sobre la mitad de esta palabra, se observa la segunda mitad normal y la primera mitad doble, debido a la doble refracción o birrefringencia (Tipler, 1999).

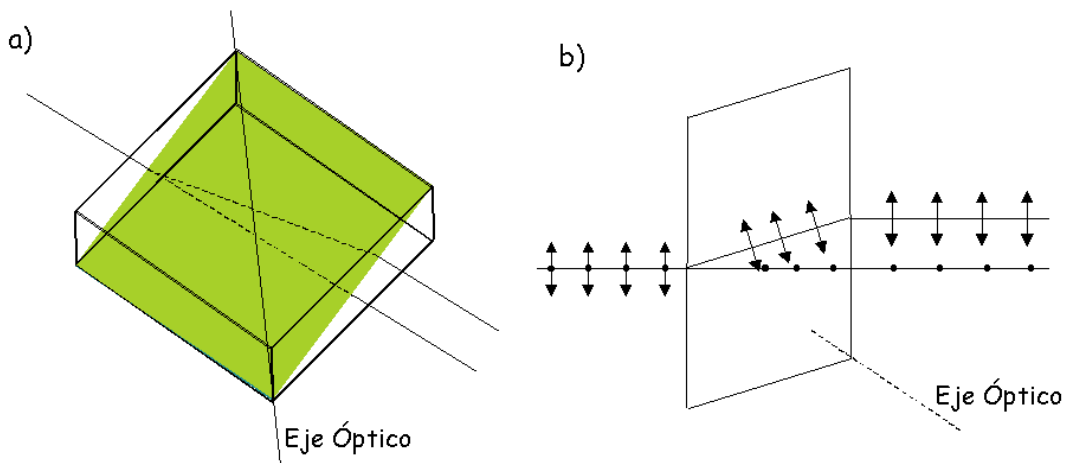


Figura 1.17: (a). Una muestra de calcita, formada por paralelogramos cuyos ángulos son 78° y $101^\circ55'$. El plano coloreado en verde se corresponde con un plano que contiene al eje óptico (sección principal) de la calcita. (b). Haz de luz con dos componentes de campo ortogonal atravesando una sección principal de la calcita.

La causa más común de anisotropía en el interior de la Tierra es probablemente la presencia de inclusiones con unos alineamientos determinados,

como fisuras, poros o impurezas. La anisotropía también puede estar causada por una estratificación en una escala menor respecto de la longitud de onda de la señal sísmica analizada. En realidad cada estructura interna que persista una cierta extensión lineal puede causar anisotropía, como fracturas paralelas, estratificaciones, granos de material orientados en un volumen o las moléculas orientadas en las rocas (ver figura 1.18).

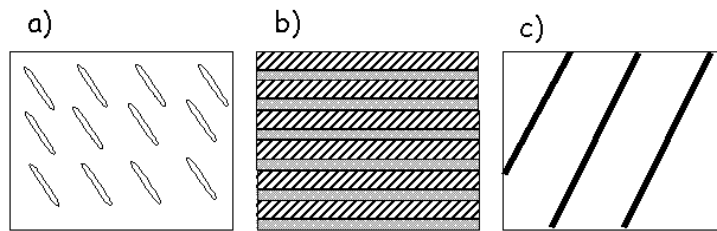


Figura 1.18. Algunos ejemplos de anisotropía en el interior de la Tierra **a)** disposición de las fisuras en una determinada dirección; **b)** secuencia regular de estratos; **c)** fracturas paralelas.

La anisotropía de un cuerpo se puede clasificar en:

a) anisotropía intrínseca. Dentro de este grupo se diferencian la anisotropía cristalina, litológica y paleomagnética. Cuando algún cristal en el interior de un sólido tiene alguna orientación preferencial en un volumen suficiente para modificar la propagación de la onda sísmica, se dice que este volumen posee anisotropía cristalina. La anisotropía litológica ocurre cuando los granos de un sólido sedimentario están alineados por el efecto de la gravedad o de la presencia de un flujo de material fluido. En realidad, en la naturaleza se presentan una combinación de todos los tipos de anisotropía intrínseca, siendo difícil discriminarlas.

b) anisotropía inducida por fracturas. En la corteza terrestre es muy común la anisotropía asociada a la presencia de fracturas. Cuando una

roca contiene una distribución de fracturas o poros, vacíos o rellenos de fluido, con alguna orientación preferencial, forma un volumen anisótropo.

La anisotropía inducida por fracturas depende de la longitud de onda de la onda sísmica. Esto es, dependiendo de la longitud de onda investigada, un volumen podrá ser considerado anisótropo. Esta longitud de onda tiene que ser mayor de una longitud de onda mínima, que en el caso de anisotropía debida a la presencia de fracturas, correspondería a la propia longitud de las fracturas.

El efecto de la anisotropía litológica, si no se debe a flujos de fluido, está orientada con el campo de gravedad, mientras que el resto de anisotropías intrínsecas y la anisotropía debida a la presencia de fracturas están más o menos alineadas con el campo de esfuerzo que existe en un área, o del paleocampo de esfuerzos, o del campo magnético, por lo que es posible estudiar las variaciones del campo de esfuerzo a partir de variaciones en la disposición de las fracturas, cristales, granos de sólido o partículas magnéticas.

Para interpretar correctamente un sismograma es necesario saber cómo afecta un medio anisótropo a la propagación de las ondas sísmicas. La presencia de volúmenes anisótropos en el interior de la Tierra induce a variaciones en la velocidad de propagación de la onda elástica, y contrariamente a lo que sucede en un medio isótropo existen tres tipos de ondas de volumen, que se propagan con una velocidad que depende de la dirección y están ortogonalmente polarizadas. A estas ondas se les llama qP , $qS1$ y $qS2$ (ver figura 1.19(b)), donde el prefijo q se refiere a la palabra inglesa *quasi* e indica que son de características similares a las ondas P y S en el caso de un medio isótropo. Esto significa que existen dos ondas S , que se propagan con distinta velocidad, llamándose $qS1$ a la onda transversal más rápida y $qS2$ a la más lenta, y están, generalmente ortogonalmente polarizadas, por lo que se dice que la onda S cuando atraviesa un medio anisótropo sufre desdoblamiento (o en inglés,

splitting). Esta es la razón por la que cuando se hable de desdoblamiento de las ondas sísmicas sólo se mencione a la onda S, aunque el medio también afecta a la onda P, pero de una manera diferente, sin producir desdoblamiento de la misma. Por tanto, la onda transversal al atravesar la superficie de separación entre un medio isótropo y un medio anisótropo se separa en dos componentes, con polarización transversal, que se propagan en el volumen anisótropo con velocidades diferentes (figura 1.19). El ángulo de polarización entre qS1 y qS2 suele ser recto, aunque en general depende del ángulo de incidencia de la onda transversal al volumen anisótropo. Una vez que las ondas qS1 y qS2 han salido del medio anisótropo, no podrán reconstruir la onda S original. Por tanto, las ondas qS1 y qS2 pueden servir para constatar la presencia de anisotropías, basándonos en dos observables:

1. el **retraso temporal** entre la primera llegada de qS1 y qS2. A este parámetro se le nombra TD (en inglés, Temporal Delay).
2. el **ángulo de polarización** de la fase rápida que indicará la orientación de la estructura anisótropa. En la literatura se designa a este parámetro de diferente manera, y entre todas ellas se ha elegido referirse a él por POL.

El retraso entre las dos fases, medido directamente sobre un sismograma de tres componentes, depende del grado de anisotropía y de la longitud de la trayectoria atravesada en el medio anisótropo. Sin embargo, se tiene que tener presente que el retraso temporal observado entre las primeras llegadas de la onda S en las componentes horizontales de un sismograma de tres componentes puede no estar ligado directamente a la presencia de alguna anisotropía, sino ser debido a la presencia de otras fases. La identificación directa de las fases qS1 y qS2 sobre las componentes horizontales sin rotar resulta difícil. Por esta razón, es conveniente medir este retraso sobre las componentes horizontales rotadas en la dirección de los ejes rápido y lento.

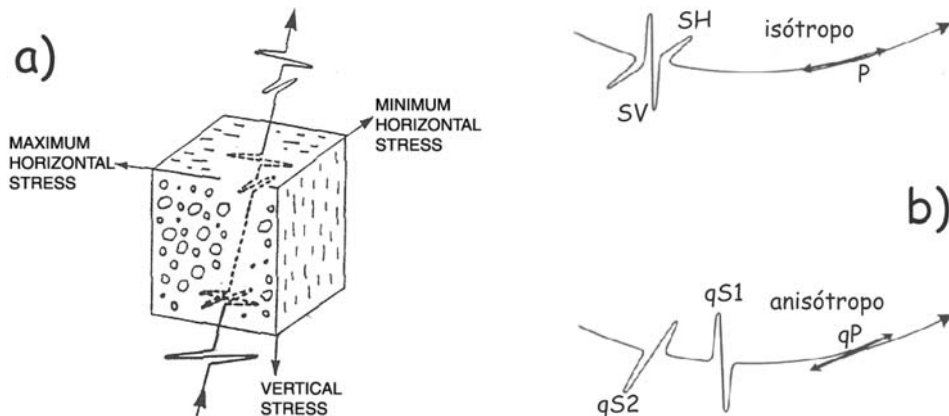


Figura 1.19. (a). Ilustración esquemática del desdoblamiento de la onda S. Se observa que la onda transversal al propagarse en el volumen anisótropo se desdobla en dos componentes. A medida que se propaga en dicho volumen, la separación entre las dos componentes aumenta. **(b).** Esquema mostrando la diferencia entre la propagación de las ondas internas en un medio isótropo y anisótropo.

Como ya se ha mencionado este fenómeno no es atenuación y no se cuantifica con un factor similar al factor de calidad Q . Sin embargo, la presencia del desdoblamiento de la onda S es debido a que la onda sísmica ha atravesado un medio anisótropo que podría revelar la existencia de heterogeneidades en el medio. Estas heterogeneidades sí podrían generar procesos de *scattering* y de absorción de energía.

8. OTROS MECANISMOS: REFLEXIÓN, REFRACCIÓN.

La atenuación y el desdoblamiento de la onda S no son los únicos fenómenos que ocasionan pérdida o redistribución de energía sísmica de las ondas directas. Existen otros fenómenos que si bien no son motivo de estudio en esta memoria, también afectan a la transmisión de la energía de las ondas directas, y como en el caso del *scattering* y el desdoblamiento de la onda S, generan otro tipo de ondas que serán registradas en los sismogramas.

La reflexión y refracción de las ondas son dos fenómenos ampliamente estudiados en muchas ramas de la Física, y ligados al transporte de energía en un medio heterogéneo. La Tierra es un medio heterogéneo, con una distribución de heterogeneidades de diferentes tamaños, por lo que además de producirse *scattering* se pueden observar ondas reflejadas y refractadas o transmitidas, si existen heterogeneidades con una extensión mayor que la longitud de onda estudiada.

Cuando una onda P o SV incide en una discontinuidad, en general, se pueden originar diferentes tipos de ondas, como se muestra en la figura 1.20: una onda P transmitida (P'), una onda SV transmitida (SV'), una onda P reflejada (P), y una onda SV reflejada (SV). La proporción de energía transmitida y reflejada dependerá de la relación entre la velocidad de propagación del medio y el ángulo de incidencia, de tal manera que para ciertos casos se anula el rayo reflejado o refractado.

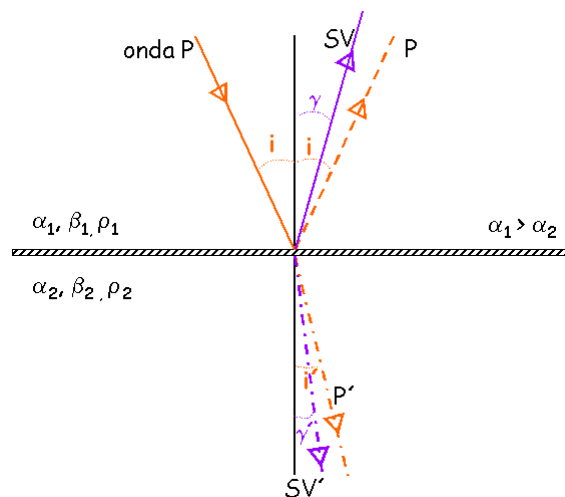


Figura 1.20. Esquema de rayos sísmicos de una onda P incidente en una interfase sólido-sólido y de las ondas generadas en la misma. i e i' son el ángulo de incidencia y refracción de la onda P, γ y γ' , el ángulo que forma con la normal la onda SV reflejada y transmitida, y $\alpha_1, \alpha_2, \beta_1$ y β_2 son, respectivamente, las velocidades de propagación en los medios 1 y 2 para la onda P y SV.

La existencia de varias ondas reflejadas y transmitidas implica que la energía de la onda incidente se debe de dividir entre todos los tipos de ondas generadas. En el caso de que la onda directa tenga que atravesar varios medios con diferente velocidad de propagación, parte de la pérdida de energía será debida a las ondas reflejadas u ondas convertidas que se generan en los límites de la discontinuidad (figura 1.21).

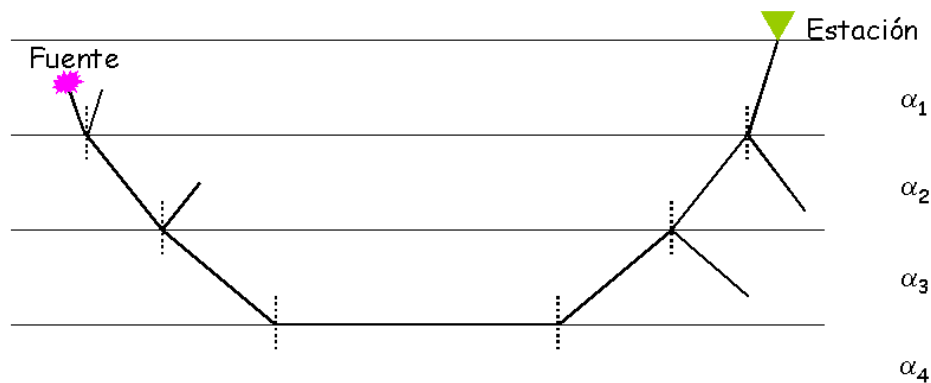


Figura 1.21. En este ejemplo, se ha representado a la Tierra por capas planas con diferente velocidad sísmica, que verifican que $\alpha_1 < \alpha_2 < \alpha_3$ y $\alpha_3 > \alpha_4$. El rayo sísmico procedente de la fuente, antes de alcanzar a la estación de registro, debe de atravesar la superficie de separación de diferentes medios, produciéndose pérdidas por reflexión en cada una de ellas.

Una consecuencia directa de la reflexión y refracción de las ondas sísmicas son las áreas donde no se recibe información sobre un terremoto dado, a las que se les denomina zonas de sombra (ver figura 1.22). Estas zonas son debidas a que la onda sísmica encuentra zonas donde la velocidad disminuye con la profundidad, por lo que la probabilidad de que se produzcan reflexiones totales es elevada. En el caso de las ondas S se tiene que añadir que éstas no se transmiten por medios fluidos, como el núcleo externo. A partir de cierto azimut, las ondas S directas no alcanzan la superficie al interceptar su trayectoria el núcleo externo. Por tanto, la zona de sombra de las ondas S es mayor que para las ondas P.

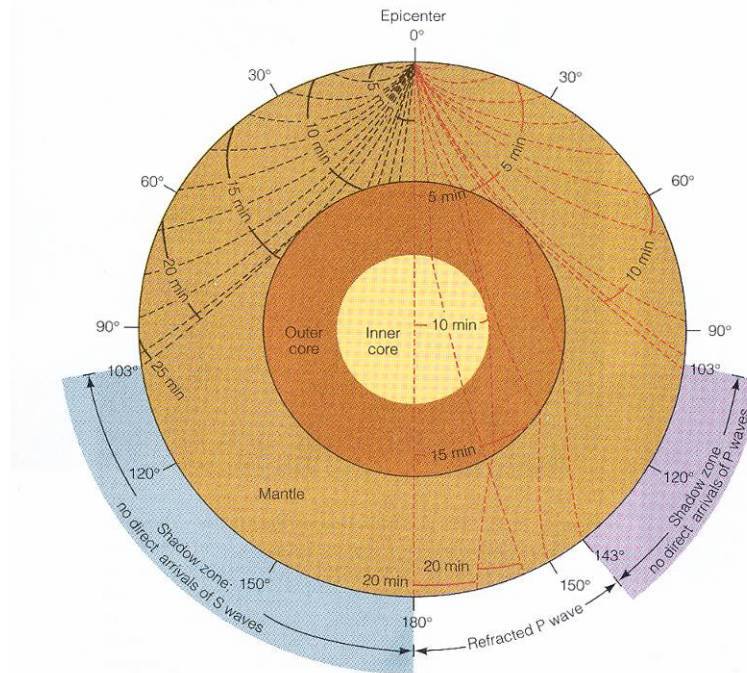


Figura 1.22. En este dibujo se muestra en la mitad de la derecha las trayectorias de las ondas P. Las reflexiones y refracciones que se producen en el límite manto-núcleo, crea una zona de sombra de las ondas P entre 103° y 143°. En la parte de la izquierda se muestra la zona de sombra para las ondas S, que se extiende entre 103° y 180° (Skinner y Porter, 2000).

9. CONCLUSIONES.

En este capítulo se ha explicado brevemente los efectos de un Tierra no elástica y heterogénea en la propagación de las ondas sísmicas, lo que conlleva una pérdida de energía del frente de onda. A este fenómeno se le conoce con el nombre de atenuación sísmica. En este proceso intervienen diferentes mecanismos que se pueden agrupar fundamentalmente en dos grupos, dando lugar a diferentes tipos de atenuación sísmica. Por un lado, debido al comportamiento no elástico de la Tierra se produce una transformación de la energía sísmica en otro tipo de energía, como puede ser energía calorífica, de vibración, etc. A este fenómeno se le designa atenuación intrínseca o anelástica, y en esta memoria se usará indistintamente ambos nombres. Por otro lado, debido a la presencia de heterogeneidades en el interior de la Tierra, la energía sísmica después de interactuar con las heterogeneidades del medio se

distribuye en el medio de una manera diferente a la inicial. Dentro de este grupo, se clasifican diferentes procesos, aunque dado que en esta memoria se va a estudiar la estructura más superficial de la corteza terrestre y que las ondas usadas son de corto período, no se considerará la posibilidad de que se produzcan reflexiones y refracciones, siendo el fenómeno más común el *scattering*. Por tanto, a esta redistribución de la energía sísmica se la englobará en el término de atenuación de *scattering*. Como ya se ha indicado a lo largo de este capítulo, el desdoblamiento de la onda S produce disminución de la energía en la fase S, pero aunque su estudio no aporta una información cuantitativa sobre la pérdida de la energía sísmica, si es valioso desde el punto de vista de que a partir de otro tipo de análisis se puede obtener evidencias sobre la existencia de heterogeneidades. Otro fenómeno que también interviene en la pérdida de energía sísmica es la expansión geométrica. Generalmente, cuando se corrigen los sismogramas de este efecto se supone que la Tierra es un medio de propagación homogéneo, por lo que todos los efectos asociados al hecho de que la Tierra es heterogénea son incluidos en la atenuación total, sobrevalorando la misma en mayor o menor grado dependiendo de cuánto de "cierta" sea la suposición de un medio homogéneo.

Para cuantificar la atenuación se usa el parámetro β o el factor de calidad Q, cuya inversa es directamente proporcional a β . La atenuación total será el resultado de la combinación de los fenómenos anelásticos y de los procesos de *scattering* que afectan a la propagación de la onda sísmica. Por tanto, el estudio de las modificaciones de la energía que se producen en la onda sísmica cuando se propaga a través del interior de la Tierra nos proporcionará información sobre la atenuación que produce la misma, y por tanto de las características de las estructuras implicadas en dicho proceso.

En este marco se ha realizado esta memoria, centrándonos en el estudio de la pérdida de energía en ambientes volcánicos, en concreto, en el volcán Isla

Decepción y en el volcán Etna., con patrones de actividad sísmica y eruptiva diferentes. En las regiones volcánicas el medio es muy heterogéneo y con propiedades no elásticas, por lo que es de esperar que la atenuación sísmica sea elevada. A partir del estudio de los efectos de la atenuación en la propagación de las ondas sísmicas se podrá establecer la existencia de estructuras con unas condiciones físicas capaces de alterar notablemente la energía sísmica, como puede ser zonas con temperaturas elevadas, presencia de fluidos en diferentes estados dependiendo de la presión y temperatura de la zona, heterogeneidad del medio, interacción de fluidos entre sí o con el medio sólido donde se incluyen, etc. Las conclusiones que se extraen del estudio de la atenuación sísmica serán fundamentales para obtener conclusiones sobre la estructura interna y dinámica de los dos volcanes estudiados.

CAPÍTULO 2:

ANÁLISIS DE ATENUACIÓN Y ANISOTROPÍA.

1. INTRODUCCIÓN.

Como se ha explicado en el capítulo anterior, las ondas sísmicas en su interacción con el medio pierden energía, básicamente debido a que la Tierra es un medio no es perfectamente elástico (atenuación intrínseca) y a la presencia de heterogeneidades en su interior que son capaces de producir una redistribución de la energía (atenuación por *scattering*). Los procesos que se desencadenan en el interior de la Tierra al paso de la onda sísmica tienen una manifestación clara en los sismogramas registrados en la superficie. Así, si se comparan los sismogramas de estaciones situadas a diferente distancia de la fuente se observa una disminución de la amplitud y un aumento de la duración del pulso de las ondas internas (P y S). El decaimiento de la amplitud de las ondas sísmicas al final de los sismogramas y la formación de la coda es también consecuencia de las heterogeneidades existentes en el interior de la Tierra. Existen otras evidencias en el dominio de la frecuencia, como son el decaimiento de la amplitud espectral a medida que aumenta la frecuencia, o variaciones de la velocidad de propagación sísmica en función de la frecuencia.

Para explicar estas observaciones se asumen modelos del interior de la Tierra con el fin de simplificar el estudio de la propagación de las ondas sísmicas. Así, en algunas ocasiones se supone un medio homogéneo pero anelástico que permite estudiar la atenuación intrínseca y analizar los efectos de los procesos no elásticos. En otras ocasiones, se asume un modelo de Tierra elástico pero con heterogeneidades. En este caso, no se produce atenuación intrínseca y se estudia con mayor facilidad los procesos de *scattering* que son los responsables de la formación de las ondas coda. Más aún, dentro de los modelos de una Tierra heterogénea, se pueden suponer modelos con diferentes relaciones entre las dimensiones de las heterogeneidades y el recorrido libre

medio, que facilitan el estudio del decaimiento de la amplitud de la coda por un sólo proceso de *scattering*. También se han combinado modelos teóricos sencillos, para obtener conclusiones sobre qué proceso de atenuación, anelástico o de *scattering*, domina en una zona.

Hasta ahora no se ha explicado cómo obtener los valores que cuantifiquen la atenuación sísmica, ya sea a partir del factor β o del factor Q . En este capítulo éste será el tema a tratar. Dentro de cada modelo teórico, se han propuesto unos métodos que permitan evaluar la atenuación sufrida por las ondas sísmicas, y de esta manera obtener conclusiones sobre el tipo y características de las estructuras que la producen. Los métodos empleados en esta memoria se aplicarán a las ondas internas (P y S), y a las ondas coda. Como se ha indicado en el capítulo 1, el trabajo que se presenta se centra en el estudio de la atenuación sísmica en ambientes volcánicos. Para ello se usarán terremotos volcano-tectónicos muy locales, con distancias de propagación menores de pocas decenas de kilómetros. Estos estudios permitirán obtener valores promedio de la atenuación y caracterizarán globalmente la zona. El uso de la técnica de tomografía sísmica al estudio de la atenuación permitirá elaborar modelos tridimensionales de atenuación sísmica.

Los dos volcanes estudiados (Isla Decepción, Antártida, y Etna en Italia) presentan diferentes condiciones geológicas, morfológicas, geográficas, climáticas, etc., que determinarán las limitaciones del despliegue instrumental y por tanto el tipo de estudio a llevar a cabo. En el caso del volcán Isla Decepción, donde la cobertura de estaciones está limitada por las condiciones extremas de trabajo, se han modelado las capas corticales más superficiales a partir de valores de atenuación sísmica promedio, sin que por ello se deje de obtener una idea clara de los procesos de atenuación que intervienen en la isla volcánica. En cambio, en el volcán Etna ha sido posible trabajar con modelos más complejos, obteniéndose la estructura tridimensional de atenuación.

En los siguientes apartados se presentan los métodos empleados para la caracterización del grado de anelasticidad y heterogeneidad del medio: los métodos para la determinación de la atenuación sísmica (apartados 2 y 3), la técnica de tomografía que se utiliza para el análisis tridimensional de la atenuación (apartado 4), y los métodos para el estudio de la anisotropía (apartado 5).

2. MÉTODOS PARA OBTENER EL FACTOR Q.

En la bibliografía se pueden encontrar numerosos métodos para estimar la atenuación sísmica. Se pueden enunciar algunos como el análisis del decaimiento de la amplitud con la distancia, el estudio del ensanchamiento del primer pulso de las fases directas P y S, el método de las razones espectrales con una estación, o con pares de estaciones, el método del decaimiento de la amplitud espectral con la frecuencia, el método de normalización de la coda, el modelo de *Single Back Scattering* para ondas coda. Algunos métodos suponen que el factor Q es una función de la frecuencia, mientras que en otros se asume que Q es constante con la frecuencia.

Entre todos ellos, y considerando la distribución de estaciones y terremotos y el tipo de datos de que se dispone, se han seleccionado los métodos que a continuación se exponen.

2.A. ENSANCHAMIENTO DEL PRIMER PULSO DE LA ONDA P.

Este método se basa en la variación de la duración del primer pulso de la

fase directa con la distancia de propagación. Por ejemplo, si se revisa de nuevo la figura 1.8(a) se observa un pulso de mayor duración en las estaciones más alejadas de la fuente que en las más cercanas. Este efecto es una consecuencia de que la atenuación es más fuerte para las frecuencias más altas.

Este método se ha aplicado en numerosas ocasiones y no siempre se ha empleado la misma definición de duración del pulso (ver figura 2.1). Entre las definiciones más empleadas destacan:

1. τ : Esta definición es conocida como tiempo de subida o en inglés, *rise time* (Gladwin y Stacey, 1974). Es la razón entre la amplitud máxima y la pendiente máxima.
2. w : Es la medida temporal entre el punto de intersección de la tangente al punto de máxima pendiente y el primer cero de la señal (Ricker, 1953).
3. $w_{1/2}$: Es la duración entre el inicio de la fase directa (P o S) y la primera vez que pasa por el cero (O' Neill y Healy, 1973).
4. w_{inf} : Es la duración temporal entre el inicio de la fase directa y el primer máximo de la señal (Hatherly, 1986).

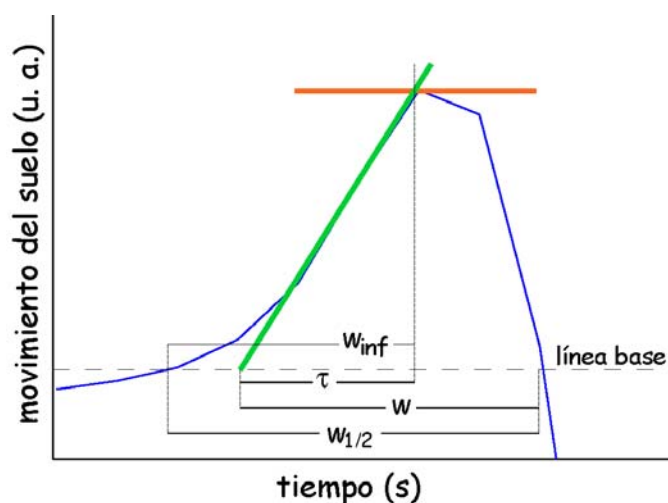


Figura 2.1. Diferentes definiciones de la duración del pulso.

Se ha comprobado que el valor del factor Q determinado por este método es independiente de la definición usada para medir la duración del pulso, por lo que se podrá escoger la definición que mejor se ajuste a los datos disponibles.

El primero que usó la medida de la duración del pulso como indicador de la atenuación de una zona fue Ricker (1953). Su trabajo estaba basado en la aplicación de la teoría de *wavelets* a la Sismología. Para explicar las propiedades elásticas de la Tierra aplicó el modelo mecánico de Kelvin-Voigt, que consiste en la combinación en paralelo de un muelle y un émbolo (en Ben-Menahem y Singh (1981) se puede encontrar una descripción más detallada de este modelo). Sus resultados mostraron que la duración del pulso (w) (figura 2.1) aumentaba con la raíz cuadrada de la distancia de propagación, o lo que es lo mismo, del tiempo de propagación t ($w \sim t^{1/2}$).

En 1974, Gladwin y Stacey experimentaron con pulsos ultrasónicos de 20 μ s de duración, generados por diferentes tipos de fuente, en paredes de túneles de roca dura. Sus resultados eran independientes del tipo de fuente empleada y encontraron una ley experimental que relacionaba la atenuación con el *rise-time* (ver figura 2.1).

$$\tau = \tau_0 + C \frac{t}{Q} \quad [2.1]$$

donde τ_0 representa el *rise time* en la fuente, t es el tiempo de propagación y C es una constante de proporcionalidad. El valor de esta constante será tratado con mayor detalle a lo largo de este apartado. En un trabajo posterior, Stacey *et al.* (1975) probaron que la expresión [2.1] podía ser explicada por el modelo de atenuación lineal propuesto por Azimi *et al.* (1968), que está basado en una propagación dispersiva de las ondas y en una dependencia lineal de la atenuación

con la frecuencia, por lo que según la relación [1.9], el factor Q es constante con la frecuencia. Este modelo era el único que garantizaba el cumplimiento del principio de causalidad, es decir, que el pulso llegue a la estación de registro después de producirse.

Kjartansson (1979) propuso un modelo lineal de anelasticidad de rocas, en el que suponía que el factor Q era constante con la frecuencia. Suponiendo una propagación unidimensional y que el pulso en la fuente se puede describir por una función delta, calculó la duración del pulso predicha por su modelo en función del tiempo de propagación. Blair y Spathis (1982, 1984) aplicaron la teoría de Kjartansson y estudiaron el efecto de la fuente en la duración del pulso a medida que la onda se propaga. Observaron que la estimación de la atenuación dependía del tipo de fuente usada. Este resultado contradice parte de los resultados de Gladwin y Stacey (1974), argumentando que Gladwin y Stacey habían usado una distancia de propagación muy pequeña y que no habían incluido los errores en su trabajo. Por ello, afirmaron que la linealidad de la ley experimental descrita por la ecuación [2.1] no podía ser modelada teóricamente. Liu (1988) aplicó también la teoría de Kjartansson y usó diferentes funciones fuentes para generar los pulsos. Sus simulaciones numéricas mostraban, al igual que el trabajo de Blair y Spathis (1982), que la fuente influye fuertemente en el ensanchamiento del pulso como una función de la distancia y el tiempo de propagación. Jongmans (1991) también resaltó la dependencia de la duración del pulso con la fuente. Además encontró que el método no puede ser aplicado para distancias hipocentrales menores de 1.2 veces la longitud de onda del pulso. Wu y Lees (1996) estudiaron la propagación de la duración del pulso a partir de la medida w . Usaron diferentes tipos de fuentes para simular ondas sísmicas que se propagan en un medio homogéneo con un valor de Q "casi" constante en la banda de 1 a 20 Hz. Sus resultados confirmaron el efecto de la fuente en la propagación de la onda sísmica (Blair y Spathis, 1982; Liu 1988).

En todos estos trabajos, las teorías sobre el ensanchamiento del pulso en función de la distancia debido a los efectos de la atenuación, se realizaron en un principio suponiendo un medio homogéneo, es decir, la pérdida de energía de las ondas sísmicas sólo podría ser debida a las propiedades anelásticas del medio, por lo que sólo era estimada la atenuación intrínseca. Wu y Lees (1996) argumentaron mediante el uso de la medida w y simulaciones numéricas, la validez de la expresión [2.1] para un medio homogéneo interceptado por fisuras y fracturas. Por tanto, la ecuación [2.1], se puede aplicar tanto en los ambientes homogéneos, como en los ambientes fracturados, como es el caso de los volcanes, y por tanto, la atenuación estimada incluye tanto la atenuación intrínseca como la atenuación debida al *scattering*. Teniendo en cuenta este resultado, y que en esta memoria se van a estudiar dos regiones volcánicas, se he preferido usar la misma medida para la duración del pulso que la empleada por Wu y Lees (1996). La relación [2.1] aplicada a la medida w se puede escribir:

$$w = w_0 + C \frac{t}{Q} \quad [2.2]$$

donde w_0 es la duración del pulso en la fuente.

En este estudio se va a asumir que la solución del factor Q dada por la expresión [2.2] será válida en una banda de frecuencia donde se supondrá que el factor Q es constante.

Este método es de fácil aplicación, ya que las medidas de la duración del pulso se realizan directamente sobre el sismograma sin necesidad de realizar ningún tipo de procesado anterior. Sin embargo, dicha medida está muy influenciada por dos factores:

1. El nivel de ruido en la señal. La distribución real de las medidas de la duración del pulso frente al tiempo de propagación puede estar

enmascarada. Los efectos del ruido pueden ser eliminados realizando una selección de los pulsos, de tal manera que la relación señal/ruido sea adecuada o filtrando los sismogramas.

2. El tipo de mecanismo focal de la fuente. Para resolver la influencia de la fuente en la medida de la duración del pulso, se considera un conjunto de medidas de la duración del pulso en el que la magnitud sea constante. Otra opción es estimar el factor Q a partir del promedio de las soluciones encontradas en diferentes intervalos de magnitud de longitud lo suficientemente pequeña para considerar que no son apreciables los efectos de la fuente en la duración del pulso de los terremotos seleccionados dentro de cada intervalo.

Los valores seleccionados de la duración del pulso, teniendo en cuenta los anteriores criterios, siguen una distribución con respecto al tiempo de propagación que se puede representar por una recta, tal y como se representa en la expresión [2.2]. La ordenada en el origen de esta recta se corresponde con la duración del pulso en la fuente (w_0) y la pendiente es igual al cociente C/Q (figura 2.2).

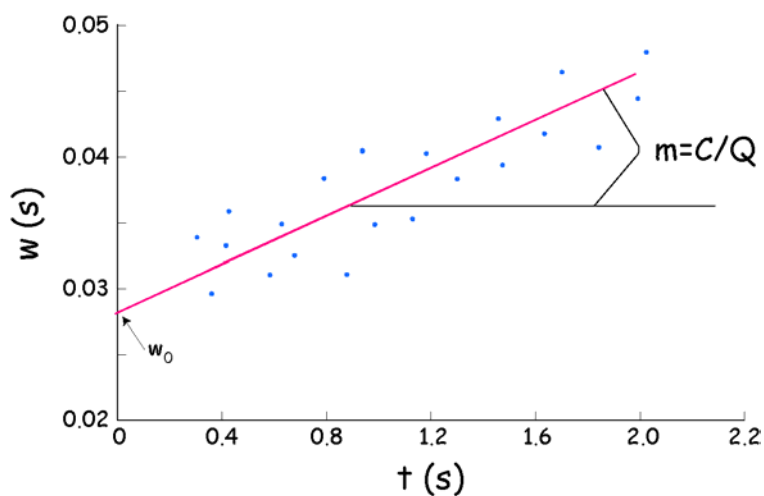


Figura 2.2. Ejemplo de la estimación del factor Q a partir del ajuste lineal de la duración del pulso (w) frente al tiempo de propagación.

Una vez que sea conocido el valor de la constante de proporcionalidad se podrá determinar el factor Q a partir del valor de la pendiente. Se han realizado diferentes estudios del ensanchamiento del pulso con el tiempo de propagación con el fin de determinar el valor de la constante C. En la tabla 2.1 se presentan los valores obtenidos por otros autores en función de la definición usada para la medida de la duración del pulso, y del modelo de atenuación elegido.

AUTORES	C	DURACIÓN	OBSERVACIONES
Gladwin y Stacey, 1974	0.53±0.04	τ	- Diferentes tipos de fuente. - Comparación de las medidas con el método de las razones espectrales. - Q constante con la frecuencia
Kjartansson, 1979	0.485 ⁽¹⁾ 0.298 ⁽²⁾ 0.217 ⁽³⁾	τ	Q "casi" constante con la frecuencia
Hatherly, 1986	0.3	w_{inf}	Comparación con las medidas de τ
Othake, 1987	1.0	$w_{1/2}$	
Wu y Lees, 1996	<u>0.5</u>	w	Q "casi" constante en la banda entre 1 y 20 Hz.

Tabla 2.1. Valores de la constante C. C=0.5 ha sido el valor de la constante C elegido en este estudio. ⁽¹⁾ registros de desplazamiento; ⁽²⁾ registros de velocidad; ⁽³⁾ registros de aceleración.

Para estudiar la atenuación de la atenuación de la onda P con este método se ha elegido el valor de la constante C igual a 0.5. Esta elección viene determinada por la medida de la duración del pulso empleada en este trabajo, la variable w.

Este método ha sido aplicado en regiones tectónicas, geotérmicas y volcánicas. Reiter y Monfort (1977), además de determinar la atenuación en la

corteza superior de la parte central de California (Q entre 19 y 28), comprobaron que existe una correlación entre la duración del pulso y la geología de la zona. La atenuación que caracteriza el campo geotérmico de los geysers en California fue determinada por Zucca *et al.*, (1994) aplicando la técnica de tomografía de atenuación basada en medidas de duración del pulso. Este mismo procedimiento fue empleado por Wu y Lees (1996) para determinar la estructura de atenuación de la región de Coso (California). Encontraron estructuras de elevada atenuación ($Q \approx 36$) entre rocas de atenuación moderada ($Q \approx 80$), y determinaron la temperatura de la zona a partir de las anomalías de atenuación obtenidas. Basándose en la misma expresión empleada por estos autores, Bianco *et al.* (1999) encontraron una elevada atenuación promedio en el volcán Vesubio, que se correspondía con un factor $Q = 42 \pm 5$.

2.B. DECAIMIENTO ESPECTRAL.

Este método está basado en la observación experimental del decaimiento de la amplitud espectral con la frecuencia, que es tanto más acusado cuanto mayor es la distancia entre la fuente y el receptor. Tiene la ventaja de que para aplicarlo no se necesitan medidas absolutas de la amplitud, por lo que los resultados, en principio, estarán menos afectados por el nivel de ruido y los efectos instrumentales que en otros métodos. Además está poco influenciado por las incertidumbres en los tiempos de llegada de las fases usadas (P o S), ya que para aplicarlo se escoge una ventana alrededor de la llegada correspondiente. El método del decaimiento espectral es equivalente al método de la duración del pulso en el dominio de la frecuencia, y presenta la ventaja de que no está tan afectado por el nivel de ruido de la señal, ni por el tipo de fuente como su análogo en el dominio del tiempo. Se puede aplicar tanto a las ondas P como S, ya que no se ha hecho ninguna suposición en cuanto al tipo de onda interna usada.

La amplitud espectral ($A_{ij}(f)$) de un sismograma correspondiente a un evento i registrado en una estación j , se puede expresar matemáticamente como:

$$A_{ij}(f, \theta, \phi, t_{ij}) = F_i(f, \theta, \phi) \cdot I_j(f) \cdot G_{ij}(t_{ij}) \cdot S_j(f) \cdot B_{ij}(f, t_{ij}) \quad [2.3]$$

siendo f la frecuencia; θ y ϕ indican la dependencia angular de la energía radiada por la fuente; t_{ij} es el tiempo empleado por el terremoto i en atravesar el medio hasta llegar a la estación j ; F_i es el espectro de la fuente; I_j la respuesta instrumental; G_{ij} es la expansión geométrica, que tiene en cuenta la disminución de energía por la propia propagación; S_j describe la amplificación de sitio y B_{ij} la absorción de energía a lo largo de la trayectoria entre el evento i y la estación j . Hay que señalar que t_{ij} no representa la variable tiempo, sino el tiempo de viaje de la onda sísmica que es equivalente a la distancia hipocentral.

Para no alterar la información contenida en un sismograma sobre la fuente o el medio de propagación, se suelen usar geófonos con una respuesta instrumental plana en la banda de frecuencias de interés, en nuestro caso es el corto período entre 1 y 30 Hz. En cualquier caso, la respuesta instrumental se puede determinar experimentalmente, por lo que es posible corregir el sismograma del efecto del instrumento usado. También se corrigen los sismogramas de los efectos geométricos, generalmente asumiendo un modelo homogéneo del medio. En este caso, el exponente de la expresión [1.12] será igual a 0.5 ó 1, dependiendo de si se consideran ondas superficiales o internas. Las desviaciones de la realidad con respecto al modelo supuesto serán incluidas en la función de transferencia del medio, $B_{ij}(f, t_{ij})$. A continuación se van a describir brevemente el resto de funciones de transferencia que intervienen en la formación de un sismograma.

$F_i(f, \theta, \phi)$: El espectro de la fuente en campo lejano se puede modelar por el producto de una función que depende únicamente de la frecuencia ($a_i(f)$) con el patrón de radiación de la fuente ($R_i(\theta, \phi)$), como se observa en la siguiente expresión (Scherbaum, 1990):

$$F_i(f, \theta, \phi) = a_i(f) \cdot R_i(\theta, \phi) = A_{0,i} \cdot \frac{f_{c,i}^\gamma}{f_{c,i}^\gamma + f^\gamma} \cdot R_i(\theta, \phi) \quad [2.4]$$

$A_{0,i}$ es constante e igual al valor de la amplitud espectral en el intervalo de frecuencias donde el espectro es plano, f_c es la frecuencia de esquina de la fuente, y γ es el rango de decaimiento a frecuencias altas. Para $\gamma=2$, la expresión [2.4] es equivalente al modelo de fuente tipo f^2 de Brune (Brune, 1970) para los espectros de desplazamiento.

$S_j(f) \cdot B_{ij}(f, t_{ij})$: En este término se engloban todos los efectos del medio atravesado por la onda sísmica, que pueden ser representados por una función del tipo:

$$S_j(f) \cdot B_{ij}(f, t_{ij}) = \exp\left(-\pi f \frac{t_{ij}}{Q_{ij}}\right) \quad [2.5]$$

donde t_{ij} y Q_{ij} representan, respectivamente, el tiempo de propagación y el factor Q asociado a la trayectoria recorrida por la onda sísmica desde la fuente al receptor.

Reemplazando las ecuaciones [2.4] y [2.5] en la ecuación [2.3], y teniendo en cuenta que:

1. los sismogramas están corregidos de la respuesta instrumental

2. este método se aplicará a ondas internas, por lo que $n=1$ en la función $G_{ij}(t)$. Se puede seguir considerando el término de la expansión geométrica ($1/t_{ij}$) en el cálculo, o bien, corregir los espectros de dicho factor. Para aplicar este método, se ha optado por corregir los espectros de la expansión geométrica, por lo que este término no aparecerá a partir de ahora en las expresiones correspondientes.

se obtiene:

$$A_{ij}(f, t_{ij}) = A_{0,i} \cdot \frac{f_{c,i}^\gamma}{f_{c,i}^\gamma + f^\gamma} \cdot R_i(\theta, \phi) \cdot \exp\left(-\pi f \frac{t_{ij}}{Q_{ij}}\right) \quad [2.6]$$

Para determinar el factor Q_{ij} a partir de esta expresión se compararán las amplitudes espectrales medidas con las calculadas a partir de la expresión [2.6], usando todo el espectro o sólo parte de él. En los dos casos, se supone que el factor Q_{ij} es constante con la frecuencia. A continuación se describe la determinación de Q_{ij} usando la parte plana del espectro (para frecuencias menores que la frecuencia de esquina) o el espectro completo.

2.B.1. DETERMINACIÓN DE Q USANDO EL ESPECTRO PARA $f < f_c$.

Aki (1967) y Brune (1970) establecieron que el espectro de desplazamiento en la fuente es constante con la frecuencia para frecuencias menores que la frecuencia de esquina. Sin embargo, en el receptor la parte inicial del espectro decae con una cierta inclinación que es debida a los efectos introducidos por el medio (figura 2.3). Esto significa que considerando la parte del espectro para frecuencias menores que la frecuencia de esquina, se podrá determinar la atenuación del medio ajustando el espectro real a un espectro

teórico caracterizado por un valor constante de Q . Para que el ajuste del espectro real al teórico sea fiable se necesita un número de puntos significativo, y éste es el principal problema cuando se quiere estimar la atenuación sísmica usando sólo la parte inicial del espectro. Para el caso de terremotos muy locales, el valor de la frecuencia de esquina es muy alto y se dispone de un número elevado de puntos con frecuencia menor que la frecuencia esquina, para realizar el ajuste del espectro real al teórico.

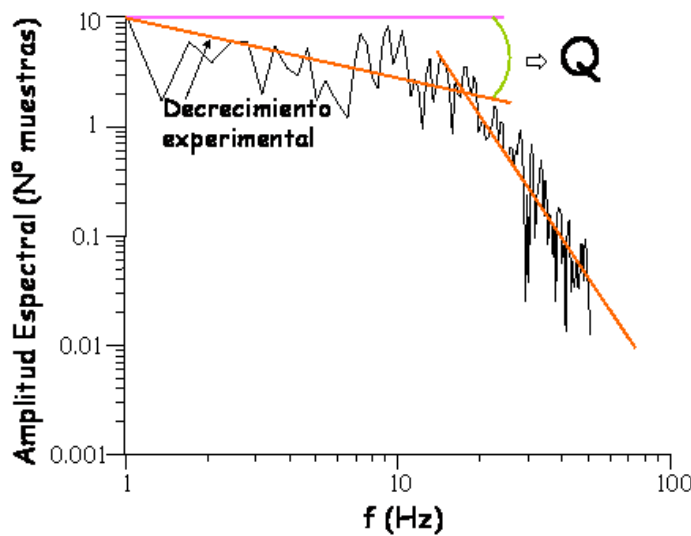


Figura 2.3. Espectro de desplazamiento de un terremoto volcánico-tectónico registrado en la isla volcánica Decepción, junto con el nivel espectral de la fuente (línea rosa) y el decaimiento medio del espectro (línea naranja). El factor Q se obtiene de la desviación del espectro medio respecto del nivel espectral de la fuente.

Para frecuencias menores que la frecuencia de esquina, el espectro teórico dado por la expresión [2.6] se puede aproximar por:

$$A_{ij}(f, t_{ij}) = A_{0,i} \cdot R_i(\theta, \phi) \cdot \exp\left(-\pi f \frac{t_{ij}}{Q_{ij}}\right) \quad \text{para } f < f_c \quad [2.7]$$

Para calcular la pendiente con la que decae el espectro para frecuencias menores que la frecuencia de esquina se aplica logaritmos naturales a ambos lados de la ecuación [2.7], obteniéndose la ecuación de una recta:

$$\ln(A_{ij}(f, t_{ij})) = \ln(A_{0,i} \cdot R_i(\theta, \phi)) - \pi \cdot f \cdot \frac{t_{ij}}{Q_{ij}} \quad [2.8]$$

donde la variable independiente es la frecuencia, la variable dependiente es $\ln(A_{ij}(f, t))$, y la pendiente viene dada por $-\pi t_{ij}/Q_{ij}$. Esta pendiente se determina a partir de un ajuste lineal por mínimos cuadrados. Conocida la pendiente del ajuste lineal (m), así como el tiempo de propagación empleado por el terremoto i en llegar a la estación j , se puede conocer fácilmente el factor Q_{ij} :

$$Q_{ij} = \frac{-\pi \cdot t_{ij}}{m} \quad [2.9]$$

El promedio de los valores Q_{ij} asociados con las distintas trayectorias fuente-estación constituye una estimación de la atenuación promedio en una zona dada.

Los efectos de la fuente en la expresión [2.8] están incluidos en el término que se corresponde con la ordenada en el origen. En tal caso, los efectos de la fuente no influyen en la forma del espectro, sólo en el nivel espectral, por lo que la influencia de la fuente se reduce en el rango de frecuencias de trabajo.

Uno de los primeros trabajos donde se aplicó este método fue realizado por Carpenter y Sanford (1985), con el fin de obtener el valor de Q en el área cercana al Rift de Río Grande (Socorro, EE.UU.). Además determinaron por la técnica de regresión bivariada el valor del factor Q correspondiente a la atenuación de una capa superficial de 2 km de espesor, que se encontraba dentro de un volumen de 45 km de espesor. Sus resultados sugieren que la atenuación disminuye con la profundidad, encontrando para la capa superficial

valores de velocidad y de Q bajos ($Q_P < 20$ y $Q_\beta < 50$), que aumentaban hasta 176 en el caso de las ondas P y 535 para las ondas S. Liu *et al.* (1994) aplicaron este mismo método a espectros de aceleración registrados en la bahía de San Francisco (EEUU). También estimaron la atenuación en una capa muy superficial de sedimentos, y en el medio inferior suponiendo una variación de la atenuación con la distancia y que ésta era la misma en toda la capa inferior. Para la capa más superficial, obtuvieron un valor de Q de 59 y 47.2 para las ondas P y S, respectivamente, reflejando una atenuación elevada. Por el contrario, la corteza sobre la que yacía esta capa mostraba una atenuación muy baja, con unos valores del factor Q de 1199 y 1020 para las ondas P y S.

2.B.2. DETERMINACIÓN DE Q USANDO TODO EL ESPECTRO.

Este método fue introducido por Cormier (1982) y Anderson y Hough (1984). Con respecto al método de la determinación de Q usando la parte del espectro para frecuencias menores de la frecuencia de esquina, este método tiene la ventaja de que la selección de los terremotos no necesita hacerse en función de la frecuencia de esquina y se pueden usar terremotos con valores bajos de la frecuencia de esquina. En contrapartida, tiene la desventaja de que para aplicarlo, generalmente se suele asumir un valor de γ fijo.

Para determinar la atenuación se ajusta el espectro observado a un espectro modelo dado por la ecuación [2.6] (figura 2.4), que se calcula suponiendo unos parámetros para la fuente y el medio.

$$A_{ij}(f, t_{ij}) = A_{0,i} \cdot R_i(\theta, \phi) \frac{f_{c,i}^\gamma}{f_{c,i}^\gamma + f^\gamma} \cdot \exp\left(-\pi f \frac{t_{ij}}{Q_{ij}}\right) \quad [2.6]$$

Si se revisa de nuevo la expresión [2.6], se observa que existen, además del factor Q , tres incógnitas más relacionadas con la fuente: γ , $A_{0,i}$, f_c . En total se tienen 4 incógnitas para cada par terremoto-estación. Para determinar el factor Q_{ij} mediante esta ecuación, se suele asumir un modelo espectral de fuente, o lo que es lo mismo, el valor de la constante γ . Para calcular los parámetros $A_{0,i}$, f_c y Q_{ij} , se utilizan distintas técnicas (visuales, búsquedas en malla, métodos iterativos, etc). La solución será el conjunto de parámetros que proporcione el mejor ajuste entre el espectro teórico y el observado. En este caso se asume el modelo de fuente de Brune que considera $\gamma=2$ (Brune, 1970). Los parámetros f_c y Q_{ij} se calculan mediante una búsqueda en malla, mientras que el nivel espectral $A_{0,i}$ se obtiene como el promedio de la razón espectral entre los espectros observado y teórico.

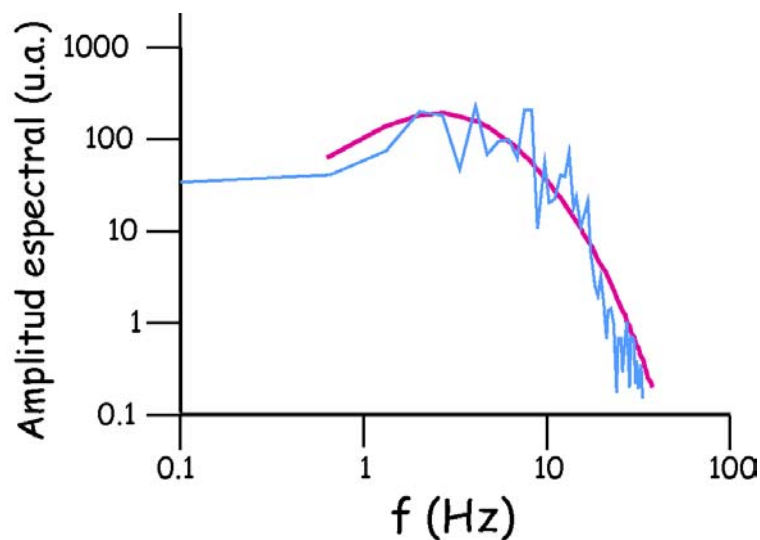


Figura 2.4. Comparación de un espectro de velocidad teórico (línea rosa) con un espectro de velocidad real (línea azul). La desviación del espectro real respecto el modelo se asume que es debido a la atenuación que introduce el medio.

Gibbs *et al.* (1994) utilizaron este método para analizar la atenuación de las ondas S que atraviesan una capa de sedimentos en el Valle de Santa Clara (California, EEUU) usando los registros de aceleración de terremotos locales. La atenuación encontrada en el rango de frecuencias entre 10 y 70 Hz era muy fuerte, con un valor de Q menor de 30. Con este método también se han

obtenido estructuras más detalladas de atenuación. Uno de los primeros trabajos fue realizado por Al-Shukri y Mitchell (1990) en la zona sísmica de Nueva Madrid (en la parte central de EEUU). Obtuvieron valores de Q_p que variaban entre 63 y 900, en los primeros 14 kilómetros de la corteza. Haberland y Rietbrock (2001), analizaron la atenuación de la onda P del arco magmático situado al oeste de los Andes centrales. Invirtieron los valores de t/Q_p con el fin de modelar esta estructura, encontrando estructuras con valores de Q_p bajos ($Q_p < 100$) en la zona de la corteza del arco magmático, mientras que los valores de Q_p más elevados ($Q_p > 800$) se localizan en la corteza oceánica que subduce. Bianco *et al.* (1999) estudiaron la atenuación sísmica en el volcán Vesuvio (Italia). Para ello modificaron el método, determinando la caída del espectro para frecuencias mayores de la frecuencia esquina, pero sin determinar simultáneamente los parámetros de la fuente. Los valores obtenidos del factor Q para las ondas P y S fueron, respectivamente, 37 y 59, corroborando que la atenuación sísmica en las áreas volcánicas es muy fuerte.

2.C. MODELO *SINGLE BACK SCATTERING* (SBS).

El modelo *single back scattering* es un modelo estadístico que explica la formación de la coda a partir de los parámetros que caracterizan las propiedades promedio del medio. Aki (1969) sugirió que la coda de los terremotos locales está formada por ondas que han sufrido procesos de *backscattering* en las heterogeneidades distribuidas en el medio y que pueden ser tratadas por métodos estadísticos. Esta hipótesis era compatible con las observaciones realizadas (p. ej. Aki *et al.*, 1958; Aki y Tsujiura, 1959). Basándose en este modelo, Aki y Chouet (1975) formularon el modelo de *single backscattering*. Este modelo supone:

1. El medio es homogéneo, aunque contiene heterogeneidades o

fuentes de *scattering* distribuidas aleatoria pero uniformemente en el espacio (figura 2.5). La densidad de heterogeneidades por unidad de volumen en el medio se considera constante.

2. La velocidad de las ondas sísmicas en el medio es constante.
3. La coda está formada por la superposición de ondas internas que han sufrido procesos de *backscattering* de fuentes de *scattering* discretas.

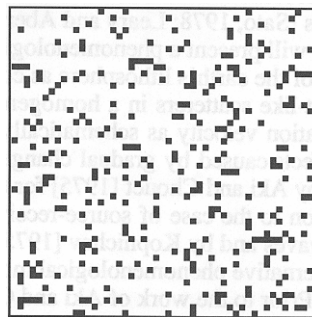


Figura 2.5. Medio homogéneo con heterogeneidades (puntos negros) distribuidas aleatoria pero uniformemente (Sato y Fehler, 1998).

4. Estas ondas secundarias son incoherentes, y por tanto sus intensidades son aditivas.

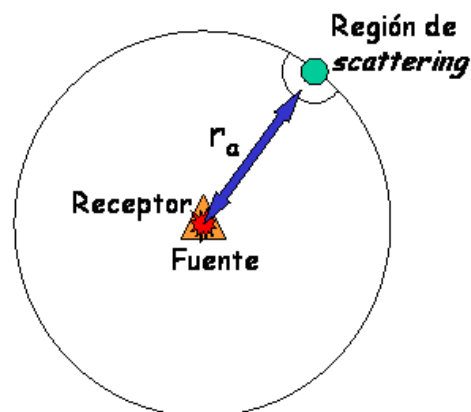


Figura 2.6. La fuente (en rojo) y el receptor (triángulo naranja), están localizados en el mismo punto. La región que produce *scattering* (círculo azul) se encuentra a una distancia r_a de la fuente o el receptor.

5. Las ondas incidentes y las ondas de *scattering* son del mismo tipo,

es decir, no hay conversiones.

6. Para simplificar los cálculos matemáticos, se considera que la fuente de la onda incidente y el receptor son coincidentes en el espacio (figura 2.6).

En estas condiciones, se puede demostrar que la energía total que alcanza el receptor depende de la frecuencia y del lapso de tiempo transcurrido desde la ocurrencia del terremoto, y presenta un decaimiento exponencial que depende de la densidad de heterogeneidades en el medio. La amplitud espectral de las ondas coda de un terremoto dado ($A_c(f,t)$) a la frecuencia f y para un lapso de tiempo t viene dada por:

$$A_c(f,t) = a(f) \cdot t^{-1} \cdot \exp\left(-\pi f \frac{t}{Q_c}\right) \quad [2.10]$$

donde t^{-1} tiene en cuenta la expansión geométrica para ondas internas, Q_c está relacionado con la atenuación de las ondas coda en el volumen de radio r_a , y $a(f)$ es el término de la fuente que depende únicamente de la frecuencia. $A_c(f,t)$ no depende del patrón de radiación de la fuente. Esto es debido a que las ondas coda han recorrido muchas trayectorias dentro del medio, perdiendo la información sobre la radiación de la fuente (Del Pezzo *et al.*, 1985; Phillips y Aki, 1986).

La expresión [2.10] se puede linealizar tomando logaritmos naturales, obteniéndose:

$$\ln\left(A_c(f,t) \cdot t\right) = \ln(a(f)) - \pi f \frac{t}{Q_c} \quad [2.11]$$

Esta es la ecuación de una recta en la que el lapso de tiempo t es la

variable independiente, $\ln(A_c(f,t) \cdot t)$ es la variable dependiente, $\ln(a(f))$ es la ordenada en el origen, y $-\pi f/Q_c$ es la pendiente. De esta pendiente se obtiene el valor de Q_c :

$$Q_c = -\frac{\pi \cdot f}{m} \quad [2.12]$$

donde m es la pendiente del ajuste lineal.

Ibáñez *et al.* (1993) propusieron otro método para calcular Q_c , en este caso mediante la resolución directa de la expresión [2.10] sin linealizarla. Para ello utilizaron el método de Gauss-Newton (Lee y Stewart, 1981), suponiendo que la distribución de errores es gaussiana. Este método consiste en la búsqueda del mínimo de la suma de los cuadrados de los residuos. Cuando la relación señal/ruido es mayor que 3, ambos métodos suministran valores de Q_c similares, pero en caso contrario el método lineal tiende a sobrestimar el valor de Q_c , debido a que el uso de logaritmos amplifica la dispersión de los puntos de la envolvente en la última parte de la coda.

Rautian y Khalturin (1978) y Matsumoto y Hasegawa (1991) observaron que cuando se considera el origen de la coda en un lapso de tiempo mayor de dos veces el tiempo de propagación de la onda S , el decaimiento de la amplitud de la coda es común a los terremotos locales registrados en una misma zona, y además se evita la contaminación de la coda por llegadas de ondas internas y ondas superficiales. Existen algunas ocasiones en las que es necesario utilizar otro origen de la coda (Ortiz *et al.*, 1992; Beroza *et al.*, 1995). Como ejemplos se puede citar los casos en que la magnitud del terremoto es pequeña, ya que la coda es de corta duración, o aquéllos en los que la porción útil de la coda está muy limitada por la presencia de ruido. Ibáñez *et al.* (1991a) propusieron un criterio para la determinación del inicio y final de la coda. El punto de inicio será

aquel en el que la envolvente del sismograma corregido de expansión geométrica comienza a decaer de forma regular. El punto final de la coda se puede definir como el momento en el cual el ruido comienza a predominar sobre la señal. Las ventajas de la aplicación de este criterio se han comprobado en numerosos trabajos (p. ej. Ibáñez *et al.*, 1991b; Del Pezzo *et al.*, 1996).

Los resultados obtenidos han mostrado que es posible esperar una relación de Q_c con la frecuencia, según la relación:

$$Q_c = Q_{c,0} \left(\frac{f}{f_0} \right)^n \quad [2.13]$$

donde $Q_{c,0}$ es el valor del factor Q_c a la frecuencia de referencia de $f_0=1$ Hz, y n es un exponente que varía en función de la zona. Es difícil comparar directamente los valores de Q_c estimados en varias partes del mundo debido a su dependencia con el lapso de tiempo usado para su estimación. Los estudios realizados con ondas coda muestran, en general, que la atenuación de las ondas coda es mayor en las regiones tectónicamente activas y en zonas volcánicas que en otras regiones. Singh y Hermann (1983) midieron Q_c a partir de terremotos locales registrados en estaciones desplegadas en Estados Unidos. Los valores más bajos de Q_c ($Q_c < 500$), y por tanto mayor decaimiento de la amplitud de la coda, fueron registrados en el oeste de Estados Unidos mientras que en el centro y este se encontraban los valores más altos de Q_c ($Q_c > 700$), en correspondencia con el grado de actividad tectónica. Jin y Aki (1988) realizaron en China un mapa del factor Q_c a la frecuencia de 1 Hz, que variaba entre 100 y 1000. Los valores más bajos se registraban en la zona del Tibet, donde la colisión continental está activa. Sato (1986) observó un aumento de la duración de la coda después de un terremoto de magnitud 6.0 ocurrido en el centro de Japón. En la cuenca de Granada (España), y para un lapso de tiempo de 30 segundos, Q_c varía entre 73 y 620 en la banda de frecuencia entre 1.5 y 18 Hz

(Ibáñez *et al.*, 1991a). En la misma zona, Del Pezzo *et al.* (1995) registraron valores de Q_c , que varían entre 73 y 340 entre las frecuencias de 1.5 a 12 Hz y un lapso de tiempo de 20 segundos. Giampiccolo *et al.* (2002) estudiaron la atenuación de la coda en el sudeste de Sicilia (Italia), para diferentes lapsos de tiempo y en la banda de frecuencia entre 1.5 y 24 Hz. Sus resultados muestran que para un lapso de tiempo de 20 segundos y frecuencia entre 1.5 y 12 Hz, Q_c varía entre 68 y 828. Del Pezzo *et al.* (1995) encontraron para el volcán Etna que Q_c varía entre 29 y 386 para frecuencias entre 1 y 18 Hz. Del Pezzo *et al.* (1996) encontraron un valor de $Q_c=216$ a la frecuencia de 6 Hz y para un lapso de tiempo de 50 segundos en el área de Campi Flegrei (Italia). Bianco *et al.* (1999) estudiaron la atenuación de las ondas sísmicas, y en particular de las ondas coda en el volcán Vesubio. Suponiendo que las ondas coda son ondas superficiales, obtuvieron valores de Q_c menores de 125 en la banda de frecuencia entre 2 y 20 Hz, y para lapsos de tiempo que variaban entre 8 y 12 segundos.

2.D. MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA.

Este método permite estimar la atenuación total de las ondas S haciendo uso de las ondas coda, con el fin de eliminar la dependencia con la fuente que las genera. Para ello se realiza el cociente de la amplitud espectral de las ondas S y ondas coda (ecuación [2.10]), esto es:

$$\frac{A_S(f, \theta, \phi, t)}{A_c(f, t_c)} = R(\theta, \phi) \cdot \frac{t^{-1} \exp\left(-\pi \cdot f \cdot \frac{t}{Q_d}\right)}{t_c^{-1} \exp\left(-\pi \cdot f \cdot \frac{t_c}{Q_c}\right)} \quad [2.14]$$

donde t es el tiempo de propagación de las ondas S y t_c es el lapso de tiempo

correspondiente a la coda considerada. Tanto t^{-1} como t_c^{-1} tienen en cuenta los efectos de la expansión geométrica. Q_d , representa el factor Q de la onda S. En la bibliografía también se emplea Q_B o Q_S en vez de Q_d . En este trabajo se ha usado Q_B para designar el factor Q de las ondas S determinado por el método de decaimiento espectral, mientras que Q_S se ha reservado para designar al factor Q relacionado con la atenuación por *scattering*.

Multiplicando ambos términos de la expresión [2.14] por t y tomando logaritmos naturales se obtiene:

$$\text{Ln}\left(\frac{A_S(f, \theta, \phi, t)}{A_c(f, t_c)} \cdot t\right) = \text{Ln}(R(\theta, \phi)) + \text{Ln}(t_c) + \pi \cdot f \cdot \frac{t_c}{Q_c} - \pi \cdot f \cdot \frac{t}{Q_d} \quad [2.15]$$

Esta expresión representa la ecuación de una recta en la que el tiempo de propagación t es la variable independiente, y $\text{Ln}(A_S(f, t) \cdot t / A_c(f, t_c))$ es la variable dependiente. La ordenada en el origen viene dada por $\text{Ln}(R(\theta, \phi)) + \text{Ln}(t_c) + \pi \cdot f \cdot t_c / Q_c$, mientras que $-\pi \cdot f / Q_d$ es la pendiente (m). El factor Q_d vendrá dado por la siguiente expresión:

$$Q_d = -\frac{\pi \cdot f}{m} \quad [2.16]$$

El valor de Q_d determinado por la expresión [2.16] se corresponde con el medio que atraviesan las ondas sísmicas entre la fuente de un terremoto y la estación de registro. Por tanto, para estimar la atenuación promedio de las ondas S en un volumen de medio definido por un conjunto de terremotos registrados en distintas estaciones, se realiza un promedio de los factores Q_d determinados para cada par terremoto-estación. Como se observa en las ecuaciones [2.14] y [2.15], el método de normalización de la coda no extrae el patrón de radiación de la fuente. Esto puede dar lugar a dispersión en los

gráficos de $\ln(A_s(f,t) \cdot t / A_c(f,t_c))$ frente al tiempo de propagación.

Aki (1980a) aplicó por primera vez este método a microterremotos para estudiar la atenuación de la onda S en la zona de Kanto (Japón). Obtuvo que entre 1 y 25 Hz, la atenuación de la onda S depende de la frecuencia según la ley: $Q_d \approx 9f^{(0.6-0.8)}$. En la misma zona, Yoshimoto *et al.* (1993) ampliaron este método a las ondas P y determinaron la atenuación de las ondas P y S para terremotos con distancias hipocentrales menores de 100 km, en la banda de frecuencias entre 1 y 32 Hz: $Q_p \approx 32.3 \cdot f^{0.5}$ y $Q_d \approx 83.3 \cdot f^{0.73}$. La misma técnica fue aplicada por Yoshimoto *et al.* (1994) a microterremotos superficiales con un tiempo S-P menor de 1 s registrados en el oeste de Nagano (Japón). La dependencia de Q_p y Q_d con la frecuencia en esta zona, mostraba una fuerte atenuación para las ondas S, entre las frecuencias de 13 y 128 Hz: $Q_p \approx 83.3 \cdot f^{0.3}$ y $Q_d \approx 12.8 \cdot f^{0.2}$. Frankel *et al.* (1990) aplicaron el método de normalización de la coda a terremotos registrados en el estado de Nueva York (EEUU), en Sudáfrica y en el sudeste de California (EEUU), con distancias hipocentrales menores de 150 km, obteniendo para cada una de estas zonas una atenuación independiente de la frecuencia entre 3 y 30 Hz: $Q_d \approx 2000$ para el estado de Nueva York; $Q_d \approx 1400$ para Sudáfrica; y $Q_d \approx 800$ para California. Del Pezzo *et al.* (1995) determinaron la atenuación de las ondas S en la cuenca de Granada utilizando este método y terremotos registrados a distancias hipocentrales menores de 50 km. Los resultados muestran una atenuación de la onda S que decrece entre 6 Hz ($Q_d \approx 167$) y 12 Hz ($Q_d \approx 250$).

3. ESTIMACIÓN DE LA ATENUACIÓN INTRÍNSECA Y DE *SCATTERING*.

La atenuación de las ondas internas y ondas coda es una función de la

atenuación intrínseca y de la atenuación por *scattering*. Hasta ahora se han presentado métodos que permiten estimar los valores de la atenuación total usando ondas P, S y ondas coda. Sin embargo, una buena caracterización del medio implica conocer los mecanismos físicos que producen la atenuación de las ondas sísmicas, lo que conlleva estimar independientemente la pérdida de energía producida por los fenómenos de *scattering* (Q_s) y la absorción de energía por parte del medio (Q_i). El propósito de esta sección es presentar algunos modelos que permiten la separación de Q_i y Q_s , en función de los valores de atenuación total obtenidos hasta ahora.

Dainty (1981) realizó uno de los primeros intentos para separar las contribuciones de la atenuación anelástica y la producida por procesos de *scattering* (asociadas a Q_i y Q_s , respectivamente) de la atenuación total (asociada a Q_t). Suponiendo que la atenuación intrínseca es independiente de la frecuencia, que el *scattering* es débil y que las heterogeneidades son esferas de radio a_0 , que verifican la condición $a_0 \gg \lambda/2\pi$, obtuvo:

$$\frac{1}{Q_t} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s}, \quad [2.17]$$

Sato (1978) y Aki (1980b) se basaron en el modelo SBS para estimar la pérdida de energía de *scattering* determinando el recorrido libre medio a partir de la atenuación de las ondas S y de las ondas coda. Sin embargo, esta estimación de Q_s estaba sujeta a errores debido a la geología local, a la determinación de la magnitud, al patrón de radiación de la fuente, y a la redistribución de energía debida a procesos de *scattering* múltiple, presentes también en la coda.

La aparición de los modelos de *scattering* múltiple ha hecho posible el desarrollo de técnicas más completas que permiten separar las pérdidas de

energía debidas a *scattering* de las debidas a procesos anelásticos. Dentro de estas técnicas destacan el método de Wennerberg (Wennerberg, 1993) y el método del análisis del lapso de tiempo múltiple (Hoshiya *et al.*, 1991), más conocido como MLTWA (del inglés, *Multiple Lapse Time Window Analysis*). Dadas las características de los datos usados (corta duración de la coda) en esta memoria y un rango de distancias epicentrales pequeño, no ha sido posible aplicar el método MLTWA, por lo que en este apartado se hará mención únicamente al método de Wennerberg, que se detalla a continuación.

3.A. MÉTODO DE WENNERBERG.

Wennerberg (1993) comparó numéricamente el modelo de SBS con el modelo de *scattering* múltiple (Zeng, 1991) cuando la fuente y el receptor están situados en la misma posición. La aplicación conjunta de ambos modelos permite explicar la dependencia de la atenuación de la coda con el lapso de tiempo y cuantificar la energía que se extrae de la onda sísmica por procesos de *scattering* y anelásticos, ofreciendo una alternativa al método MLTWA (Hoshiya, 1991). La relación obtenida por Wennerberg (1993) entre la atenuación de las ondas coda y la atenuación debida a procesos anelásticos y a procesos de *scattering* es:

$$\frac{1}{Q_c(f,t)} = \frac{1}{Q_i(f,t)} - \frac{1}{4.44 \cdot Q_s(f,t) + 1.476 \cdot \pi \cdot f \cdot t} \quad [2.18]$$

donde t es el lapso de tiempo usado para estimar Q_c , y las constantes 4.44 y 1.476 proceden de la comparación de los modelos SBS y del modelo de *scattering* múltiple (Zeng, 1991).

Según la expresión [2.18], y suponiendo que $Q_i(f,t)$ y $Q_s(f,t)$ son

constantes con el lapso de tiempo, un aumento del lapso de tiempo implicará una disminución del factor Q_c (figura 2.6). Sin embargo, algunos trabajos sobre la estimación de Q_c muestran el efecto contrario. Phillips y Aki (1986), Del Pezzo *et al.* (1990), Hellweg *et al.* (1992), Ibáñez *et al.* (1993), y Giampiccolo *et al.* (2002), entre otros, observan un aumento de Q_c a medida que aumenta el lapso de tiempo. Para explicar este hecho, Q_s y/o Q_i deben variar con el lapso de tiempo.

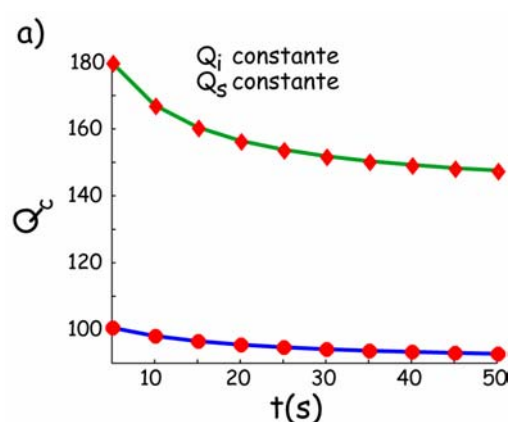


Figura 2.7. Representación gráfica de Q_c obtenida a partir de la ecuación [2.18]. Para Q_i y Q_s constantes con el lapso de tiempo, se observa un decrecimiento exponencial de Q_c a medida que se aumenta el lapso de tiempo. La frecuencia se ha escogido igual a 10 Hz y un medio caracterizado por $Q_i = 90$ y $Q_s = 140$ (línea azul) y $Q_i = 140$ y $Q_s = 90$ (línea verde).

Una aumento del lapso de tiempo conlleva un aumento del volumen de medio que atraviesan las ondas, tanto en extensión como en profundidad. Suponiendo que la atenuación por *scattering* se produce fundamentalmente en las capas más superficiales, se puede asumir que la atenuación por *scattering* aumenta con el lapso de tiempo, ya que las ondas atraviesan una mayor extensión de medio. Las variaciones de la atenuación intrínseca con el lapso de tiempo pueden ser debidas al cambio de las propiedades atenuativas del medio con la profundidad. Si se supone que la causa más general por la que las ondas sísmicas pierden energía en los primeros kilómetros de corteza es la fricción en las fracturas o grietas (con o sin fluido), al aumentar la profundidad se aumenta la presión, con lo cual las cavidades se cierran y la fricción disminuye (Johnston *et*

al, 1979), produciendo un aumento de Q_i con la profundidad y por tanto con el lapso de tiempo.

Para estimar separadamente las contribuciones de los procesos de *scattering* y anelásticos a la atenuación total, hay que resolver el sistema de ecuaciones formado por la ecuación [2.18] y la expresión de la atenuación total, Q_t (ecuación [2.17]), obteniéndose que:

$$1.476 \cdot \frac{1}{Q_s(f,t)^2} + (5.44 + 1.476 \cdot \pi \cdot f \cdot t \cdot c) \cdot \frac{1}{Q_s(f,t)} - 4.44 \cdot c = 0$$

$$\frac{1}{Q_i(f,t)} = \frac{1}{5.44 + \frac{1.476 \cdot \pi \cdot f \cdot t}{Q_s(f,t)}} \left(\frac{4.44 + \frac{1.476 \cdot \pi \cdot f \cdot t}{Q_s(f,t)}}{Q_c(f,t)} + \frac{1}{Q_t(f)} \right) \quad 2.19]$$

$$\text{con } c = \frac{1}{Q_t(f,t)} - \frac{1}{Q_c(f,t)}$$

Por tanto, si Q_c es medido en función del lapso de tiempo, es posible obtener Q_i y Q_s como función del lapso de tiempo para diferentes valores de la frecuencia. El uso de estas ecuaciones lleva implícito que el factor Q_t ha tenido que ser medido en un volumen de medio equivalente al lapso de tiempo utilizado en la estima de Q_c .

Este método permite obtener de una manera rápida una estimación de Q_s y Q_i , una vez que sean conocidos Q_c y Q_t en una zona determinada. Del Pezzo *et al.* (1995) utilizaron este método para determinar las características del medio a partir de los valores de Q_s y Q_i en función de la frecuencia para la cuenca de Granada, el volcán Etna y Campi Flegrei. A la frecuencia de 6 Hz, la atenuación intrínseca estimada era mayor para el volcán Etna ($Q_i=130$), que para Campi Flegrei (Q_i entre 147 y 171) y la Cuenca de Granada ($Q_i=195$). La atenuación por *scattering* también mostraba esta tendencia. En el volcán Etna obtuvieron

$Q_s=170$, mientras que para Campi Flegrei Q_s variaba entre 23 y 305 y para la Cuenca de Granada se estimó $Q_s=857$. Bianco *et al.* (1999) aplicaron las ecuaciones 2.19] al volcán Vesubio para la frecuencia de 18 Hz y obtuvieron $Q_i=240$ y $Q_s=80$, mostrando que la pérdida de energía era debida fundamentalmente a los procesos de *scattering*. De estos trabajos se puede concluir que el dominio de la atenuación por *scattering* sobre los procesos intrínsecos, o viceversa, así como su comportamiento con la frecuencia, dependen de las características del medio estudiado. En el caso del volcán Etna se observa que la atenuación intrínseca domina sobre la atenuación por *scattering* para frecuencias menores de 18 Hz no existiendo un número suficiente de resultados en las restantes áreas para extraer conclusiones sobre el comportamiento de Q_i y Q_s con la frecuencia.

4. TOMOGRAFÍA DE ATENUACIÓN SÍSMICA.

Los métodos explicados hasta el momento estiman la atenuación de una zona usando ondas directas y coda, y caracterizan de manera global las características del medio. En general, estos métodos no permiten estimar detalles de la estructura de atenuación del interior de la Tierra. Para obtener imágenes tridimensionales de la estructura interna de atenuación, se tiene que acudir a las técnicas de tomografía de atenuación sísmica. Estas técnicas permiten localizar áreas de atenuación anómala mediante la inversión de variables directamente relacionadas con la energía sísmica: amplitud espectral, razones de amplitudes, decaimiento espectral de la amplitud, duración del pulso, etc. Para calcular los parámetros a invertir, se puede usar cualquier método que proporcione estimaciones del factor Q referidas a una trayectoria particular, o bien a un pequeño volumen del medio. Estos métodos ya han sido revisados en las

secciones anteriores, por lo que esta sección se centrará en la propia técnica de la tomografía sísmica.

4.A. LA TÉCNICA TOMOGRÁFICA.

Una tomografía es una imagen tridimensional (3D) de la estructura del interior de la Tierra obtenida a partir de la distribución de una variable u observable: velocidad, pérdida de energía, densidad, gravedad, etc. También se emplea este término para referirse a la técnica a partir de la cual se obtienen estas imágenes 3D, y que permite modelar la distribución de una variable en un volumen de medio de la zona a estudiar. La tomografía sísmica 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 de medio.

Las tomografías se pueden clasificar de distintos modos. Dependiendo del tipo de fuentes empleadas, se tienen tomografías pasivas (que utilizan fuentes naturales o terremotos) y activas (fuentes artificiales o explosiones), aunque también se emplea a veces una mezcla de explosiones y terremotos. En función de los datos usados, se puede mencionar las tomografías de ondas internas y las de ondas superficiales. También se pueden clasificar, de acuerdo a la escala del área en estudio, en tomografías globales (que usan telesismos u ondas superficiales) y tomografías regionales o locales (con terremotos locales). Estas últimas se suelen denominar LET, del inglés Local Earthquake Tomography. La tomografía de ondas superficiales es adecuada para estudios globales o regionales a gran escala debido a la gran longitud de onda que suelen presentar las ondas superficiales. Por el contrario, las ondas internas, al tener longitudes de ondas cortas, permiten realizar tomografías de alta resolución a escala regional o local en las que se puede visualizar estructuras con mayor detalle. Este último tipo de tomografía es la que se ha usado en esta memoria, por lo que

los próximos apartados se van a centrar en la descripción de la misma.

La técnica tomográfica ha sido prestada por la Medicina, y se ha desarrollado rápidamente durante los años 70 (Aki y Lee, 1976; Crosson, 1976; Aki *et al.*, 1977, Chou y Boker, 1979). En la década de los 80 se hicieron importantes aportaciones que se siguen usando hoy en día: Spencer y Gubbins (1980) propusieron el método de separación de parámetros para resolver el problema de la inversión; Thurber (1981, 1983, 1986) incorporó el método de separación de parámetros a la rutina para realizar las tomografías, y representó el medio mediante una malla, permitiendo variar la velocidad de forma continua en el volumen; Eberhart-Philips (1986) estableció un criterio para elegir de manera adecuada el valor del factor de amortiguamiento; y se empezaron a realizar las primeras tomografías de atenuación (p. ej. Evans y Zucca (1988) a partir de explosiones o Sanders *et al.* (1988) con fuentes naturales). En la siguiente década se continuaron resolviendo algunos problemas de la técnica tomográfica: Zhao *et al.* (1990, 1992) y Zhao (1991) representaron la estructura de la Tierra introduciendo discontinuidades en el modelo; aparecieron nuevas técnicas de inversión (Ammon y Vidale, 1993) y de trazado del rayo (Moser, 1991); y se mejoraron las técnicas de la tomografía de atenuación (Zucca y Evans, 1992; Rietbrock y Scherbaum 1994; Sanders *et al.*, 1995; Wu y Lees, 1996).

En estos momentos se encuentran en uso muchas versiones de algoritmos para caracterizar anomalías sísmicas de dimensiones globales o puramente locales dentro de la Tierra. Su aplicación incluye modelados de estructuras anómalas de v_p , v_p/v_s , Q_p , Q_d , etc. Por ejemplo, Serrano *et al.* (1998, 2003) muestran la estructura de v_p del centro de las Béticas-Mar de Alborán y del noroeste de Marruecos. Haberland y Rietbrock (2001) obtuvieron las características principales del arco magmático situado al oeste del centro de los Andes a partir de la estructura 3D del factor Q_p . Eberhart-Phillips y Chadwick

(2002) usaron los valores de Q_p obtenidos por el método del decaimiento espectral para conocer la distribución interna de las estructuras que componen la zona de subducción en la península Raukumara (Nueva Zelanda). Sanders *et al.*, (1995) localizaron estructuras magmáticas y geotérmicas en la corteza de la caldera del volcán Long Valley, a partir de la interpretación conjunta de las estructuras de velocidad y atenuación para las ondas P y S. Benz *et al.* (1996) invirtieron los tiempos de llegada de las ondas P y S de los terremotos localizados bajo el volcán Redoubt, obteniendo una imagen del volcán hasta una profundidad de 8 kilómetros. Patanè *et al.* (2002) invirtieron los residuos de los tiempos de llegada de la onda P y S de los terremotos pertenecientes a un enjambre sísmico producido en los días previos a la erupción de Julio del 2001. Sus imágenes tomográficas muestran la ubicación de un dique en los 3 primeros kilómetros de la corteza que alimentó dicha erupción.

El objetivo de estos estudios es contribuir al estudio de los procesos tectónicos globales, mostrar las diferencias en la estructura profunda entre continentes y océanos, y delimitar la posición, forma y extensión de estructuras heterogéneas en áreas volcánicas, zonas de subducción, y otros ambientes geológicos.

Para obtener una tomografía en la que se aprecien con claridad las principales estructuras de una zona, es necesario que el volumen de medio a modelar 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. Esta condición se cumple incluyendo en el análisis un elevado número de eventos sísmicos, y una buena distribución de estaciones en la superficie de la Tierra.

Las estructuras anómalas que pudieran estar presentes dentro del volumen producen cambios en los tiempos de propagación, en el caso de que sean

anomalías de velocidad, y en la distribución de energía de las ondas, si se trata de anomalías de atenuación. El modelado de las estructuras anómalas se consigue asumiendo que las perturbaciones no conocidas de una variable (velocidad o atenuación), ocurren en algún punto a lo largo de la trayectoria dentro de un volumen que ha sido previamente discretizado.

Todos los problemas tomográficos se pueden resumir en una ecuación del tipo:

$$\mathbf{r} = \mathbf{G} \cdot \mathbf{x} + \boldsymbol{\varepsilon} \quad [2.20]$$

donde \mathbf{r} , \mathbf{x} y $\boldsymbol{\varepsilon}$ son, respectivamente, vectores que contienen los datos, los parámetros del modelo y los errores, y \mathbf{G} es la matriz de coeficientes, cuyos elementos consisten en derivadas de la variable a invertir con respecto a los parámetros hipocentrales y del modelo. Generalmente este sistema es:

→ poco denso, es decir, la mayoría de los elementos G_{ij} son nulos, ya que cada rayo atraviesa un número muy limitado de celdas o nodos. Esto implica que el rango de la matriz G es menor que el número de incógnitas ($r(\mathbf{G}) < N_t$).

→ carente de una solución única, ya que en la práctica este sistema de ecuaciones es sobredeterminado, pues el número de ecuaciones (N_{ec}) es mucho mayor que el número de incógnitas (N_t), $N_{ec} \gg N_t$.

Aunque el método de inversión empleado para resolver \mathbf{x} sea diferente entre las distintas tomografías sísmicas, todas ellas tienen en común:

1. los modelos finales dan perturbaciones de la magnitud física invertida (v_p , v_s , Q_p , Q_s), a partir de un modelo inicial de partida.
2. la anomalía más pequeña que se puede obtener depende de la

distancia promedio entre los instrumentos de la red sísmica usada en el experimento, y de la longitud de onda de las ondas sísmicas.

3. La resolución depende la distribución eventos-estaciones y del número de intersecciones entre los rayos dentro del volumen a modelar.

El estudio de atenuación sísmica que se han realizado en esta memoria es a escala local, por lo que este problema se puede tratar como un problema LET (de tomografía local). El problema se resolverá usando una ecuación equivalente a la de la tomografía sísmica de velocidad. Por esta razón primeramente se presentará brevemente la tomografía sísmica de velocidad con sismicidad local, y después se hará un tratamiento análogo para resolver el problema de la tomografía sísmica de atenuación con sismicidad local.

4.B. TOMOGRAFÍA DE VELOCIDAD CON SISMICIDAD LOCAL (LET).

La variable a invertir en un problema LET de velocidad es el residuo del tiempo de propagación de la onda P o de la onda S, que se define como la diferencia entre el tiempo de propagación observado y el calculado de la fase P o S desde la localización del hipocentro hasta la estación, a través de un cierto modelo de velocidad. El residuo del tiempo de propagación (r_{ij}), del evento i registrado en una estación j , se puede escribir (Thurber, 1993):

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{calc} = \int_{\text{fuente}}^{\text{receptor}} \Delta s(x, y, z) \cdot dl + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial t'_{ij}}{\partial h_k} \Delta h_k + \Delta t_{0,i} + \varepsilon_{ij} \quad [2.21]$$

donde t_{ij}^{obs} y t_{ij}^{calc} , son respectivamente, el tiempo de llegada observado y calculado de la fase P o S. t'_{ij} es el tiempo de propagación calculado de la misma

fase del terremoto i leído en la estación j , y $\Delta t_{0,i}$ es el error en la determinación del tiempo origen ($\Delta t_{0,i} = t_{0,i} - t'_{0,i}$), siendo $t_{0,i}$ y $t'_{0,i}$ los tiempos origen reales y calculados, respectivamente. ε_{ij} es un término donde se agrupan otros errores asociados con el problema, como la corrección de estación, errores en la lectura de los tiempos de llegada de la fase estudiada, errores no aleatorios, etc. h_k ($k=1, 2, 3$) hace referencia a las coordenadas espaciales de la localización de la fuente, Por último, dl es el elemento de longitud a lo largo de la trayectoria del rayo, y $\Delta s(x,y,z)$ es la perturbación de la función lentitud, que está relacionada con la anomalía de la velocidad ($\Delta v(x,y,z)$), por la siguiente expresión:

$$\Delta s(x,y,z) = - \left(\frac{1}{v(x,y,z)} \right)^2 \Delta v(x,y,z) \quad [2.22]$$

En la ecuación [2.21], se observa que los parámetros espaciales de la localización hipocentral aparecen en el lado derecho de la segunda igualdad en dos términos, en las derivadas parciales del tiempo de propagación y en el límite inferior de la integral. Por tanto existe un acoplamiento entre la estructura de velocidad y la localización hipocentral. Además, la integral lineal refleja la influencia de cada anomalía de velocidad del modelo en el tiempo de propagación calculado. Según la expresión [2.21] el residuo temporal está relacionado con:

- las anomalías de velocidad (Δv) atravesadas por el rayo sísmico en su trayectoria,
- los errores espaciales cometidos en la localización hipocentral del evento i (Δh_k),
- el error en la determinación del tiempo origen del terremoto i ($\Delta t_{0,i}$),
- los errores de la estación de registro j , de observación de la fase P o S, etc., englobados en el término ε_{ij} .

La ecuación [2.21] es la ecuación fundamental en los problemas LET. Si se adopta un modelo de velocidad discreto, la integral lineal a lo largo de la trayectoria del rayo de la expresión [2.21] se puede aproximar a una sumatoria de la derivada parcial del tiempo de propagación calculado respecto de los parámetros de velocidad (Thurber, 1983):

$$\int_{\text{fuente}}^{\text{receptor}} \Delta s \cdot dl \approx \sum_{l=1}^N \frac{\partial t_{ij}}{\partial v_l} \cdot \Delta v_l \quad [2.23]$$

donde N es el número de parámetros del modelo de velocidad usado. Introduciendo esta expresión en la ecuación [2.21] se obtiene:

$$r_{ij} = \sum_{l=1}^N \frac{\partial t_{ij}}{\partial v_l} \Delta v_l + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial t_{ij}}{\partial h_k} \Delta h_k + \Delta t_{0,ij} + \varepsilon_{ij} \quad [2.24]$$

Para obtener los parámetros de la localización hipocentral y el modelo de velocidad final, esto es, los valores v_l y h_k , se dispone de un número de ecuaciones igual al número de parejas terremoto-estación, y por consiguiente se tendrá que resolver un sistema de ecuaciones, que se puede expresar de manera más compacta en forma matricial:

$$\mathbf{r} = \mathbf{M} \mathbf{m} + \mathbf{H} \mathbf{h} + \boldsymbol{\varepsilon} \quad [2.25]$$

donde \mathbf{r} es un vector de elementos conocidos, que representan los residuos temporales; los elementos de las matrices \mathbf{M} y \mathbf{H} son las derivadas parciales del tiempo de propagación respecto a los parámetros del modelo y a la localización hipocentral y tiempo origen, respectivamente; el vector \mathbf{m} contiene los valores v_l del modelo (a determinar); \mathbf{h} es un vector que contiene las correcciones hipocentrales; y $\boldsymbol{\varepsilon}$ es un vector que contiene los errores relacionados con la corrección instrumental, errores de observación, etc. El acoplamiento entre los

parámetros del modelo y de la localización hipocentral implica que las ecuaciones [2.21], [2.24] y [2.25] son ecuaciones no lineales, siendo necesario el uso de técnicas iterativas para resolverlas.

A partir de este punto se pueden realizar diferentes aproximaciones, dando lugar a diferentes técnicas de tomografía que se diferencian básicamente en el algoritmo usado para trazar el rayo sísmico, la discretización del modelo y el método de inversión usado para resolver la expresión [2.25]. A continuación se muestra un breve repaso de estas cuestiones.

4.B.1. DISCRETIZACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA.

En la práctica, el volumen total en estudio no está completamente atravesado por las trayectorias de los eventos. Este hecho impide conocer la estructura interna de la Tierra en cada punto del medio, lo que conlleva a la división del volumen en elementos de geometría definida que sean atravesados por un número suficiente de rayos, para poder obtener información fidedigna. A esta división del volumen de estudio se la conoce con el nombre de discretización.

En general, se usan dos aproximaciones básicas para discretizar el volumen de Tierra en estudio. Una es usar una función analítica definida por un pequeño número de parámetros (Dziewonski 1984; Spencer y Gubbins, 1980). Es la llamada aproximación global. La otra es una aproximación local (ver figura 2.7) que usa bloques (Aki y Lee 1976) o mallas donde el modelo se define en cada bloque o nodo de la malla (Thurber, 1983).

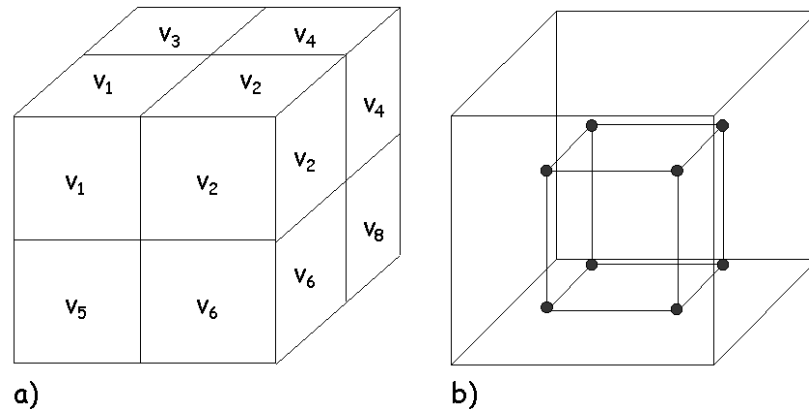


Figura 2.8. Esquema de dos representaciones del volumen de Tierra. **(a).** Bloques de velocidad constante; **(b).** Velocidad definida en los nodos de una malla tridimensional.

La ventaja de la aproximación global es que usa un número pequeño de parámetros del modelo y el modelo final es compacto y fácil de usar en otras aplicaciones. Hay también algunos aspectos favorables relacionados con el cálculo. Sus inconvenientes radican en que no es fácil modelar anomalías localizadas de pequeña escala, y en que el comportamiento inestable de los márgenes de las matrices del modelo y de resolución no es favorable para la inversión.

Por el contrario, la aproximación en bloques o malla puede modelar pequeñas anomalías localizadas, y además, aunque resultan matrices de coeficientes muy grandes, éstas son poco densas, es decir, con un número elevado de elementos nulos, por lo que se favorece los cálculos con los ordenadores actuales. Existen algunas diferencias entre usar bloques y mallas. En el método con bloques, los límites artificiales entre bloques son introducidos en el modelo en las direcciones laterales y en profundidad, y la geometría de la anomalía estructural es especificada en bloques. Aki y Lee (1976) y Aki *et al.* (1977) asumieron que los rayos sísmicos dentro de cada bloque eran líneas rectas. Esta aproximación sólo puede ser aceptada cuando las dimensiones del bloque son pequeñas. Con el método de malla, la velocidad no es constante sino que se obtiene mediante interpolación a partir de los nodos de la malla. De este modo, no hay discontinuidades de velocidad en el modelo, no existen límites

artificiales de la velocidad y la geometría de las anomalías estructurales no se especifica tan estrictamente como en la aproximación de bloques. Un inconveniente del método es que no permite que existan cambios bruscos de velocidad. Si existe alguna discontinuidad tendrá que ser aproximada por un gradiente de velocidad o empleando una discretización del medio diferente a ésta (por ejemplo, véase la aproximación realizada por Zhao, 1991 y Zhao *et al.*, 1992). Cuando se emplea una técnica más compleja para interpolar la velocidad entre los nodos de la red (como por ejemplo la función de *splines* cúbicos), la matriz de coeficientes llega a ser incluso bastante densa, por lo que se suele usar en áreas poco extensas. Este inconveniente no tiene demasiada importancia si el área en estudio es pequeña, como ocurre en el estudio de la estructura interna de los volcanes, ya que en principio no existen saltos bruscos de velocidad como el que se produce en la Moho. Como se detallará en el capítulo de aplicación de esta técnica, ésta será la discretización adoptada en esta memoria.

4.B.2. TRAZADO DEL RAYO SÍSMICO.

Una vez que se ha elegido una discretización del medio, se necesita calcular la trayectoria del rayo en el modelo. Esto sirve tanto para determinar el tiempo usado para recorrer esa trayectoria, como para calcular las derivadas parciales respecto a los parámetros hipocentrales y del modelo (Thurber, 1986).

En estudios de tomografía sísmica son esenciales los métodos para calcular las trayectorias de las ondas sísmicas de una manera rápida, ya que se debe de usar repetidas veces para la relocalización de los terremotos y determinación de la estructura. Además interesa que la trayectoria calculada sea lo más real posible, para no introducir errores ni en la localización, ni en la determinación de la estructura. Con estos dos propósitos aparecen los

algoritmos exactos y aproximados para el trazado del rayo sísmico. Los primeros tienen el inconveniente de que consumen mucha memoria, incluso en los ordenadores actuales, lo que ha dado lugar a un mayor desarrollo de los métodos aproximados.

Dentro de los métodos aproximados existen algoritmos de diferente complejidad y rapidez, y su elección está basada en función de los datos disponibles y de la extensión de medio a modelar. Así, si interesa rapidez se aconseja el método de la estructura suavizada (Horie 1980, Thurber y Ellsworth, 1980), o el método de búsqueda de arco (Thurber, 1983). Cuando las trayectorias son menores de 50 km, Miyatake (1987) encontró que tanto el algoritmo de disparo (una buena descripción de este método puede encontrarse en Sambridge y Kennet, 1990) como el de curvatura (ver Julian y Gubbins, 1977, para una explicación del método) proporcionaban buenos resultados. El método de *pseudo-bending* (Um y Thurber, 1987) es muy usado cuando no existen discontinuidades en el interior del volumen a estudiar. Si, por el contrario, las discontinuidades se deben de considerar, se puede usar la modificación del método de pseudo-bending propuesta por Zhao *et al.* (1992). Con el fin de hacerla más rápida, Sadeghi *et al.* (1999) modificó a su vez esta última versión.

Los métodos que han sido citados están basados en la teoría del rayo sísmico, lo que conlleva dos desventajas:

No garantiza que se pueda encontrar el tiempo mínimo cuando existen trayectorias múltiples, o cuando contienen energía de difracción,

Se aumenta el tiempo de cálculo y la complejidad del algoritmo cuando se aumenta el grado de heterogeneidad de la estructura.

Para solucionar estos problemas se usan los métodos del frente de onda propuestos por Vidale (1988, 1990), Podvin y Lecomte (1991), y Coultrip (1993),

aunque tienen el inconveniente de un gran tiempo de cálculo. Moser (1991) aplicó la teoría de redes a la sismología y propuso el método de la trayectoria más corta para el trazado del rayo.

Como se puede comprobar, cada método tiene sus ventajas e inconvenientes, que determinarán su aplicación. Si se tiene una serie de datos pequeña se podrán usar los métodos "exactos", el método de la trayectoria más corta o el del frente de onda. En las inversiones tomográficas donde además se realice localización, se necesita una gran cantidad de cálculo, y sería preferible usar los métodos de trazado de rayo aproximados 1D ó 3D. En este último caso, si la apertura de la red es pequeña (menor de 50 km) y la estructura es poco heterogénea, los métodos de estructura suavizada y los de arco proporcionan soluciones bastante aproximadas. Si la apertura es mayor y/o las heterogeneidades son significativas se podrían usar los métodos tipo *pseudo-bending*. Si la heterogeneidad de la estructura es demasiado grande y los métodos del trazado de rayo no funcionan bien, se deben de usar los métodos de la trayectoria más corta o los del frente de onda.

En esta memoria, se ha preferido usar el método de *pseudo-bending* (Um y Thurber, 1987), ya que los terremotos que se van a usar son muy locales, con distancias hipocentrales menores de 30 km. Con este método, la trayectoria inicial del rayo estimada se perturba por segmentos hasta conseguir la trayectoria de tiempo de propagación mínimo, haciendo uso de la interpretación geométrica de la ecuación del rayo, que dice que la dirección de la curvatura del rayo es antiparalela a la componente del gradiente de velocidad normal a la dirección del rayo (ver figura 2.8). Sin embargo, esta técnica falla cuando se usan discontinuidades de velocidades, y por tanto sólo puede ser aplicado a modelos de velocidad suaves.

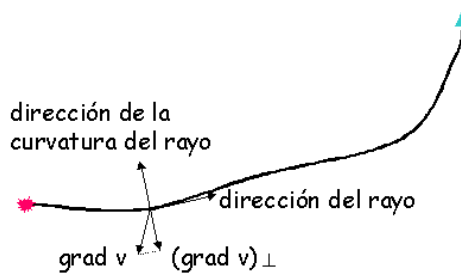


Figura 2.8. Esquema de la interpretación geométrica del rayo en la que se basa el método de *pseudo-bending* para el cálculo de la trayectoria del rayo.

4.B.3. MÉTODO DE INVERSIÓN.

Existen varias maneras de solucionar la ecuación [2.25], como pueden ser el método de mínimos cuadrados amortiguado (Aki y Lee, 1976; Aki *et al.*, 1977), el método de separación de parámetros (Spencer y Gubbins, 1980; Pavlis y Booker, 1980), y los métodos iterativos, entre los que el método LSQR de Paige y Sanders (1982) es uno de los más usados. También existen métodos de resolución no lineales que pueden estar basados en la optimización bayesiana (Tarantola y Valette, 1982; Jackson y Matsuura, 1985), o en el uso de algoritmos genéticos (Ammon y Vidale, 1993; Steck, 1995). Otras veces se usa una combinación de estos métodos, por ejemplo en los problemas LET es muy común la combinación del método de mínimos cuadrados amortiguado con la separación de parámetros (Thurber, 1983; 1993). Este método tiene la ventaja de que el tiempo de cálculo no es muy elevado y se pueden invertir matrices con muchas incógnitas, permitiéndose de esta manera el uso de mallas con una separación entre nodos pequeña, incluso menor de 1 km.

En el estudio realizado en esta memoria se ha seleccionado el método de inversión por mínimos cuadrados junto con la técnica de separación de parámetros. Partiendo de la ecuación [2.25]:

$$\mathbf{r} = \mathbf{M} \cdot \mathbf{m} + \mathbf{H} \cdot \mathbf{h} + \boldsymbol{\epsilon} \quad [2.25]$$

para cualquier matriz H siempre existe una matriz de transformación ortogonal U_0 tal que:

$$U_0^T H = 0 \quad [2.26]$$

Al aplicar la traspuesta de la matriz U_0 a la expresión [2.25] resulta una expresión donde las únicas incógnitas son los parámetros del modelo de velocidad (el vector \mathbf{m}).

$$U_0^T \cdot \mathbf{r} = U_0^T \cdot \mathbf{M} \cdot \mathbf{m} + U_0^T \cdot \mathbf{H} \cdot \mathbf{h} + U_0^T \cdot \boldsymbol{\varepsilon} = \mathbf{M}' \cdot \mathbf{m} + \boldsymbol{\varepsilon}' \Rightarrow \mathbf{r}' = \mathbf{M}' \cdot \mathbf{m} + \boldsymbol{\varepsilon}' \quad [2.27]$$

donde las variables con apóstrofe representan el resultado de aplicar la transformación ortogonal definida por U_0 . A continuación, se aplica el método por mínimos cuadrados amortiguado, y se obtiene:

$$\mathbf{m} = \left[\mathbf{M}'^T \mathbf{M}' + L^2 \mathbf{I} \right]^{-1} \mathbf{M}'^T \mathbf{r}' \quad [2.28]$$

donde L es el factor de amortiguamiento e \mathbf{I} la matriz identidad.

La aplicación de este método requiere la selección de un valor del factor L . Eberhart-Phillips (1993) propuso un método para una elección razonable del valor del amortiguamiento. Para ello se construye una curva en la que se comparan la varianza de los datos (que mide el tamaño del residuo) con la varianza del modelo (que estima el tamaño de la perturbación de los parámetros del modelo) para distintos valores del factor de amortiguamiento. El valor óptimo del factor de amortiguamiento debe proporcionar valores pequeños tanto de la varianza de los datos como de la varianza del modelo. En el capítulo 4 se tratará el problema de la elección del factor de amortiguamiento en mayor

detalle (apartado 5.C.2).

Hay que resaltar que no existen estudios que documenten y cuantifiquen en detalle las ventajas y desventajas de cada método de inversión. En algunos trabajos se han comparado los resultados obtenidos por diferentes métodos de inversión (Eberhart-Phillips, 1993), demostrándose que los modelos de velocidad resultantes son muy parecidos a grandes rasgos, pero con diferencias significativas en los detalles de las estructuras obtenidas.

4.B.4. CALIDAD DE LA SOLUCIÓN.

La técnica no finaliza con la obtención de un modelo. Si importante es haber encontrado una solución, más aún es comprobar su calidad. Las medidas de calidad incluyen la reducción de la varianza de los datos, la resolución del modelo, y la covarianza del modelo (Menke, 1989).

La varianza de los datos es una medida del "desacuerdo" entre los datos predichos y los observados, por ejemplo la norma del vector de residuos. Por resolución se entiende cómo está reconstruida la estructura real en la imagen tomográfica obtenida. Finalmente, la covarianza mide la influencia de los errores de los datos en los errores de los parámetros del modelo. Estas tres magnitudes están inherentemente acopladas, de tal manera que la mejora de una de ellas se realiza a expensas de que las otras empeoren. Por ejemplo, si se aumenta el número de parámetros del modelo, generalmente disminuye la varianza de los datos, pero empeorará la resolución de los parámetros del modelo individuales.

La formulación de la matriz de resolución y covarianza en la aproximación tomográfica ha sido bien establecida por Aki y Lee (1976), las cuales necesitan invertir la matriz $G^T G$ (expresión [2.20]). Sin embargo, como ya se ha

mencionado antes, el tiempo de cálculo y la cantidad de memoria que se necesita para invertir $G^T G$ es muy grande. El tiempo de cálculo que se necesita para calcular una fila o una columna de la matriz de resolución o covarianza es el mismo que el empleado para calcular el vector incógnita. Con el uso de los métodos iterativos, las matrices de resolución y de error son calculadas por métodos numéricos, en vez de una manera formal. Estos métodos numéricos consisten en invertir datos creados a partir de modelos sintéticos con la misma distribución de estaciones y terremotos. La resolución podrá ser evaluada comparando el modelo sintético con el modelo resultante de esta inversión. En la bibliografía se pueden encontrar diferentes tipos de modelos sintéticos, describiéndose en este apartado únicamente los que se han utilizado en esta memoria.

Uno de los modelos sintéticos más usados consiste en los llamados **test del tablero de ajedrez** (más conocidos por su traducción inglesa, *checkerboard*) (Humphreys y Clayton, 1988). Este test consiste en disponer alternativamente en todo el volumen anomalías positivas y negativas, como si se tratara de un tablero de ajedrez. Observando la imagen resultante de la inversión con estos modelos, se sabrá rápidamente dónde se sitúan las zonas con buena y mala resolución. Sin embargo, tienen el inconveniente de que usan estructuras sencillas (cubos), sin saber cómo responden los datos que se usan a estructuras más complicadas que perturbarán a las trayectorias sísmicas, como son por ejemplo, cámaras magmáticas, o capas que subducen.

Esta cuestión es precisamente la que se intenta contestar con otros tipos de tests sintéticos, apareciendo los **tests de anomalías localizadas**. Estos tests pueden incluir una o más anomalías con el fin de evaluar si nuestros datos son capaces de reproducir razonablemente bien las características de modelos más complicados, y en el caso de que se introduzcan varias anomalías, si la presencia de una influye en el resto. Un caso particular de este tipo de tests es

el **test de restauración** propuesto por Zhao *et al* (1992). En este test la imagen tomográfica obtenida con los datos reales es usada como modelo para generar los datos sintéticos que serán nuevamente invertidos. Con este test, además de comprobar la amplitud de las anomalías, se puede verificar si la forma de la estructura obtenida es real o debida a los efectos que introduce el propio algoritmo.

Los tests con anomalías localizadas suponen el caso particular de que los límites de la anomalía coinciden con los elementos en los que se ha dividido el volumen. Sin embargo, en la realidad esta situación no se tiene que verificar siempre. Para comprobar cómo afecta a la imagen tomográfica obtenida el hecho de que los límites de la estructura anómala no coincidan con los límites de los elementos del volumen se realiza un test que consiste en generar los datos sintéticos con el volumen discretizado desplazado una cierta distancia (menor que los elementos de volumen) en el espacio. La inversión de estos datos sintéticos se realiza con el mismo modelo usado en la inversión de los datos reales. La imagen resultante de esta inversión mostrará como influye en la solución el desconocimiento de los límites de las estructuras anómalas reales. A este test se le llama **test de las anomalías desplazadas**.

Toomey y Foulger (1989) han introducido en la estimación de la calidad de la solución nuevas funciones estadísticas: la función *spread* (SF, del inglés *Spread Function*) (una explicación de esta función puede encontrarse en Menke, 1989), que caracteriza la resolución del modelo para cada parámetro (nodo, bloque o capa); y la suma pesada derivativa (DWS, del inglés, *Derivative Weigh Sum*), que ofrece información sobre la calidad de la solución en los distintos nodos.

La **función *spread*** es una medida de cómo de localizada está el promedio de la solución en un nodo dado, es decir, si la solución en un nodo dado tiene

contribuciones significativas de nodos no adyacentes. Los valores pequeños de esta función indican que el promedio de la solución está muy localizado, y por tanto que la resolución del modelo en ese punto es buena. Para cada nodo de la malla, la función *spread* (SF_j) se define (Michellini y McEvelly, 1991):

$$SF_j = \log \left[|R_j|^{-1} \sum_{k=1}^N \left(\frac{R_{kj}}{|R_j|} \right)^2 D_{jk} \right] \quad [2.29]$$

donde R_{kj} corresponde a los elementos de la matriz resolución, $|R_j|$ es la norma de la fila j -ésima de la matriz resolución y D_{jk} es la distancia en kilómetros entre los nodos j y k . El término $|R_j|^{-1}$ hace que la función *spread* tome valores pequeños para los nodos con una resolución elevada. El término de la suma aumenta el valor de la función *spread* cuando un nodo tiene contribuciones de otros nodos, y este aumento es mayor cuanto más alejados estén los nodos.

Toomey y Foulger (1989) han mostrado que no existe un valor universal que defina el rango de los valores aceptables de la función *spread*, ya que la función *spread* depende del área en estudio. Además, con la misma serie de datos, la función *spread* varía con el valor del factor de amortiguamiento (L) y con la separación de los nodos de la malla.

Al ser la función *spread* (SF) la suma de los elementos de la matriz de resolución correspondiente a una fila, no muestra la dirección en la que la solución empeora su definición. Reyners *et al.* (1999) propusieron un método para visualizar esta dirección usando la matriz de resolución completa. Para ello se calculan las líneas de contorno de la matriz resolución con un valor igual a uno dado, por ejemplo el 50% del valor del elemento de la diagonal. Estas líneas de contorno se superponen en la imagen de la distribución espacial de la función *spread*, en la que únicamente se muestran los valores de la función *spread*

dentro de un intervalo dado. Los nodos bien resueltos y con una buena definición, serán rodeados por cajas o círculos simples sin incluir en su interior otros nodos, indicando que su resolución depende solamente del espaciado de la malla y no de la solución en nodos más alejados. Sin embargo, algunos nodos podrán estar rodeados por curvas más complejas, que incluyen otros nodos y que muestran las zonas donde la imagen empieza a perder definición.

La **función DWS** es una medida de la densidad de rayos que pasan por las proximidades de un nodo de la malla, pesada con la distancia a la que pasan. Para el parámetro de velocidad m_n , se define:

$$DWS(m_n) = K \sum_i \sum_j \left[\int_{\text{fuente}}^{\text{estación}} \omega_n(z) ds \right] \quad [2.30]$$

donde K es el factor de normalización que tiene en cuenta el volumen influenciado por el parámetro de velocidad m_n , i y j son los índices del evento y de la estación, ω es el peso usado en la interpolación lineal y depende de la posición de la trayectoria respecto de los nodos de la malla (z). Valores altos de la función DWS indican que la solución en un nodo se consigue con un gran volumen de datos, es decir, que el nodo está bien muestreado.

La solución de la técnica tomográfica depende de varios factores, como son la distribución de terremotos y estaciones, la discretización del modelo, la elección de la malla y modelo de partida de las inversiones. Por tanto, una buena calidad indica que todos estos factores son capaces de modelar con buena resolución el interior del volumen en estudio.

4.C. TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE ATENUACIÓN CON SISMICIDAD LOCAL.

Como ya se ha indicado con anterioridad, la obtención de las imágenes tridimensionales de atenuación sísmica de una zona se puede hacer con un tratamiento análogo al que se usa para resolver el problema de la tomografía sísmica de velocidad con sismicidad local. Por tanto, todas las aproximaciones y consideraciones realizadas para resolver el problema de la tomografía de velocidad será válido en la resolución del problema de atenuación sísmica. Para hacer esta analogía interesa usar medidas de atenuación que estén asociados a la trayectoria seguida por la onda sísmica entre la fuente y el receptor, como por ejemplo la estimación de Q a partir del método de la duración del primer pulso de la P , o del decaimiento espectral usando todo el espectro.

En esta memoria, y teniendo en cuenta las características de los terremotos a emplear, se ha optado por usar las medidas de Q obtenidas por el método del decaimiento espectral usando todo el espectro (descrito en el apartado 2.B.2 de este mismo capítulo) ya que la estimación de Q por este método está menos influenciada por el nivel de ruido de la señal sísmica.

Para obtener la estructura tridimensional de atenuación se va a emplear en vez del factor Q , el factor t^* , que para un terremoto i registrado en una estación j , se define como:

$$t_{ij}^* = \frac{t_{ij}}{Q_{ij}} \quad [2.31]$$

donde t_{ij} es el tiempo empleado en realizar la trayectoria entre la fuente y el receptor y Q_{ij} es el factor Q asociado a dicha trayectoria. Si se considera que

la absorción a lo largo del camino seguido por la onda sísmica puede ser escrita como una expresión integral evaluada a lo largo de la trayectoria entre la estación y el evento (Cormier, 1982), el residuo asociado al factor t_{ij}^* puede ser escrito como:

$$r_{ij}^{t^*} = t_{ij}^{*obs} - t_{ij}^{*calc} = \int_{fuente}^{receptor} \Delta \left(\frac{1}{v(x,y,z) \cdot Q(x,y,z)} \right) dl + \varepsilon_{ij}^{t^*} \quad [2.32]$$

Usando un modelo de velocidad conocido, el residuo de los operadores t_{ij}^* sólo dependerá de la estructura de absorción a lo largo de la trayectoria del rayo, y de los errores asociados a la medida del operador t_{ij}^* , y a la geología en la proximidad del receptor, englobados en el término, $\varepsilon_{ij}^{t^*}$. Sin embargo, $r_{ij}^{t^*}$ no depende de los parámetros hipocentrales (h_1, h_2, h_3, t_0) , ya que todos los parámetros concernientes al origen del terremoto, tanto las coordenadas espaciales como las temporales (tiempo origen), son conocidos. Además, suponiendo que el factor Q es constante en la banda de frecuencias elegida, la ecuación [2.32] es similar a la usada en la tomografía de los tiempos de propagación (ecuación [2.21]) aplicada a fuentes artificiales, es decir, con tiempo origen y localización hipocentral conocida. Teniendo en cuenta estas consideraciones, el segundo y tercer sumando de la ecuación [2.21] se anulan y sólo se consideran los errores cometidos a lo largo del proceso ($\varepsilon_{ij}^{t^*}$). Al considerar los datos como fuentes artificiales se reduce el número de incógnitas (en cuatro veces el número de eventos) y el proceso de inversión se simplifica significativamente.

En general, existen dos diferencias entre las expresiones [2.32] y [2.21]. La primera de ellas, es que en el primer caso la incógnita es el producto $Q(x,y,z) \cdot v(x,y,z)$, mientras que en el segundo es $v(x,y,z)$. La segunda diferencia se refiere al dato usado. En la ecuación [2.21], el residuo se calcula en el propio algoritmo de inversión a partir de medidas que se realizan sobre el propio

sismograma de los tiempos de llegada de la onda P (S), t^{obs} . Por el contrario, los datos que se usan para invertir la ecuación [2.32], t_{ij}^* , no se pueden medir directamente sobre el sismograma y requiere resolver primero la expresión [2.6]. Por tanto, la estructura de atenuación de la región en estudio se podrá obtener a partir de la inversión del sistema de ecuaciones formado por [2.6] y [2.32]. Cuando este proceso se extiende a todas las parejas terremoto-estación, se le conoce con el nombre de inversión espectral (Rietbrock, 2001).

Independientemente del tipo de discretización empleada, el medio se divide en elementos donde habrá que determinar el factor Q . En este caso, las integrales se pueden aproximar a sumatorias. Si N es el número de elementos en los que se ha dividido el volumen, la ecuación [2.32] se pueden expresar como:

$$r_{ij}^{t*} = \sum_{l=1}^N \frac{\partial t_{ij}^*}{\partial m_l} \Delta m_l + \varepsilon_{ij}^{t*} \quad [2.33]$$

donde l es el índice asociado a los elementos en los que se ha dividido el volumen, y t_{ij}^* es el decaimiento del espectro debido a la propagación de la onda sísmica. Finalmente, m_l representa los parámetros del modelo, que son los valores del producto $v(x,y,z) \cdot Q(x,y,z)$. Entonces, una vez discretizado el volumen, el problema de la tomografía de atenuación con la inversión espectral se reduce a resolver a un sistema de N_{ec} ecuaciones, siendo N_{ec} en el número de parejas evento-estación. Este sistema se puede expresar en forma matricial como se muestra en la siguiente expresión:

$$r^{t*} = A \cdot m + \varepsilon^{t*} \quad [2.34]$$

En las ecuaciones [2.33] y [2.34], se observa que el problema tomográfico de distribución continua de la atenuación ha quedado reducido a un problema

discreto y lineal, en el que:

\mathbf{r}^* es un vector de dimensión N_{ec} , cuyos elementos son los residuos de los operadores t^* . Este vector es conocido, pues consiste en la diferencia entre la medida observada y calculada.

\mathbf{A} es una matriz de dimensión $N_{ec} \times N$, y cuyos elementos A_{ij} representan la derivada parcial del operador t^* respecto de los parámetros del modelo.

\mathbf{m} es un vector desconocido, cuyos elementos están relacionados con la estructura de atenuación del medio.

$\boldsymbol{\varepsilon}^*$ es un vector relacionado con errores cometidos durante el proceso.

Resumiendo, en el trabajo que se presenta en esta memoria para obtener las imágenes de tomografía de atenuación se ha elegido la inversión espectral, con las opciones que se enumeran a continuación:

1. el medio se ha representado con una malla tridimensional, en cuyos nodos se define los valores de velocidad y del factor Q .
2. el trazado de la trayectoria se realizará con el método de *pseudo-bending*.
3. la solución de la ecuación [2.34] se obtendrá aplicando el método de mínimos cuadrados con amortiguamiento junto con el método de separación de parámetros.
4. se estudiará la calidad de la solución con la función *spread*, la matriz de resolución, y diferentes tests sintéticos: de tablero de ajedrez, de anomalías localizadas, de anomalías desplazadas y de restauración.

5. MÉTODOS DE ANISOTROPÍA.

Como es sabido, las propiedades físicas y características estructurales del medio pueden ser determinadas a partir de los análisis de atenuación. Los

estudios de anisotropía también ofrecen información sobre las características del medio, si bien no cuantifican sus efectos de una manera similar al factor de calidad Q determinado en los estudios de atenuación. Por tanto, un análisis conjunto de atenuación y anisotropía permite caracterizar el medio en estudio con mayor exactitud. Hasta ahora se han tratado diferentes métodos y técnicas para estudiar la pérdida de energía en una zona, por lo que a continuación se va a considerar el análisis de anisotropía en una zona dada, a partir del desdoblamiento de las ondas transversales.

Los parámetros más importantes que caracterizan el desdoblamiento de las ondas transversales son la dirección de polarización de la fase más rápida, y el retraso temporal entre la fase rápida y lenta. En la corteza de la Tierra, la polarización ofrece una estimación de la orientación de las estructuras causantes de la anisotropía, ya sean grietas o fracturas con o sin fluidos, o alineaciones minerales permanentes, entre otros. El tiempo de retraso normalizado con la profundidad (TD/z) (medido generalmente en ms/km) está relacionado con las dimensiones del cuerpo anisótropo, o en el caso de que sea una anisotropía inducida por un esfuerzo, con la magnitud del mismo, o con los efectos del esfuerzo en la geometría de la distribución de las grietas.

Estos parámetros pueden ser medidos visualmente sobre el sismograma o con algoritmos que proporcionen medidas automáticas. Esta última opción facilita el trabajo, permiten realizar medidas con mayor precisión y estimar microrretrasos. Sin embargo, son más sensibles al nivel de ruido en la señal sísmica. Dado que los terremotos que se usan en este estudio están contaminados por ruido ambiental, se ha preferido usar métodos visuales para la determinación de la existencia de desdoblamiento de la onda S y la magnitud de dicho desdoblamiento.

El retraso temporal (TD) entre las fases $qS1$ y $qS2$ se ha estimado

usando una modificación del método propuesto por Zinke y Zoback (2000). Para ello se rotan los sismogramas en la dirección del *backazimut* y se mide el retraso temporal en las fases rotadas. La capacidad de detectar energía vertical significativa a la misma vez que la onda transversal directa, es muy importante para poder asegurar que no se incluyen ondas secundarias, ni ondas convertidas, en la determinación de los parámetros de desdoblamiento de la onda S.

Jurkevics (1988) y Aster *et al.* (1990) adaptaron para la Sismología un método muy usado en Óptica (la determinación del azimut de la fase más rápida, o lo que es lo mismo, la dirección de polarización de la fase más rápida). Este método está basado en la diagonalización de la matriz de covarianza representativa de la señal a analizar, de ahí su nombre: **Método de la diagonalización de la matriz de covarianza**. La matriz de covarianza (**COV**) en el espacio Z-EW-NS, viene dada por la siguiente expresión:

$$\mathbf{COV} = \begin{bmatrix} \text{Var}(\text{EW}) & \text{Cov}(\text{NS}, \text{EW}) & \text{Cov}(\text{Z}, \text{EW}) \\ \text{Cov}(\text{EW}, \text{NS}) & \text{Var}(\text{NS}) & \text{Cov}(\text{Z}, \text{NS}) \\ \text{Cov}(\text{EW}, \text{Z}) & \text{Cov}(\text{NS}, \text{Z}) & \text{Var}(\text{Z}) \end{bmatrix} \quad [2.35]$$

donde Var y Cov representan la varianza y covarianza.

La diagonalización de la matriz **COV** permite el cálculo del autovector de polarización que determina la rotación en la dirección de máxima covarianza. Por tanto, la diagonalización permite rotar el sismograma en la dirección de la máxima propagación de la energía, que se corresponde con la del autovector asociado al autovalor más grande (λ_i). El azimut de la polarización de la onda transversal (POL) se determina a partir del autovector normalizado (u^S_i , $i=z, ew, ns$) como:

$$POL = \tan^{-1} \left(\frac{u_{ew}^S}{u_{ns}^S} \right) \quad [2.36]$$

A partir de los autovalores se obtiene información de la polarización de la fase qS1, que estará relacionada con la dirección del máximo esfuerzo horizontal, local o regional.

El método de la descomposición de la matriz de covarianza del movimiento requiere criterios subjetivos asociados al observador para definir la llegada de la fase más rápida, pudiéndose introducir errores que disminuyen cuando el intervalo de tiempo entre la llegada de las fases qS1 y qS2 es grande. Sin embargo, tiene la ventaja de que hace uso de las tres componentes del sismograma, disminuyéndose las fuentes de error asociadas al uso de ondas convertidas o secundarias.

Con estos dos métodos, el de Zinke y Zoback (determinación del retraso temporal) y de Jurkevics (estimación del azimut de la fase qS1) se analizará la existencia de estructuras anisótropas, y la orientación de las mismas. Además la distribución del tiempo de retraso normalizado con la profundidad en función de la profundidad mostrará la localización de las estructuras anisótropas en profundidad.

La interpretación de estos resultados junto con los obtenidos en el análisis de pérdida de energía posibilita una caracterización más precisa del medio. Por ejemplo, en el volcán Vesuvio se realizaron coetáneamente estudios de anisotropía (Bianco *et al.*, 1998) y de atenuación (Bianco *et al.*, 1999). El primer trabajo mostró la existencia de estructuras anisótropas en los dos primeros kilómetros de corteza. Mientras que el segundo puso en evidencia una fuerte atenuación debida a los procesos de *scattering*, y una mayor atenuación de las ondas S en las proximades de la estación de registro. Estas estructuras

fueron interpretadas como cuerpos con un alto grado de microfracturación, en total acuerdo con los resultados obtenidos en el análisis del desdoblamiento de la onda S.

CAPÍTULO 3:

ESTRUCTURA SUPERFICIAL DE ATENUACIÓN EN ISLA DECEPCIÓN.

1. INTRODUCCIÓN.

El volcán Isla Decepción es un volcán activo y complejo, como se pone de manifiesto en los estudios realizados en la isla (Vila *et al.*, 1992, 1995; Ortiz *et al.*, 1992, 1997; Ibáñez *et al.*, 2000, 2003b; entre otros). Desde 1987 y durante los meses de verano australes, la isla está siendo monitorizada volcánica sísmicamente. A pesar de las obligadas interrupciones anuales en su estudio, poco a poco se va caracterizando su actividad. Ortiz *et al.* (1997) e Ibáñez *et al.* (2000) presentan un completo catálogo de sismicidad que comprende desde eventos de largo período hasta terremotos volcano-tectónicos. La ocurrencia temporal de sismicidad no es homogénea, apareciendo períodos de inactividad con la presencia de intensos enjambres sísmicos, como en 1992 (Ortiz *et al.*, 1997), o en 1998-1999 (Ibáñez *et al.*, 2003b). La crisis de 1998-1999 ha proporcionado un número elevado de terremotos para realizar nuevos estudios, entre ellos de atenuación sísmica. Aunque, debido a la limitación de estaciones, no ha sido posible hacer un análisis zonal. Existen evidencias claras de heterogeneidades y anomalías en la estructura interna de este volcán. Vila *et al.* (1995) realizaron estudios de atenuación de las ondas coda, poniendo de manifiesto una fuerte atenuación de las ondas coda (similar a la encontrada en otras áreas volcánicas), coincidiendo la zona de mayor atenuación con el área donde se habían encontrado anomalías magnéticas (Ortiz *et al.*, 1992). Posteriormente, Saccorotti *et al.* (2001) observaron que la estructura volcánica en Decepción podría alterar la propagación de las ondas sísmicas.

El desconocimiento y las incertidumbres en torno a la estructura interna de este volcán hacen necesario la realización de nuevos estudios, entre ellos de atenuación sísmica. Como se ha indicado en capítulos anteriores, el análisis de la pérdida de energía sísmica proporciona una buena caracterización del medio,

indicando la presencia de heterogeneidades, de fluidos intersticiales, de cambios de fases, de estado físico, de condiciones de presión y temperatura, etc.

Para este estudio se usarán los datos provenientes de la crisis de 1998-1999. Existen varias razones que avalan este uso. En primer lugar constituyen el mayor volumen de terremotos VT obtenido en la isla hasta el momento. Y en segundo lugar estos terremotos provienen de una crisis, probablemente relacionada con la ascensión de magma desde zonas más profundas.

2. ISLA DECEPCIÓN: SU GEOLOGÍA Y VOLCANISMO.

Isla Decepción es una isla volcánica localizada a $62^{\circ}59'S$ y $60^{\circ}41'W$, al sur de la región de las islas Shetland del Sur (figura 3.1). El volcán isla Decepción es uno de los volcanes más activo de la Antártida (figura 3.1), con una base de aproximadamente 30 km de diámetro. Alcanza los 1500 m desde el fondo marino, con una altura máxima de 542 m sobre el nivel del mar. La isla tiene forma de herradura estando su parte interna inundada de agua (Port Foster) y formando una bahía con un diámetro que varía entre 6 y 10 km y una profundidad máxima de 190 m. La bahía está abierta al mar por un paso de 500 m de ancho (llamado Fuelles de Neptuno). Los glaciares cubren casi la mitad de la isla, principalmente la zona de Mt. Pond al este y Mt. Kirkwood al sur (figura 3.1).

Isla Decepción se encuentra en una región caracterizada por la interacción entre dos unidades tectónicas, la microplaca de Drake y el estrecho de Bransfield (figura 3.1). La subducción de la placa de Drake bajo el margen

oeste de la Península Antártica (figura 3.1), acabó progresivamente desde el sudoeste al noreste, a lo largo del margen.

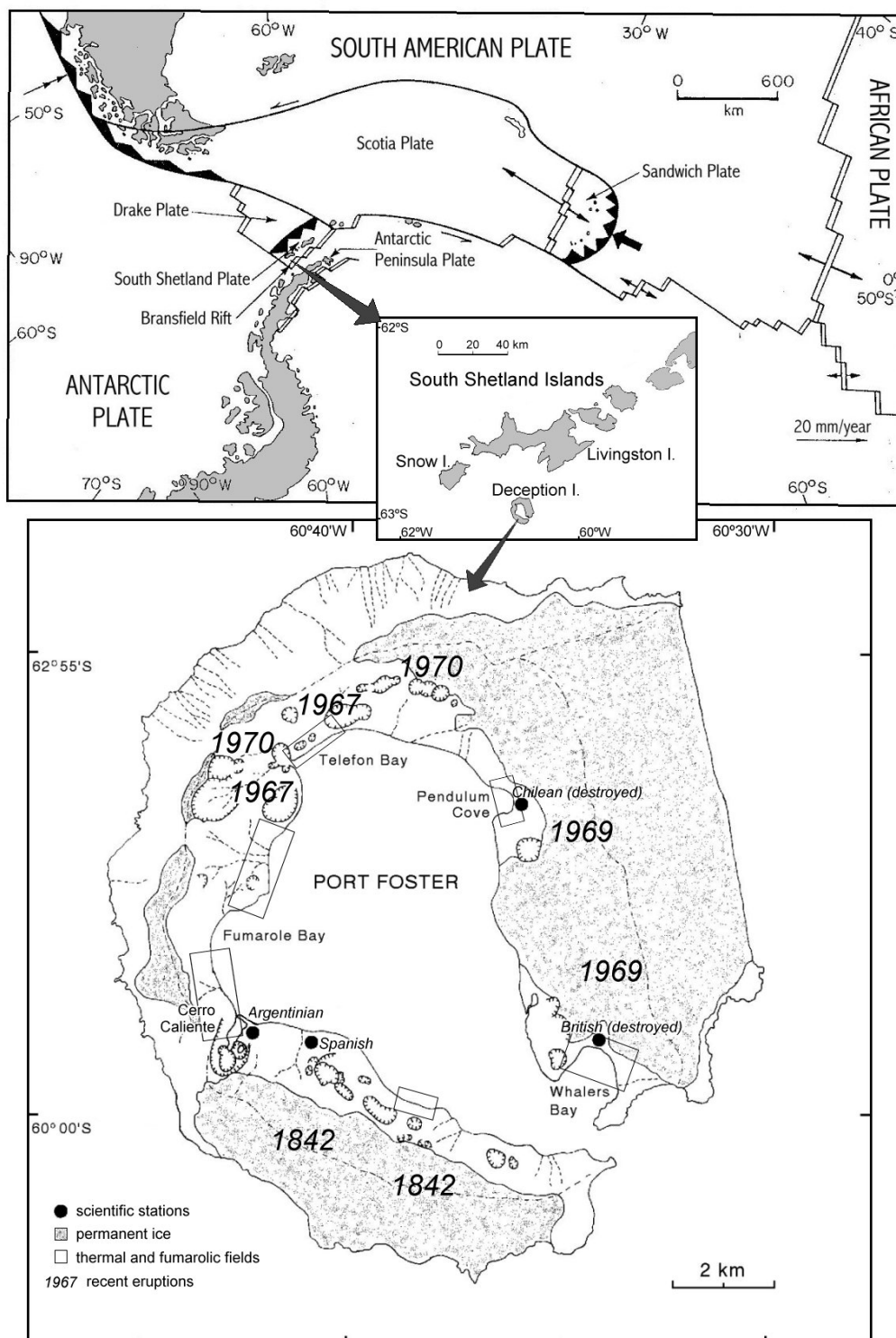


Figura 3.1. Localización de la Isla Decepción en la región de las Islas Shetland del Sur y mapa de la Isla Decepción, en el que se muestran las principales características volcánicas.

La convergencia remanente de la placa del Drake cesó drásticamente hace 4 millones de años, sin embargo aún continua la subducción lenta de la fosa de las islas Shetland del Sur (Barker, 1982; Pelayo y Wiens, 1989; Kim *et al.*, 1996; Lawver *et al.*, 1995; Ibáñez *et al.*, 1997; Robertson *et al.*, 2001) tipo *slab rollback*. El estrecho de Bransfield (figura 3.2) es una consecuencia de la ruptura y separación entre la microplaca de las Shetland del Sur y la península Antártica. Está formado por tres cuencas extensionales activas con tendencia NE, y que muestran evidencias de volcanismo y fallas normales, pero no de extensión del suelo marino. El eje de la cuenca central está marcado por una serie de volcanes submarinos entre las Islas de Bridgeman y Decepción (figura 3.2), muchos de los cuales han estado activos recientemente (Gracia *et al.*, 1996, 1997; Lawver *et al.*, 1996). Sin embargo, el espesor de la corteza, que varía entre 12 y 30 km, es consistente con salida de material a través del rift de la corteza continental, más que con la propia extensión del suelo marino (Bialas *et al.*, 1990; Grad *et al.*, 1992, 1997; Barker y Austin, 1994; Janik, 1997; Barker y Austin, 1998; Prieto *et al.*, 1998; Barker *et al.*, 2001). Según la sismicidad y distribución de volcanes (Barker y Austin, 1998) se ha sugerido una propagación hacia el sudoeste del rift de Bransfield. Se ha propuesto que la extensión NW-SE de 10 mm/año del rift de Bransfield (Barker y Austin, 1998; Dietrich *et al.*, 2001) es debida a la subducción *rollback* de la placa del Drake.

En la sismicidad en el estrecho del Bransfield se observan características de rift de extensión, de subducción y de volcanismo. Los terremotos regionales y telesismos registrados más superficiales (menos de 40 km de profundidad) son consistentes con el rift, mientras que los más profundos son consistentes con la subducción de la placa del Drake (Pelayo y Wiens, 1989; Ibáñez *et al.*, 1997). Muchos terremotos superficiales se agrupan cerca de los volcanes, indicando un probable origen volcánico o volcánico-tectónico (Pelayo y Wiens, 1989; Robertson *et al.*, 2001). La actividad sísmica es especialmente

pronunciada cerca de Isla Decepción (Pelayo y Wiens, 1989; Lee *et al.*, 1998; Robertson *et al.*, 2001).

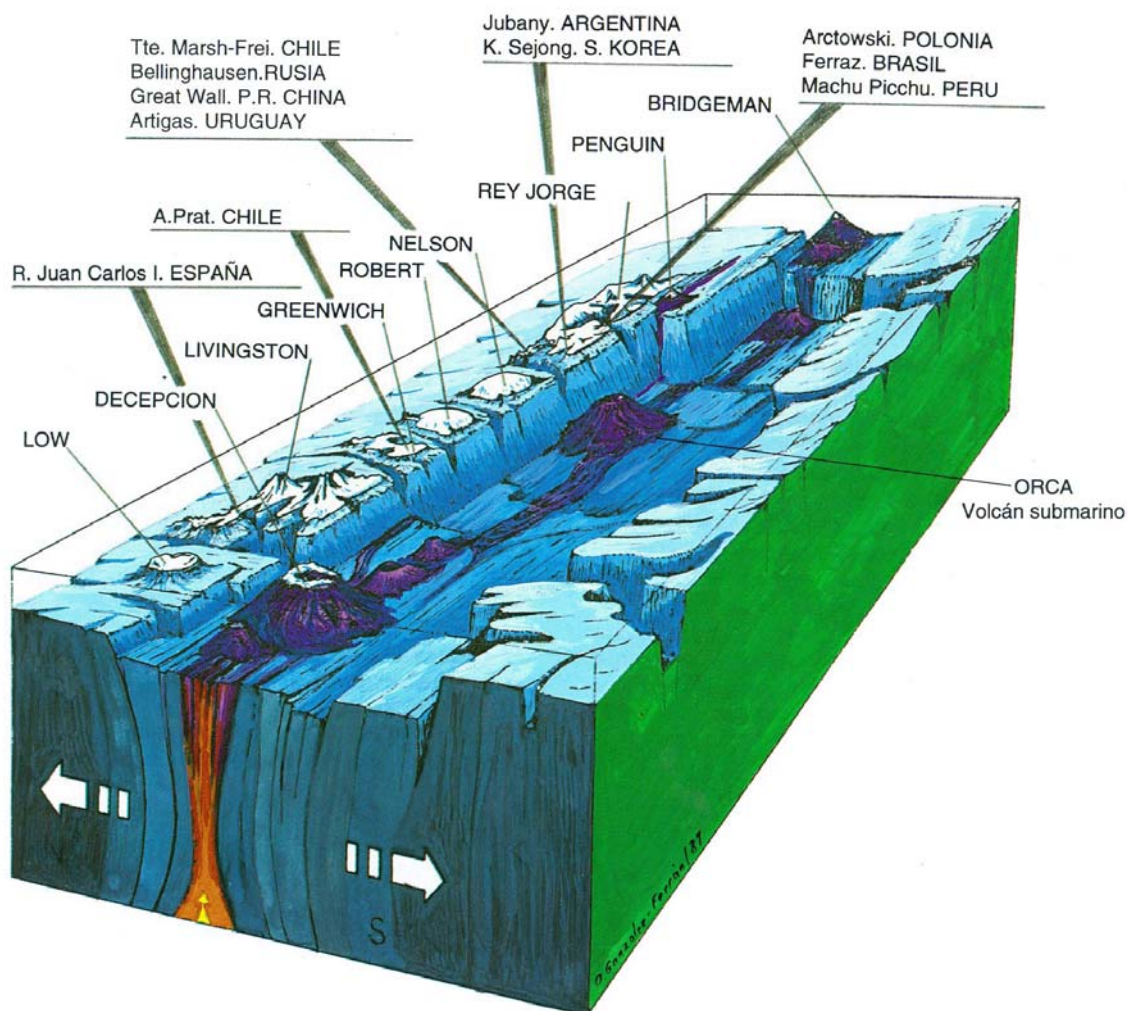


Figura 3.2. Esquema de la región del estrecho de Bransfield, con las diferentes islas y volcanes submarinos que lo forman. (González Ferrán, 1995).

La forma de caldera de la parte interna de Isla Decepción puede ser explicada por dos modelos:

Caldera de colapso. En el pasado, una o más erupciones voluminosas originaron una caldera de colapso y formaron una fractura en anillo que estaría rodeando a la caldera (Baker *et al.*, 1975; Smellie, 1988).

Depresión tectónica. La posible caldera de Isla Decepción sería una depresión tectónica formada por progresivos movimientos extensivos a lo

largo de una serie de fallas normales casi ortogonales que atraviesan la isla y siguen la tendencia regional (Rey *et al.*, 1995 y Martí *et al.*, 1996).

Los estudios de reflexión sísmica de penetración superficial dentro de Port Foster muestran que la arquitectura de esta isla está controlada por 3 grandes sistemas de fallas (Rey *et al.*, 1997) (figura 3.3). El primer sistema tiene una dirección NE-SW, que es consistente con el régimen extensional del estrecho de Bransfield, y controla los centros eruptivos alineados durante las erupciones de 1967 y 1970. Varias fallas de este sistema atraviesan la caldera. El segundo sistema presenta una orientación de 120°N. Define la pared de la caldera cerca de Mt. Kirkwood en el sur, y es paralelo a un eje de conos volcánicos submarinos en la parte sudeste de Port Foster. El tercer sistema presenta una dirección 170°N, e incluye la falla Macaroni que forma 8 km de línea de costa al este de la isla.

Decepción es el volcán más activo de todos los volcanes de la región de las islas Shetland del Sur, con al menos 6 erupciones desde que fue por primera vez visitado hace 163 años, y las tres últimas de ellas ocurridas entre 1967 y 1970. Todas las erupciones registradas han sido relativamente pequeñas en volumen y se han localizado cerca de la costa de la bahía interna. Las tres erupciones entre 1967 y 1970 fueron observadas directamente y están bien documentadas. En Diciembre de 1967, se desarrollaron simultáneamente dos erupciones en lugares separados 2 km. Una fue una erupción submarina que dio lugar a una nueva isla en bahía Telefon, mientras que la otra se desarrolló en la zona entre bahía Telefon y caleta Péndulo. En ambos casos, los productos eruptivos fueron muy similares (cenizas, vapor de agua y algunas bombas), pero las rocas de bahía Telefon contenían más SiO₂ (60-61%) frente a la media de 57-58%. Una segunda erupción ocurrió en Febrero de 1969, cuando se abrieron fisuras en la pendiente de la cara oeste de Mt. Pond, acompañadas de emisiones de piroclastos. Los contenidos de sílice (SiO₂) en el magma variaban de 54-56%

en Mt. Pond a 59% en el norte de Péndulo. 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 contenidos de sílice en esta erupción fueron relativamente constantes (58-59%) (Baker *et al.*, 1975; Roobol, 1979).

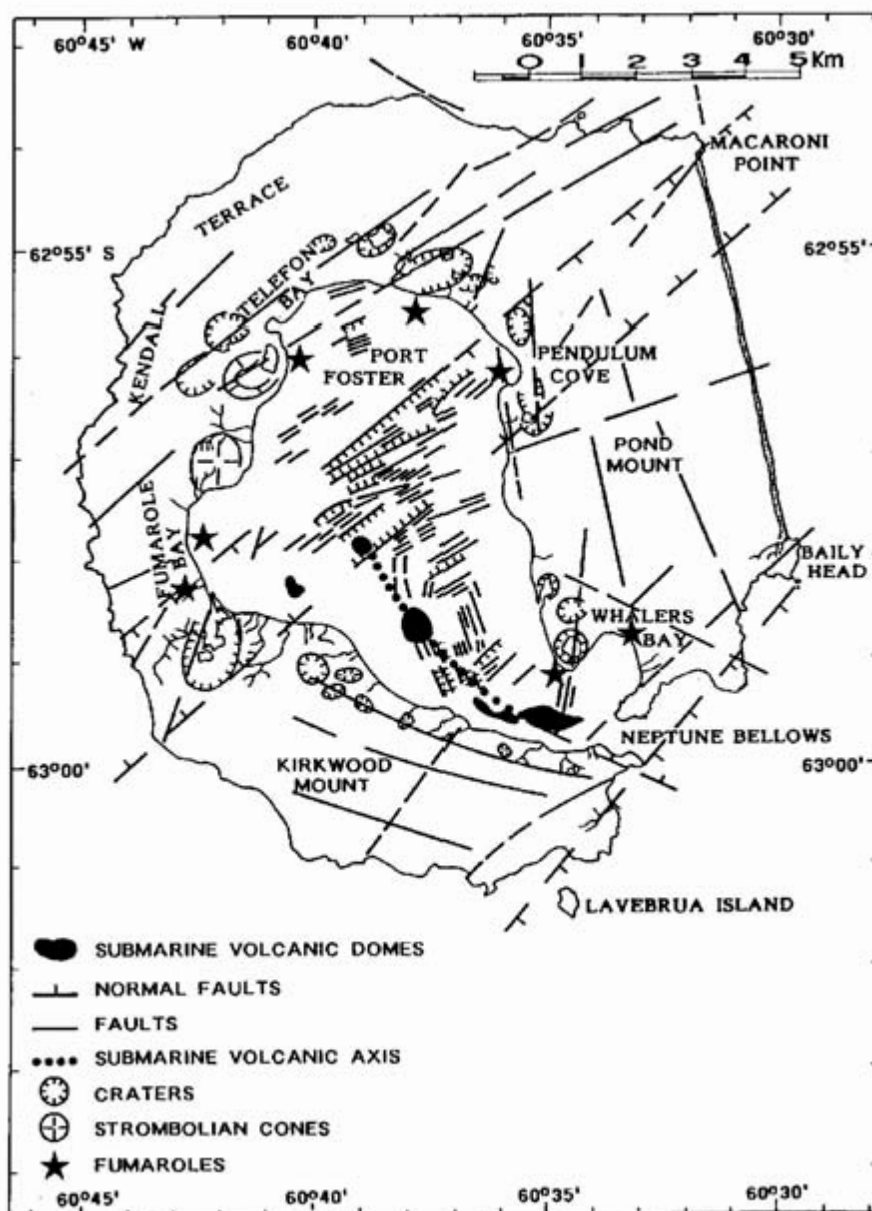


Figura 3.3. Mapa de Isla Decepción donde se muestran las principales fallas, los volcanes submarinos, cráteres, conos estrombolianos y fumarolas.

Las diferencias en la composición química de las lavas arrojadas en las tres últimas erupciones, sugieren que éstas fueron alimentadas por pequeñas bolsas aisladas de magma (Roobol, 1979). Las observaciones de que algunas erupciones ocurrieron simultáneamente y a lo largo del interior de la bahía se puede explicar sencillamente si la actividad volcánica es fruto de pequeños cuerpos magmáticos que alcanzan una gran cámara magmática que se extiende a través de toda la caldera. El estadio en el que se encuentra Decepción es diferente dependiendo del modelo que se use para explicar su formación. Así, según el modelo de caldera de colapso, se piensa que la actividad reciente en Decepción puede ser un precursor a largo plazo de una erupción más grande (Newhall y Dzurisin, 1988). Sin embargo, si se considera el modelo de depresión tectónica, que por otra parte es la interpretación más aceptada, el volcán Decepción está en una etapa temprana de relleno de la caldera por erupciones de pequeño volumen (Roobol, 1982).

La actividad reciente de Isla Decepción incluye fumarolas, actividad hidrotermal, resurgencia del suelo en Port Foster, y sismicidad. Las fumarolas (SE y NW de la caldera) y fuentes calientes (de temperatura menor de 110 °C) se encuentran alrededor de Port Foster, mientras que fuera de la isla hay fuentes hidrotermales (Smellie, 1990). A partir de análisis batimétricos del interior de la bahía entre 1949 y 1993, Cooper *et al.*, (1998) identificaron tres regiones superficiales que aumentan su altura a un rango de 0.5 m/año. Los altos rangos de crecimiento en zonas cercanas a la costa, como en bahía Fumarolas y Telefon, serían enteramente debidas a sedimentación de los productos volcánicos, mientras que en regiones de rápido crecimiento al NE de Port Foster se atribuyen en parte, a resurgencia volcánica. El levantamiento ha continuado en este lugar, y la región cae dentro un cinturón de epicentros volcano-tectónicos, con tendencia EW, que atraviesa Port Foster (Vila *et al.*, 1992; Ibáñez *et al.*, 2003b), mostrando además, anomalías de gravedad y magnéticas (Ortiz *et al.*, 1992), y una alta atenuación sísmica en la corteza más superficial

(Vila *et al.*, 1995). Todas estas evidencias juntas, corroboran la hipótesis de Cooper *et al.*, (1998), que establece que el levantamiento es debido a la presencia de una cámara magmática superficial que migra hacia arriba abombando la corteza.

3. SISMICIDAD EN ISLA DECEPCIÓN.

Un volcán es un sistema dinámico en el que se producen una gran variedad de procesos físicos que van a generar señales sísmicas de diferentes características. El estudio de estas señales, su registro, localización, caracterización espectral y energética, y su relación con procesos de fuente, entre otros, ha llevado a la realización de modelos para explicar la dinámica del sistema que las genera. Por tanto, los estudios de sismicidad volcánica son de gran importancia para conocer el funcionamiento de los volcanes, y es por ello que antes de abordar el problema del análisis de atenuación sísmica se conozca la historia sísmica del medio a estudiar, en este caso de Isla Decepción.

3.A. CLASIFICACIÓN DE LA SISMICIDAD.

Los resultados de sucesivos trabajos de campo en la isla de Decepción, muestran que la sismicidad local es similar a la de otros volcanes activos, y puede ser clasificada en dos grandes grupos: terremotos volcano-tectónicos (VT) y sismicidad largo período, la cual incluye eventos LP y tremor volcánico. Un tercer grupo lo constituyen los eventos híbridos, llamados así porque poseen características en común con los dos grupos anteriores (Chouet, 1996).

Los terremotos volcano-tectónicos son terremotos locales generados dentro del edificio volcánico. Su origen está asociado a la rotura de partes frágiles del edificio volcánico como respuesta a cambios en el régimen de esfuerzo regional o local. La distribución de esfuerzos en un volcán puede variar por movimientos de magmas, cambios de temperatura, cambios de presión por gases, etc. La mayor parte tiene un mecanismo de doble par, ondas P impulsivas y llegadas claras de la onda S. Su contenido espectral es amplio, con la mayor parte de su energía distribuida por debajo de 20 Hz. En la figura 3.4 se muestra un ejemplo de tres terremotos registrados en Isla Decepción, uno VT, otro regional y el último de profundidad media, observándose diferentes características temporales y contenido espectral.

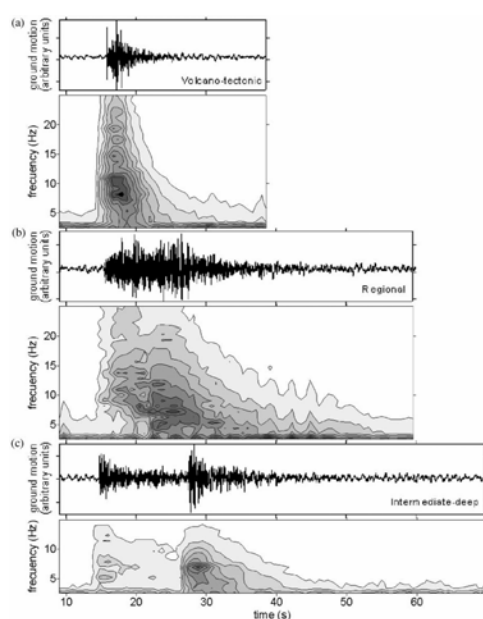


Figura 3.4. Ejemplo de sismogramas de velocidad en la componente vertical y de espectrogramas promedio de la antena sísmica para (a) un terremoto VT; (b) un terremoto regional; y (c) un terremoto de profundidad intermedia. Todas las señales han sido registradas en el volcán Isla Decepción. Para obtener los espectrogramas se ha dividido los sismogramas en ventanas superpuestas de 2.56 s y después se ha promediado sobre todas las estaciones que forman la antena sísmica. (Ibáñez *et al.* 2003a).

Generalmente, la mayor parte de los terremotos VT en Isla Decepción son eventos superficiales, de baja magnitud. Sin embargo, también se han registrado eventos de magnitud mayor de 3.5, y existen evidencias de que han

ocurrido terremotos de mayor magnitud, sobre todo durante las dos crisis sísmicas, en 1992 y en 1998-1999.

La sismicidad de largo período está caracterizada por un contenido espectral casi monocromático. El tipo más frecuente de sismicidad de largo período en Isla Decepción se corresponde con los eventos LP. Estos eventos tienen una envolvente en forma de huso y duraciones menores de 60 s (ver figura 3.5). En algunos casos van precedidos de una fase de alta frecuencia. La localización de este tipo de eventos se realiza con análisis de antenas sísmicas (ver por ejemplo, Almendros *et al.* 1997, 1999). La mezcla de llegadas de baja frecuencia de ondas superficiales e internas, son normalmente atribuidas a la resonancia que se produce en una cavidad rellena de fluido (Chouet, 1996).

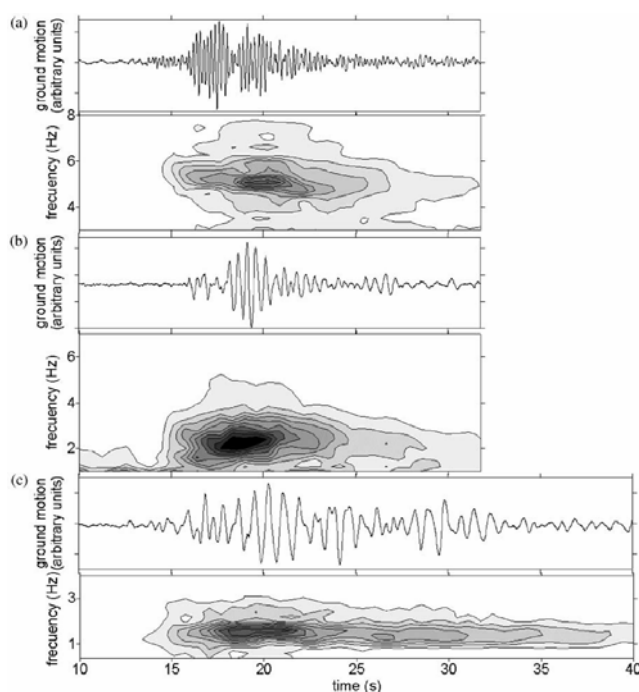


Figura 3.5. Ejemplo de los sismogramas de velocidad de tres eventos LP registrados en Isla Decepción, cuyos contenidos de frecuencia están centrados a 5 Hz (a); 2.5 Hz (b), y 1.5 Hz (c). (Ibáñez *et al.*, 2003a).

El tremor volcánico es una señal monocromática con duración mayor que los eventos LP (figura 3.6). Los episodios de tremor observados en Isla Decepción pueden durar desde minutos hasta varias horas y días. Los modelos

de generación del tremor están basados en la desgasificación, fluctuaciones del gas, resonancia de conductos, etc. (por ejemplo, Chouet, 1992; Julián, 1994). Estos modelos consideran que la resonancia en conductos abiertos se complica al introducir diferentes geometrías en el sistema de resonancia. En algunos casos para explicar la generación del tremor, además de incluir diferentes geometrías hay que tener en cuenta la reología de los fluidos y su dinámica (Chouet, 1996).

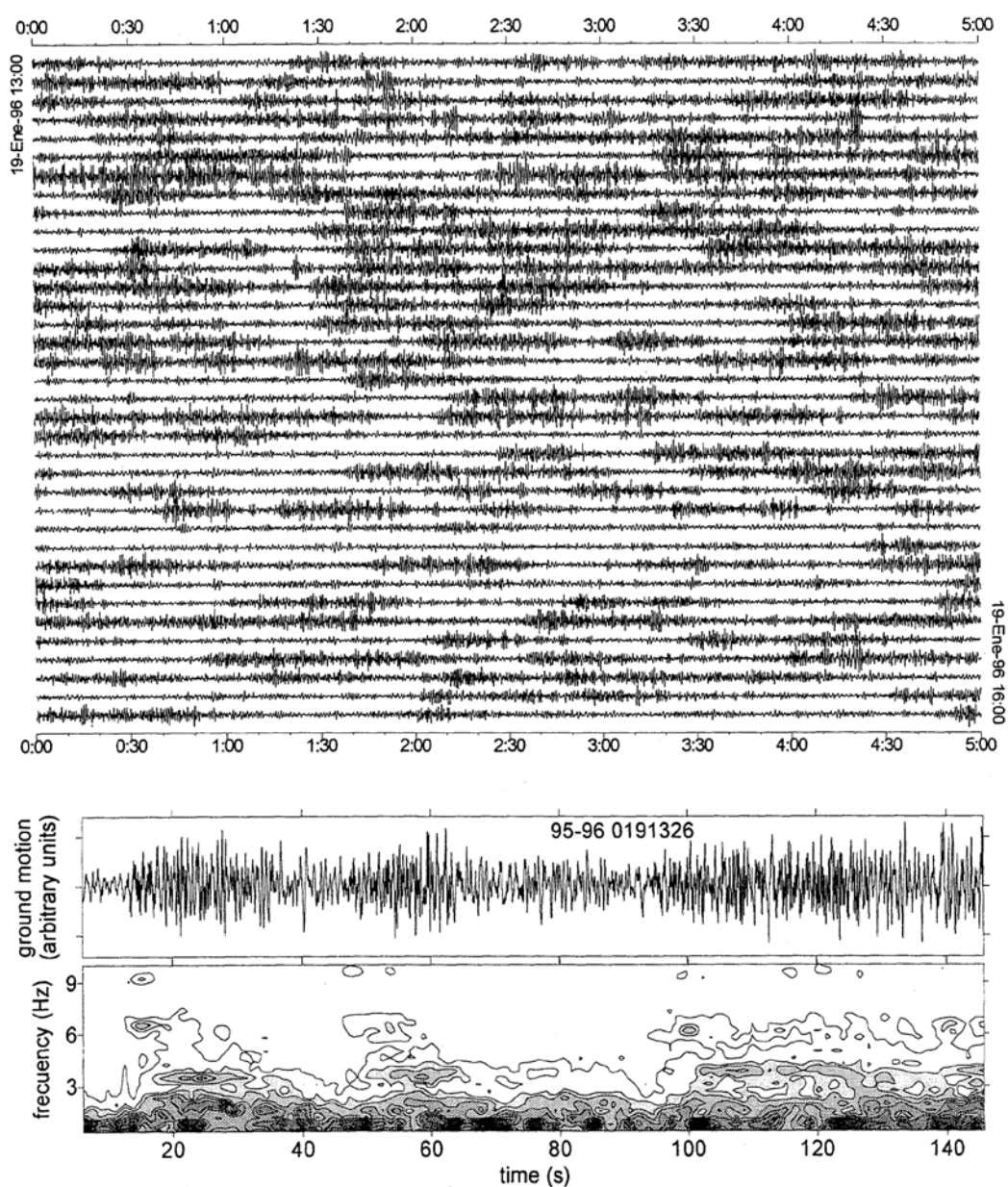


Figura 3.6. (arriba) 3 horas de duración de un registro continuo de un enjambre de tremor volcánico. (abajo) Registro de velocidad de 150 segundos de duración y de su correspondiente espectrograma para un tremor de baja frecuencia registrado en Isla Decepción.

Existen algunos resultados que muestran que los eventos LP y el tremor volcánico tienen regiones fuente y procesos similares (Almendros *et al.*, 1997, 2001). El tremor y los eventos LP se suponen que son manifestaciones diferentes de un mismo proceso: un evento LP se considera que es la respuesta a un cambio repentino de presión en una fractura rellena de fluido, mientras que el tremor sería la respuesta a una fluctuación continua de la presión.

Los eventos híbridos se caracterizan por una fase inicial de alta frecuencia, similar a la de un terremoto VT, seguida de una señal monocromática, parecida a un evento LP (figura 3.7).

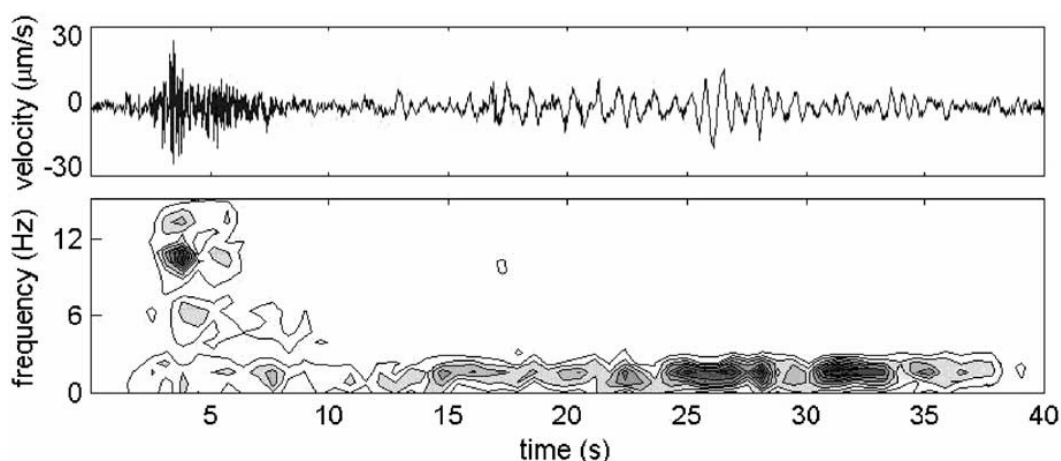


Figura 3.7. Sismograma de velocidad de un evento híbrido registrado en Isla Decepción con su correspondiente espectrograma.

Algunas veces se pueden confundir eventos LP con una fase inicial de alta energía con eventos híbridos. La parte de baja frecuencia en las dos señales se origina de la misma manera, por la resonancia de una cavidad rellena de fluido, sin embargo en el caso del evento híbrido, el cambio de presión inicial que activa la resonancia se produce por un proceso de ruptura asociado a zonas muy frágiles. Ibáñez *et al.* (2003b) ha distinguido en Decepción señales que podrían ser interpretadas como híbridos en sentido estricto. Encontraron algunos terremotos VT seguidos con poco tiempo de diferencia por eventos LP. Las dos partes de la señal tienen la misma región fuente, que coincide con un área de

generación de terremotos VT, y esta característica es el único indicio para que la señal de baja frecuencia sea considerada como un evento híbrido. La manera ideal, aunque difícil de conseguir, para discernir con seguridad si se trata de un evento híbrido o de un evento LP sería disponer de una red con la cobertura apropiada, pero basta con saber que la primera parte es un terremoto, para clasificarlos como híbridos.

3.B. MONITORIZACIÓN SÍSMICA Y PRIMEROS ESTUDIOS DE LOCALIZACIÓN.

La monitorización de Isla Decepción comenzó en la década de los 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 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 VT, eventos LP y episodios de tremor volcánico. Antes de las erupciones de 1967-1970 se produjo un aumento de la actividad sísmica, por lo que se justifica la monitorización sísmica del volcán como una herramienta de prevención. Además, existe una narración del jefe de base de la base argentina que explica que antes de la erupción de 1970 hubo terremotos sentidos.

Entre 1970 y 1986 no existen registros sísmicos del volcán, y es en la campaña de campo del verano austral de 1986 cuando se reanuda el control de la actividad sísmica de 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 de campo (durante el verano austral). Como resultado del trabajo continuado hasta la fecha se han podido realizar

histogramas que muestran una distribución temporal de la sismicidad en el volcán (ver figura 3.8).

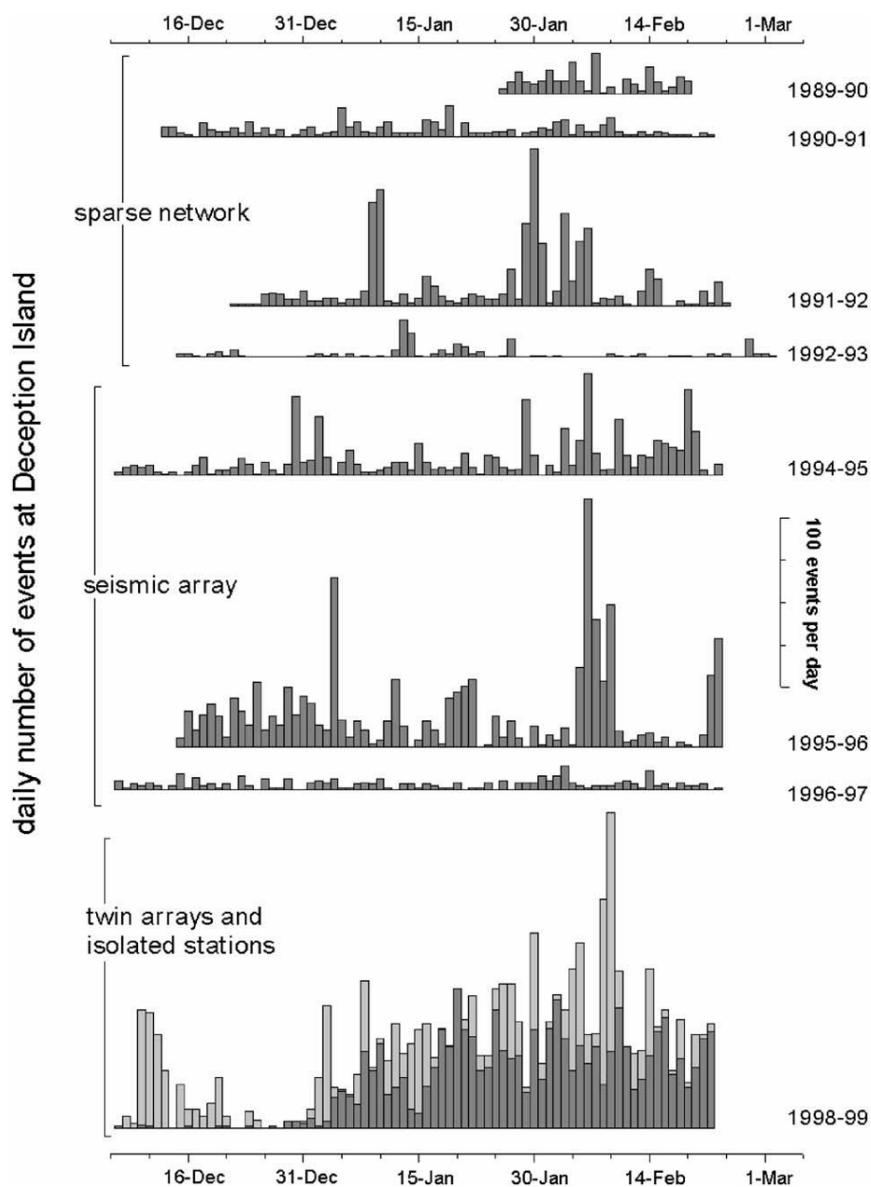


Figura 3.8. Histograma del número diario de eventos registrados en Isla Decepción durante las campañas de campo en el período 1989-1999, excepto 1997-1998. El histograma correspondiente al período 1998-1999 se muestra aparte y donde se ha diferenciado entre terremotos VT (gris oscuro) y eventos LP (gris claro), (Ibáñez *et al.* 2003a).

Entre 1986 y 1991 se instalaron en la isla una red de estaciones digitales telemétricas constituida por 6 sensores de componente vertical (ver figura 3.9). En este período se registraron varios terremotos VT 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) (figura 3.9), mostrándose que los hipocentros de los terremotos VT 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.

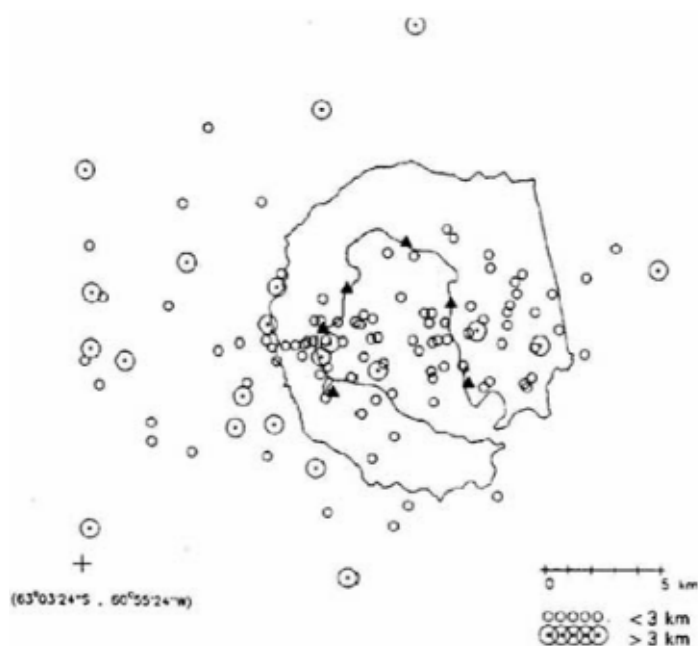


Figura 3.9 Ejemplo de epicentros de terremotos volcano-tectónicos en Isla Decepción, ocurridos durante Diciembre de 1988 y Febrero de 1989. Los triángulos negros representan las estaciones de la red desplegada (Vila *et al.*, 1992).

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), llegándose a registrar más de 750 terremotos VT 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 exactitud. 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 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 de tal actividad había estado provocado por una inyección de material magmático, aunque no tuvo la energía suficiente para alcanzar la superficie (Ortiz *et al.*, 1997; García *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 (figura 3.8), y a comienzos de Diciembre de 1992 se observó un cambio en la actividad sísmica, disminuyendo el número de eventos VT y aumentando la ocurrencia de eventos LP y tremor volcánico (Felpeto *et al.*, 1994). A partir de este momento se hizo necesario el uso de antenas sísmicas para localizar los eventos LP, ya que el número y distribución de las estaciones sísmicas desplegadas en la isla no era adecuado para poder localizar con precisión estos eventos, ni para proporcionar información útil sobre la naturaleza de los mismos y del tremor volcánico (Chouet *et al.*, 1997; Almendros *et al.*, 1997; 1999). Entre 1994-1997, se desplegó cerca de la base española "Gabriel de Castilla" una antena sísmica de 500 m de apertura (antena BASE en la figura 3.10) y compuesta de 12 a 18 sismómetros de corto período (Almendros *et al.*, 1999). Algunos estudios preliminares llevados a cabo con los registros de esta antena (Alguacil *et al.* 1999) confirman la existencia de terremotos VT, eventos LP y episodios de tremor volcánico cerca del lugar de la antena, al sur de Cerro Caliente (ver figura 3.1), aunque también se detectaron la presencia de terremotos VT de profundidad intermedia (30-120 km) y profundidad superficial (0-30 km) en esta área (Ibáñez *et al.*, 1997).

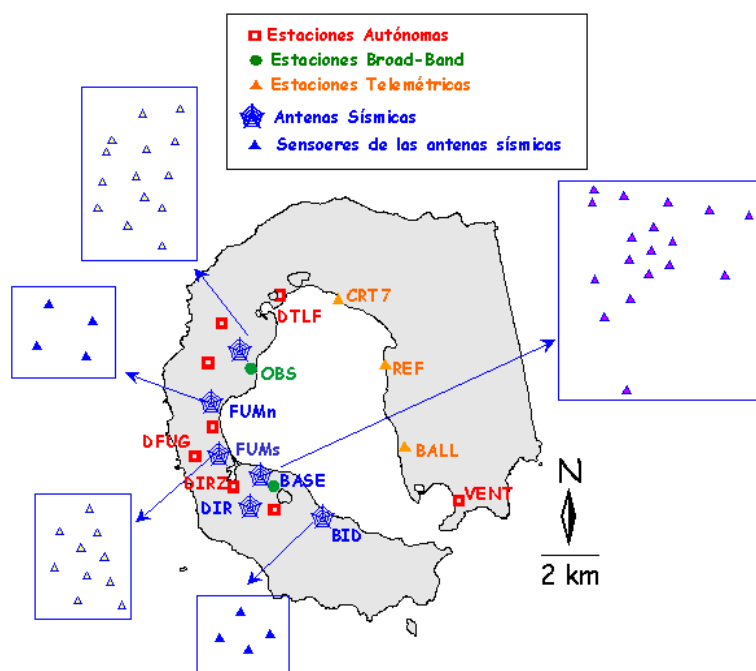


Figura 3.10. Esquema de las estaciones sísmicas desplegadas en la isla entre los años 1986 y 2000.

Almendros *et al.* (1997) mostró que algunos episodios de tremor volcánico habían sido generados por la ocurrencia múltiple de eventos LP de baja energía. Almendros *et al.* (1999) modificó la técnica de correlaciones cruzadas con retraso cero para incluir la geometría circular del frente de onda. Usando esta técnica los eventos LP 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 (antenas FUMs y OBS en la figura 3.10) (Saccorotti *et al.*, 2001; Ibáñez *et al.*, 2003b), a una distancia entre ellas de 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 formada por más de 3000 eventos, siendo la mitad de ellos terremotos volcano-tectónicos. Las localizaciones de los terremotos VT pertenecientes a esta serie se estimaron usando la técnica de trazado de rayo inverso (Ibáñez *et al.* 2003b). En la figura 3.11 se muestra un mapa de localización epicentral de los terremotos VT de este enjambre con magnitud mayor de 1.2, y en la figura 3.15

se incluyen todos los terremotos VT localizados, así como la localización de los eventos híbridos. En ambas figuras se observa 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. Para el estudio de la pérdida de energía se han usado los terremotos volcano-tectónicos de esta serie, por lo que se describirá con más detalles en el apartado 5 de este mismo capítulo.

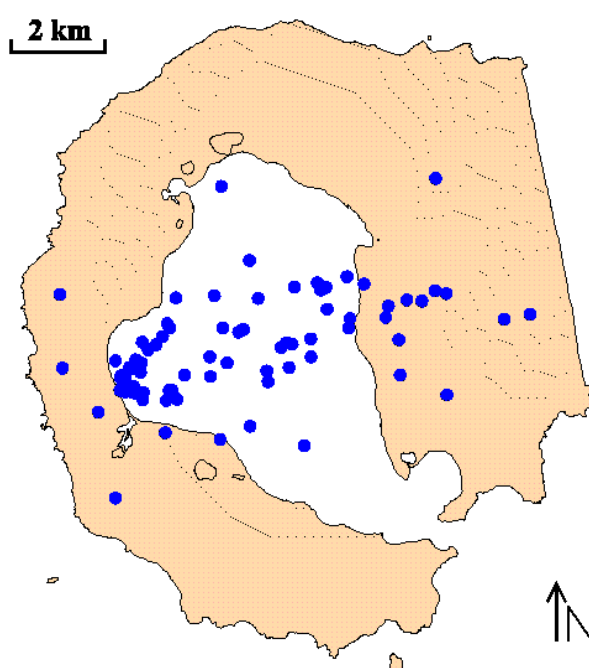


Figura 3.11. Localización hipocentral de los terremotos VT (puntos azules) con magnitud mayor de 1.2 pertenecientes al enjambre sísmico de 1999 (Ibáñez *et al.* 2003b).

En 1999-2000, se puso en funcionamiento una gran red formada por un sensor de banda ancha y 5 antenas sísmicas de 6 ó 4 sensores de corto período (1 sensor 3C y 5 ó 3 sensores 1C) alrededor de Port Foster (figura 3.10). 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 (DIR y FUMs en la figura 3.10) (Ibáñez y Del Pezzo, 1999).

Durante la campaña 2000-2001, se desplegó una red de estaciones alrededor de Port Foster (figura 3.10), formada por dos estaciones de banda ancha, 3 estaciones telemétricas, 3 estaciones autónomas (BALL, DTLF, DIRZ, en la figura 3.10) y 4 antenas sísmicas (BID, BASE, FUMs y FUMn, en la figura 3.10). En este año la actividad de terremotos VT fue muy escasa.

Entre los años 1992 y 1999 se registraron dos enjambres sísmicos de terremotos VT, pero no hay que olvidar que la isla es monitorizada tres meses al año, por lo que el número de enjambres en estos años ha podido ser muy superior a la cifra conocida (2 enjambres cada 7 años). Los enjambres de eventos LP y tremor volcánico tienen una duración de pocos días, y se suceden con mayor frecuencia, variando este período de cadencia desde pocos días a meses (figura 3.8). La mayor parte de la actividad sísmica se concentra en los primeros kilómetros de la corteza, y son eventos de baja magnitud. Su localización espacial ha variado en algunas campañas, así por ejemplo, durante los años 1994-1997 se registraron al sur de la base española, mientras que entre 1998-2000, las zonas de mayor actividad se situaban cerca de bahía Fumarolas. Este hecho puede estar más influenciado por la baja magnitud de los eventos, registrándose los eventos más cercanos a las estaciones sísmicas, y por el umbral de detección no uniforme de las redes desplegadas en las diferentes campañas, que además han estado formado por distinto número de estaciones, diferente apertura, y diferente localización (Ibáñez *et al.*, 2003a).

4. ESTRUCTURA SUPERFICIAL DE ISLA DECEPCIÓN.

La variabilidad en la actividad sísmica, su localización, la ocurrencia de los enjambres sísmicos de terremotos VT, de eventos LP y tremor, muestra un

complejo patrón estructural en el que se están produciendo diferentes procesos. Así, uno de los modelos que explican la fuente de la sismicidad en este volcán están basados en la presencia de cavidades rellenas de fluidos, zonas de fragilidad, y variaciones de presión. Otros modelos incluyen intrusiones magmáticas, mientras que otros invocan a efectos hidrotermales. Todos ellos ponen en evidencia un medio con unas características capaces de modificar al campo de onda sísmica, tanto en su trayectoria como en su energía, tal y como se indica en los dos siguientes apartados.

4.A. ESTRUCTURA DE VELOCIDAD.

Las dos antenas sísmicas desplegadas en la campaña 1998-1999 se situaron en las zonas de bahía Fumarolas y Obsidianas (antenas FUMs y OBS en la figura 3.10), a una distancia de unos 2 km, con el fin de comparar la sismicidad en dos zonas diferentes de Isla Decepción e implementar la técnica de la localización cruzada mediante antenas múltiples (ver por ejemplo Almendros *et al.*, 2001; La Rocca *et al.*, 2000). Cada antena es capaz de proporcionar una estimación de la localización de terremotos locales o regionales. Sin embargo, las localizaciones de ocho terremotos regionales ocurridos en esta campaña, determinados independientemente en cada antena, no coincidían. Para resolver este problema se requería un conocimiento más detallado de la estructura de velocidad bajo las dos antenas. Saccorotti *et al.* (2001) estudiaron las propiedades de dispersión de las ondas Rayleigh, según el método de Aki (Aki, 1957), 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 antenas FUMs y OBS (línea discontinua en la figura 3.12). Por lo tanto, la antena sísmica FUMs, al oeste de

la fractura, está situada sobre el antiguo edificio volcánico, mientras que la antena sísmica OBS, al este de la fractura, se encuentra sobre la parte del colapso de la caldera, que sucesivamente ha sido rellenada por depósitos volcánicos y marinos. Por tanto, la estructura de velocidad al oeste y este de la fractura tiene que ser muy diferente, tal y como se ha observado en los lugares de las antenas sísmicas FUMs y OBS, respectivamente. El efecto de la diferente estructura de velocidad bajo las dos antenas podría explicar la incompatibilidad en las localizaciones que proporcionan. Como se muestra en la figura 3.12, un terremoto originado al SE de la antena sísmica OBS se refracta en la discontinuidad y en la antena OBS se observa que procede de una dirección opuesta a la real.

Del trabajo realizado por Saccorotti *et al.* (2001) se extraen algunas conclusiones a tener en cuenta en el estudio de atenuación que se ha realizado con los terremotos registrados en el mismo período de tiempo que estuvieron instaladas las antenas FUMs y OBS (1998-1999):

1. Una consecuencia inmediata del efecto que se observa en la antena OBS, es que los sismogramas de los terremotos registrados por esta antena no van a ser usados en el estudio de atenuación que se presenta en este capítulo, limitando el análisis a los terremotos registrados en la antena FUMs.
2. El modelo de velocidad propuesto por Saccorotti *et al.* (2001) para las rocas de edad posterior al supuesto colapso, muestra una velocidad muy baja en los primeros 500 m de profundidad, y más aún en los primeros 100 m. Este medio de tan baja velocidad es poco compacto y está constituido por sedimentos volcánicos y marinos, por lo que es de esperar que produzca una fuerte atenuación de las ondas sísmicas.
3. Existen discontinuidades en el medio de propagación que afectarán profundamente a la propagación de la energía sísmica.

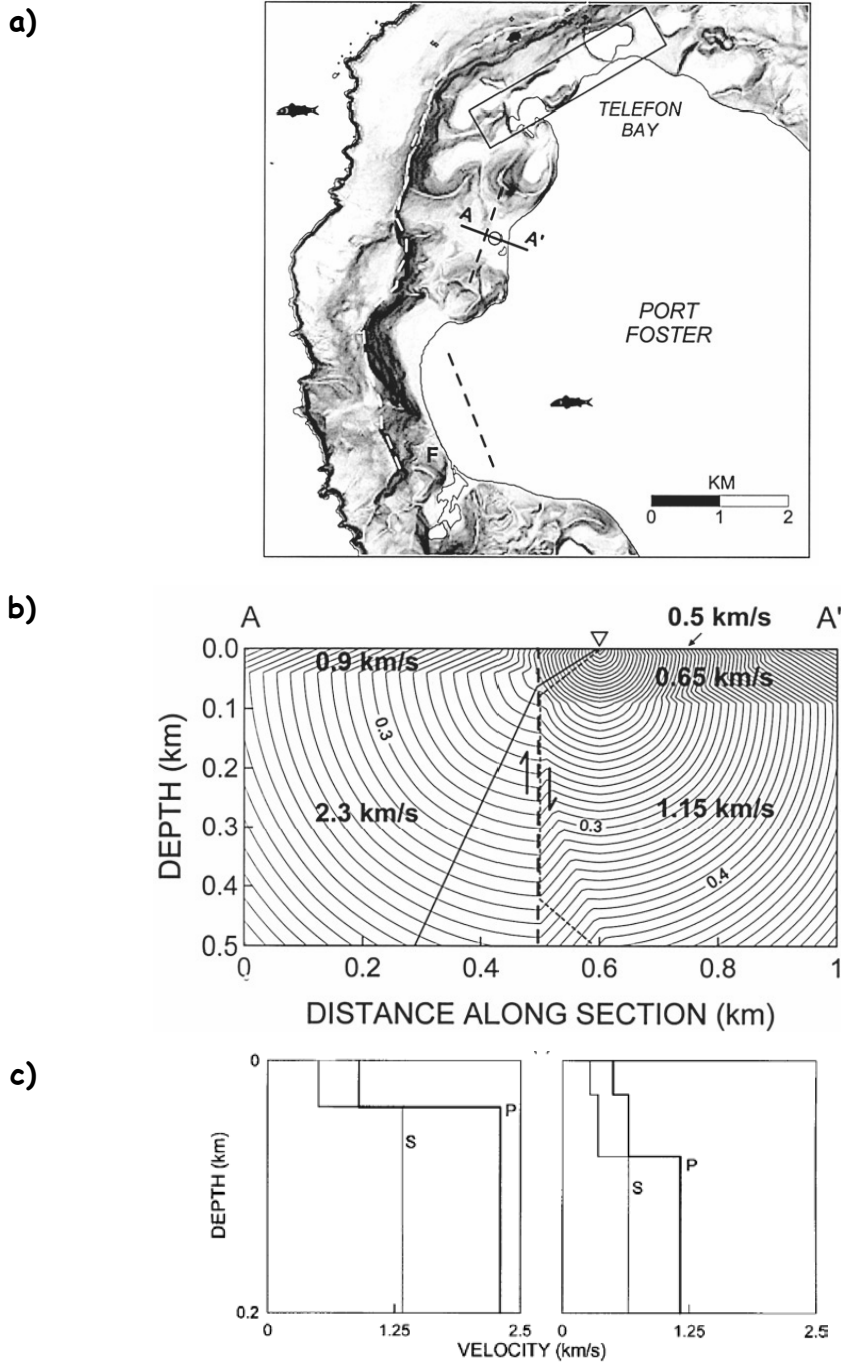


Figura 3.12. (a) Localización de las antenas sísmicas FUMs y OBS en Isla Decepción. Las líneas discontinuas representan la posición de una posible falla circular relacionada con el colapso de la caldera. La línea AA' atraviesa esta falla y marca el perfil a través del cual pasa la sección transversal detallada en la figura inferior. (b) Sección vertical que muestra la propagación de los frentes de onda a lo largo del perfil AA'. El triángulo representa la posición de la antena sísmica OBS. Los números en negrita indican la velocidad de las ondas P. Las líneas curvas corresponden a los frentes de onda para una fuente localizada en el centro de la antena, representados a intervalos de 0.01 s. Las líneas rectas continua y discontinua representan rayos sísmicos que salen de la fuente con ángulos similares pero que debido al contraste lateral de velocidad acaban propagándose en direcciones opuestas. (c) Estructura de velocidad para las ondas P y S bajo la antena FUMs (izquierda) y OBS (derecha) en los primeros 200 m de profundidad.

4.B. ESTUDIOS PREVIOS DE ATENUACIÓN.

En las campañas en las que se ha 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 sísmica. Vila *et al.* (1995) estudiaron la atenuación a partir del decaimiento de la envolvente de las ondas coda, usando 28 terremotos registrados por 4 estaciones situadas alrededor de Port Foster, con una distancia entre ellas menores de 10 km. El factor Q_c fue determinado en el rango de frecuencias entre 2.5 y 16 Hz, y a partir del modelo de *scattering* simple e isotrópico desarrollado por Sato (Sato, 1977b), que tiene en cuenta la distancia entre la fuente y el receptor. Observaron que los valores del factor Q_c dependen de la trayectoria seguida, y encontraron tres 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 (expresión [2.39]) era diferente (ver tabla 3.1)

Zona	$Q_c = Q_0 \cdot f^n$
Lado oeste	$Q_c = 13.1 \cdot f^{1.45}$
Interior de la bahía	$Q_c = 5.9 \cdot f^{1.78}$
Lado este	$Q_c = 17.8 \cdot f^{0.95}$
Valor promedio	$Q_c = 10.6 \cdot f^{1.36}$

Tabla 3.1. Dependencia de Q_c con la frecuencia en tres zonas de Isla Decepción y la dependencia global en toda la isla.

Además, definieron un patrón de variaciones laterales de Q_0 mostrando, que el valor mínimo de Q_0 se localizaba próximo al lugar de las últimas erupciones y que coincidía con la zona donde Ortiz *et al.* (1992) encontraron a partir de datos gravimétricos y magnéticos una distribución superficial de masa de baja densidad. Además esta zona muestra anomalías térmicas y emisiones de fumarolas (Ramos *et al.*, 1990).

Vila *et al.* (1995) explicaron los valores extremadamente altos de atenuación teniendo en cuenta aspectos de la geología de Isla Decepción, como son, el alto grado de fracturación que presenta Isla Decepción y la composición de la estructura más superficial por rocas alteradas hidrotérmicamente.

5. LA CRISIS SÍSMICA DE 1999.

Los datos usados en este trabajo se registraron en el volcán Isla Decepción durante la campaña estival de 1998-1999. En esta campaña se desplegaron dos antenas sísmicas (FUMs y OBS en la figura 3.10). Debido al fuerte contraste de velocidad que existe en el lugar donde se instaló la antena OBS, en este trabajo se van a utilizar los datos registrados en la antena sísmica FUMs, desplegada en el extremo meridional de la bahía de Fumarolas, cerca del sistema de fumarolas más activo de la isla.

La apertura de esta antena era de 240 m con las estaciones dispuestas en dos semicírculos concéntricos, uno de radio 120 m y el otro de radio 60 m (en la figura 3.10 se muestra la localización de la antena sísmica (FUMs) en Isla Decepción, y en la figura 3.13(a) un detalle de la misma). La distancia angular entre las estaciones del semicírculo externo era de 45° y de 60° para las estaciones en el semicírculo interno. La antena estaba formada por tres sensores de tres componentes Mark Products L-4, que tienen una frecuencia natural de 1 Hz, y siete sensores verticales Mark Products L-15, con la respuesta ampliada a 1 Hz (Saccorotti *et al.* 2001, Ibáñez *et al.* 2003b). La función de transferencia de estos sensores se muestra en la figura 3.13(b). La antena sísmica estaba equipada con dos sistemas de adquisición de datos (SAD) con un total de 16 canales de registro: 7 correspondientes a 7 sensores verticales, y 9 ocupados por los tres sensores de tres componentes. La

frecuencia de muestreo de la señal era de 200 muestras/s, y el tiempo absoluto de cada registro se conseguía sincronizando con el código de tiempo de GPS.

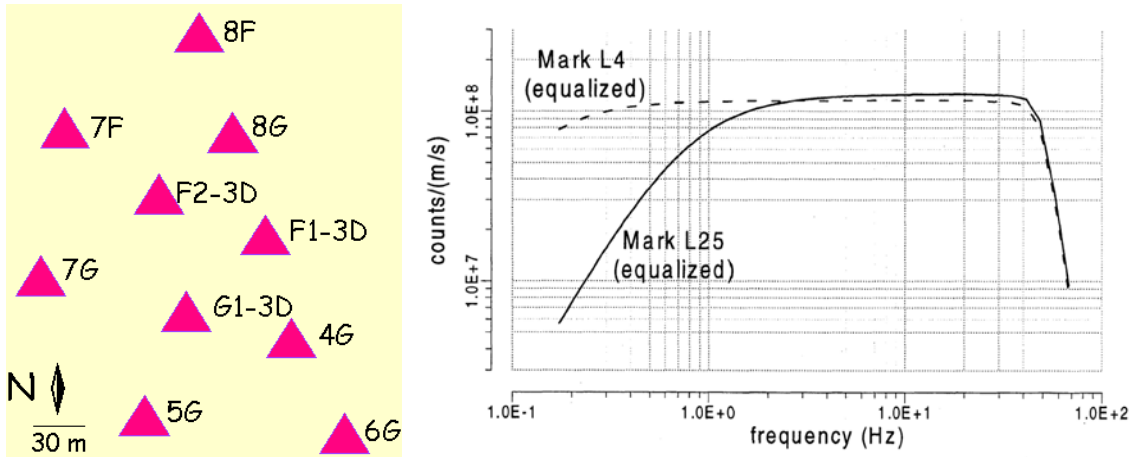


Figura 3.13. a) Distribución espacial de las estaciones (triángulos) que forman la antena sísmica FUMs durante la campaña 1998-1999. El código de la estación se especifica al lado de la misma. **b)** Respuesta instrumental de los dos tipos de sensores que componen la antena.

La actividad de terremotos VT había permanecido baja desde 1992, y a lo largo de las campañas anteriores al año 1999 (ver figura 3.8). Sin embargo, este patrón cambió repentinamente el 4 de enero de 1999, cuando se registró un aumento significativo del número de terremotos VT. La actividad máxima se alcanzó alrededor del 20 de enero, con la ocurrencia de 80 terremotos VT por día. Al final de la campaña de campo, el 25 de Febrero, la actividad sísmica seguía siendo alta, detectándose algunos días más de 50 terremotos. Al cierre de la campaña antártica se instaló un sismómetro cerca de la base española, que registró durante dos meses más. En estos registros se ha observado que la actividad sísmica empezó a disminuir en Marzo, pero a finales de este mes se produjo un nuevo incremento de la misma (figura 3.14). En total, en esta campaña se registraron más de 3000 eventos entre terremotos VT y LP, y dos de los terremotos VT fueron sentidos por el personal que trabajaba en la isla. El primero el 11 de Enero, y el segundo el 20 de Enero, con magnitudes de 2.9 y 3.4, respectivamente.

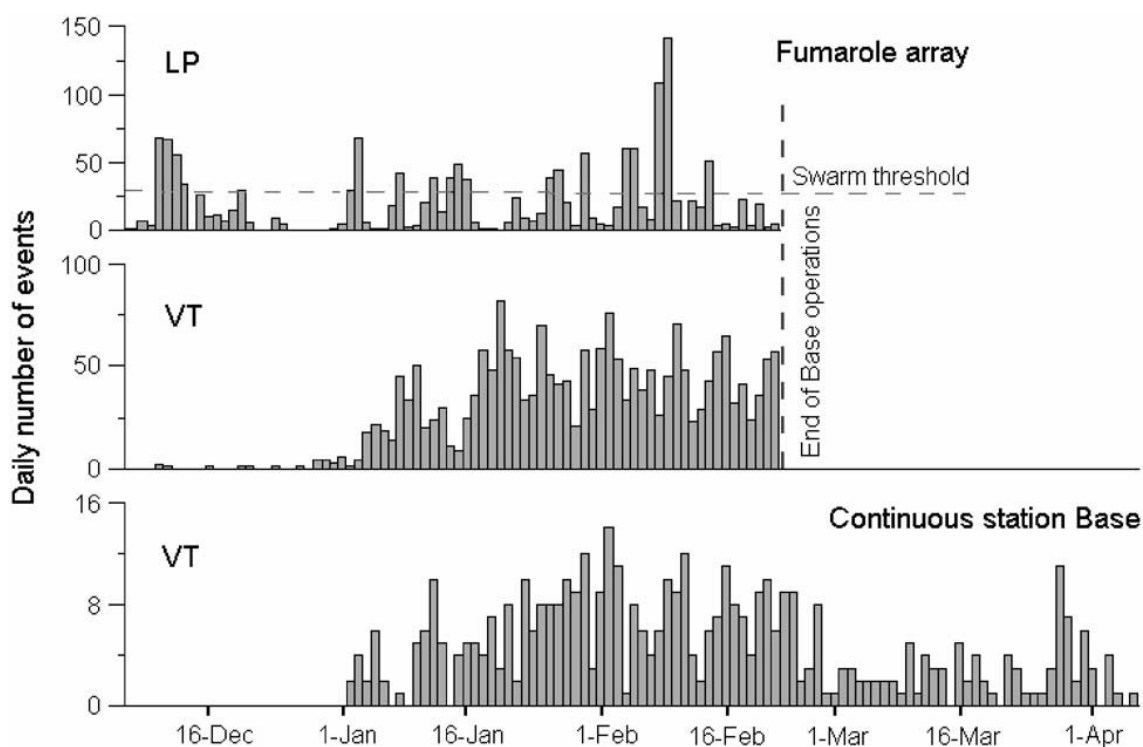


Figura 3.14. Histograma del número diario de eventos LP (arriba), terremotos VT por día (centro) en la antena sísmica FUMs, y de terremotos VT (abajo) en una estación de registro continua instalada en la base desde Diciembre de 1998 hasta Abril de 1999. (Ibáñez *et al.* 2003a).

La sismicidad de eventos LP consistió en ciclos de varios de días de duración en los que alternaban la ocurrencia de eventos LP con días de calma en los que apenas se producían eventos LP. Este patrón de sismicidad de eventos LP fue considerado normal al ser muy similar al detectado en otras campañas en este volcán.

De todo el conjunto de terremotos VT se seleccionó un conjunto de 1500, de tal manera que la razón señal/ruido del primer pulso de la P fuera óptima. Ibáñez *et al.* (2003b) estimaron el azimut hacia la fuente y la lentitud aparente utilizando las técnicas de antenas sísmicas (Del Pezzo *et al.*, 1997; Almendros *et al.* 1997, 1999; Ibáñez *et al.*, 2000). El análisis se realizó en tres bandas de frecuencia: 1-3 Hz, 4-8 Hz y 8-12 Hz. Para cada terremoto se seleccionó la lentitud y el azimut que proporcionara los valores más altos de MACC (correlación cruzada promedio máxima) correspondientes a llegadas de ondas P. Para evitar incertidumbres asociadas a llegadas poco claras de la fase P se

impuso un umbral de *MACC* de 0.5, reduciéndose el conjunto inicial a 863 terremotos VT (Ibáñez *et al.* 2003b).

Para determinar las localizaciones de los hipocentros de los terremotos VT seleccionados, Ibáñez *et al.* (2003a) midieron además la diferencia S-P. Esta diferencia de tiempo entre las llegadas de la onda S y la onda P determina la distancia a la fuente, mientras que el azimut y la lentitud aparente proporcionan la dirección hacia la fuente y el ángulo de incidencia, respectivamente. Usando la técnica de trazado de rayo inverso a través del modelo de velocidad para Isla Decepción, los autores obtuvieron las posiciones de los epicentros (figura 3.15), concentrándose la mayor parte de la sismicidad en el interior de Port Foster.

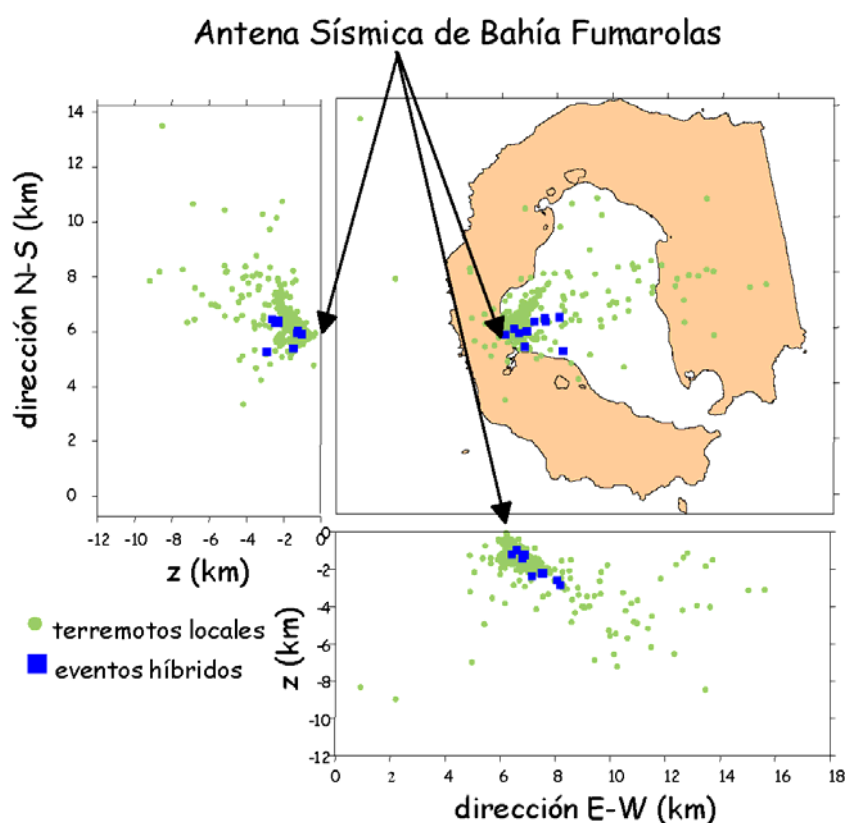


Figura 3.15. En la figura central se muestra la distribución epicentral de los eventos de la serie sísmica. En la figura izquierda e inferior se muestra, respectivamente, la proyección de toda la distribución de hipocentros en secciones transversales con dirección N-S y E-W, (Ibáñez *et al.* 2003b).

Los errores en las localizaciones fueron calculados a partir de los errores en los parámetros de la antena sísmica y el tiempo S-P (alrededor de ± 0.05 s), siendo los errores medios en la lentitud aparente y azimut del orden del $\pm 10\%$ y $\pm 7^\circ$, respectivamente.

La distancia hipocentral de los terremotos no supera los 15 km, respecto la posición de la antena (figura 3.16(a)), y la gran mayoría se concentra en los primeros 2 km de profundidad (figura 3.16(b)) hacia la dirección NE (figura 3.15). El principal grupo de terremotos se distribuye en dos regiones (figura 3.15). La primera se extiende alrededor de 3 km en una dirección aproximada de 45° N, y con profundidades focales entre 1 y 4 km. El segundo grupo es más grande y difuso, y se extiende hacia 80° N.

La magnitud momento de los terremotos de esta serie varía entre -0.8 y 3.4, si bien la mayoría se encuentran en el rango entre 0.0 y 2.0 (figura 3.16(c)). Excepto para los dos terremotos más grandes registrados, la distribución de la magnitud a lo largo de toda la serie permanecía estable. Havskov *et al.* (2003) calcularon la caída de esfuerzos a partir del análisis de la magnitud, y la frecuencia esquina. Los valores obtenidos de la caída de esfuerzos son muy bajos y se concentran entre 0.1 y 4 bar (figura 3.16(d)), mientras que los valores de la frecuencia esquina varían entre 3 y 40 Hz, teniendo la mayor parte de ellos (79%), valores de frecuencia de esquina mayor o igual a 10 Hz (figura 3.16(e)).

Ibáñez *et al.* (2003b) estimaron el tamaño de la fuente de los terremotos VT aplicando el modelo de Brune (Brune, 1970) y el de Madariaga (Madariaga, 1977). Los tamaños obtenidos con cada uno de ellos son están entre 10 y 200 m con el modelo de Brune, y entre 5 y 120 m usando el modelo de Madariaga. Aunque estos dos resultados son diferentes, ambos muestran que las dimensiones de las fracturas que han originado los terremotos son muy pequeñas. Además según la distribución de los epicentros, estas fracturas se

encuentran concentradas en un volumen muy pequeño en las capas más superficiales de la corteza. Combinando este resultado junto con la estructura más superficial de velocidad obtenida por Saccorotti *et al.* (2001), las dimensiones de estas fracturas son del orden de las longitudes de onda sísmicas, por lo que es de esperar una redistribución de la energía sísmica por procesos de *scattering*.

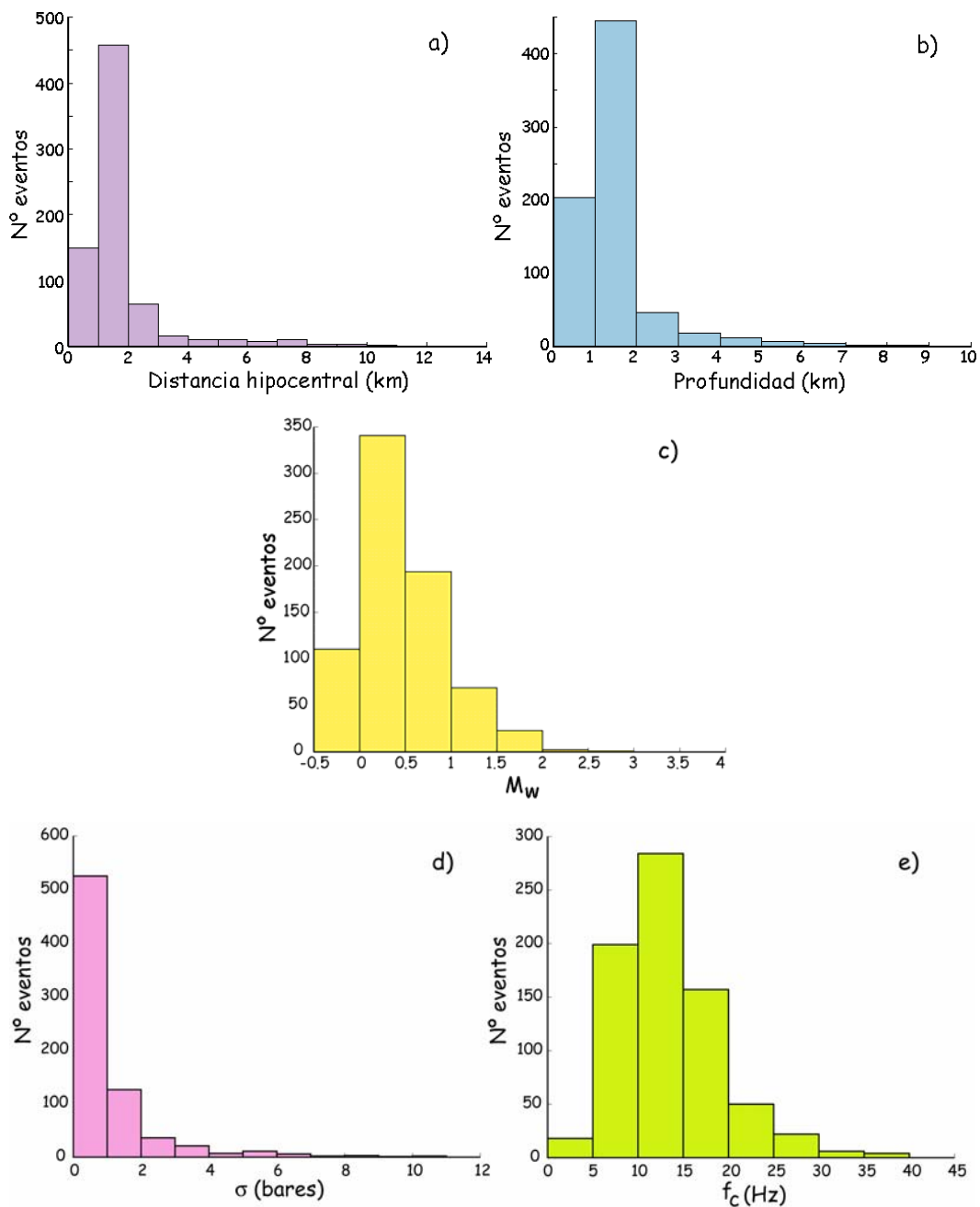


Figura 3.16. Histogramas de la (a) distancia hipocentral; (b) profundidad; (c) magnitud momento (M_w); (d) caída de esfuerzos y (e) frecuencia de esquina (f_c).

5.A. SELECCIÓN DE LOS DATOS.

La primera selección de los datos para el análisis de atenuación se ha realizado visualmente, eliminado aquellos registros que estuvieran saturados o con un nivel de ruido muy alto (figura 3.17), por lo que el conjunto de terremotos se ha reducido de 863 a 741.

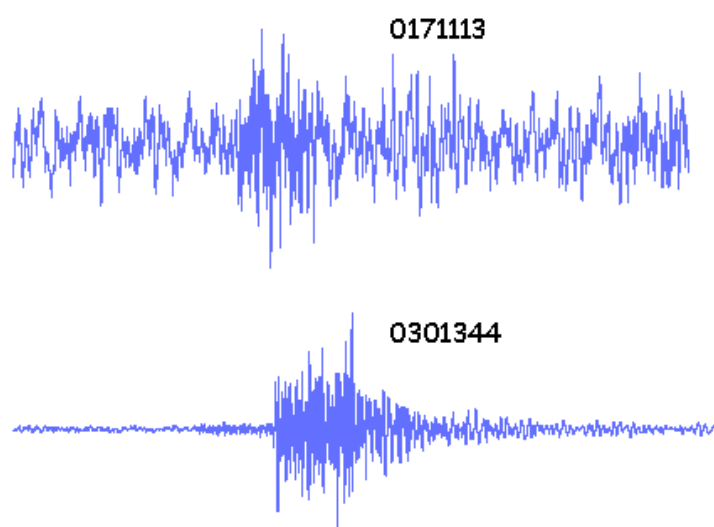


Figura 3.17. Ejemplo de dos sismogramas registrados en la estación 6G, con una relación señal/ruido baja (**arriba**); y elevada (**abajo**).

En este estudio de atenuación se han usado los registros de una sola estación, puesto que la separación entre las estaciones que componen la antena sísmica era menor o del orden de la longitud de onda usada. Cuando el método aplicado requiere el uso de sismogramas en la componente vertical se ha utilizado los registros de la estación 6G (figura 3.13), mientras que si se necesitan usar los sismogramas de las tres componentes se ha optado por los registros de la estación F1-3D (figura 3.13), ya que la relación señal/ruido en estas estaciones era la mejor.

Las velocidades de las ondas P y S que se han usado en este estudio (tabla 3.2), se obtienen a partir del modelo derivado de *Grad et al.* (1993) y *Ortiz et al.* (1997). Este modelo de velocidad ya ha sido usado en estudios de modelización de la fuente realizados en la zona (*Ibáñez et al.*, 2000).

z (km)	v_P (km/s)	v_P/v_S
0.02	0.5	1.43
0.57	1.5	1.60
1.41	1.8	1.65
6.00	4.5	1.73
12.00	6.0	1.73
∞	8.0	1.73

Tabla 3.2: Estructura de velocidad para Isla Decepción. *z*, es la profundidad del fondo de cada capa, *v_P* es la velocidad de la onda P, *v_S* es la velocidad de la onda S.

Algunos de los análisis de atenuación que se van a aplicar consideran que la onda sísmica se propaga por un medio homogéneo con heterogeneidades distribuidas aleatoriamente, y calculan la atenuación promedio, sin realizar ningún tipo de discretización del medio. Por esta razón, se ha optado por considerar el medio como homogéneo, con una velocidad que será igual a la velocidad promedio en función de la profundidad considerada. Esto es, para calcular la velocidad promedio se usará una media ponderada de la inversa de la velocidad con el espesor de la capa. Se ha usado la inversa de la velocidad, porque la onda sísmica permanece más tiempo en las capas de baja velocidad, por lo que es más susceptible de sufrir mayor atenuación en estas capas, y por tanto estas velocidades deben de pesar más que las velocidades más altas. Por esta misma razón tenemos también en cuenta el espesor de la capa al promediar, porque al ser las capas de diferente espesor no contribuyen por igual a la velocidad promedio de la onda. Por tanto, el valor promedio de la velocidad de las ondas sísmicas en un volumen dado dependerá de su profundidad máxima, y será proporcionada para cada caso particular. Por ejemplo, en la figura 3.18, se

supone un medio en el que existen n capas y un terremoto con su hipocentro en la capa m-ésima a una profundidad h de la superficie.

capa 1		h_0
		h_1, v_1
capa 2		h_2, v_2
capa 3		h_3, v_3
capa 4		h_4, v_4
capa m	★ (h, v)	h_m, v_m
capa m+1		h_{m+1}, v_{m+1}
capa n-1		h_{n-1}, v_{n-1}
capa n		h_n, v_n

Figura 3.18. Esquema de un medio formado por n capas de diferente espesor. El hipocentro del terremoto se ha situado a una profundidad h de la superficie.

La velocidad promedio (v_p o v_s) del volumen de medio asociado a esta profundidad h vendrá dada por la expresión [3.1]:

$$\frac{1}{v} = \frac{1}{h} \left(\sum_{i=1}^{m-1} \frac{h_i - h_{i-1}}{v_i} + \frac{h - h_{m-1}}{v_m} \right) \quad [3.1]$$

donde $h_0=0$ y h_i-h_{i-1} es el espesor de cada capa, pues el origen de medida de la profundidad se sitúa en la superficie. El error de la estimación de velocidad se calculará por una propagación de errores cuadrática media y considerando que el error de las variables que se utilizan viene dado por su última cifra significativa. Aplicando la expresión [3.1], y considerando el modelo de velocidad dado en la tabla 3.2, se puede calcular las velocidades promedio de las ondas P y S, correspondientes a un volumen de profundidad h. En la tabla 3.3 se muestran algunos ejemplos.

h (km)	v_p (km/s)	v_s (km/s)
1.2	1.6 ± 0.5	1.0 ± 0.3
2	2.0 ± 0.4	1.2 ± 0.3
7	3.7 ± 0.4	2.20 ± 0.23

Tabla 3.3. Ejemplos de v_p y v_s calculados para diferentes valores de la profundidad (h).

Para delimitar el rango de frecuencias en el que se va a estudiar la atenuación, se analiza la relación señal/ruido. Se considera una muestra de terremotos en un rango de distancias y se compara la amplitud espectral del ruido pre-evento con las amplitudes espectrales de las ondas P, S y coda. En la figura 3.19 se muestran ejemplos de dos terremotos a una distancia hipocentral menor de 4 km, y magnitud momento de 0.0 y 1.0.

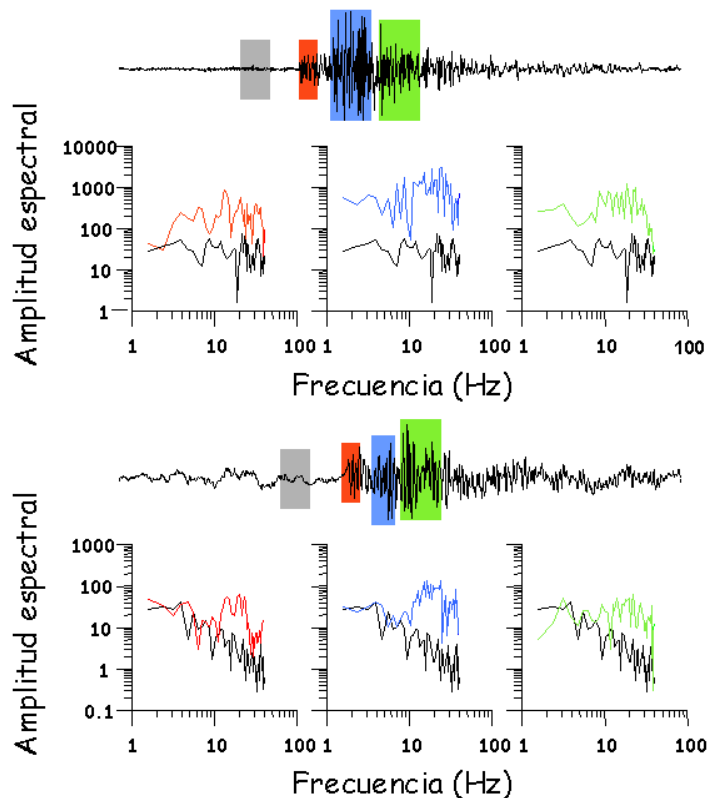


Figura 3.19. Comparación del espectro de la onda P (rojo), S (azul) y coda (verde) con el espectro del ruido (negro), para dos terremotos con magnitud 0.0 (arriba) y 1.0 (abajo).

En esta figura se puede observar que la banda de frecuencias más estable para este análisis se encuentra entre 4 y 30 Hz. Por debajo de 4 Hz, la contribución del ruido de fondo es tan alta que la amplitud espectral del ruido pre-evento es comparable a la amplitud espectral de un terremoto de magnitud momento 1.0. La fuente de este ruido de baja frecuencia es la combinación del ruido oceánico y del tremor volcánico (Ibáñez *et al.*, 2000). Para frecuencias superiores a 30 Hz el valor de la relación señal/ruido es muy bajo, por lo que nuestro análisis sobre la atenuación en Isla Decepción, se centrará en la banda de frecuencia entre 4 y 30 Hz.

6. ANÁLISIS DE ATENUACIÓN.

En este apartado se van a presentar la aplicación de diferentes métodos, así como los resultados obtenidos, para evaluar la atenuación sísmica en la zona implicada. En la figura 3.15, se puede observar claramente la región a estudiar, que se extiende desde bahía Fumarolas hasta el interior Port Foster, siguiendo la principal dirección tectónica.

Se comenzará con el método espectral aplicado a las ondas P y S y del ensanchamiento del pulso aplicado a la onda P. Seguidamente, se evaluará la atenuación de las ondas coda con el método SBS, y después se determinará la atenuación de la onda S en función de la frecuencia, obtenida con el método de normalización de la coda. Para finalizar, se estimará la atenuación intrínseca y por procesos de *scattering*, usando para ello la atenuación calculado para la onda S y ondas coda.

6.A. MÉTODO DEL DECAIMIENTO ESPECTRAL PARA $f < f_c$.

Antes de exponer el proceso seguido para obtener los resultados, se van a comentar algunas consideraciones realizadas previas a la aplicación del método:

1. El procedimiento seguido para las ondas P y S fue el mismo. La única diferencia radica en que el espectro de las ondas P ha sido calculado a partir de los sismogramas registrados en la estación 6G y los espectros de la onda S se han calculado para sus tres componentes:
2. El intervalo de frecuencia usado en este estudio ha sido entre 4 y 15 Hz. Para aplicar este método sólo se necesita la parte del espectro para frecuencias menores de la frecuencia de esquina, siendo aconsejable no usar frecuencias próximas a la frecuencia de esquina para evitar utilizar el inicio del decaimiento del espectro. Según este criterio y teniendo en cuenta que la mayor parte de los terremotos de esta serie tienen valores de frecuencia de esquina próximos a 15 Hz (figura 3.16(d)), se ha tomado este valor como límite superior. El valor del límite inferior ha sido explicado en el apartado 5.A de este mismo capítulo.
3. La amplitud espectral ($A_{ij}(f, t_{ij})$) fue calculada para cada uno de los sismogramas, en una ventana de 0.5 segundos a partir de la llegada de la fase directa. Cada punto de la ventana debía de tener una relación señal/ruido mayor de 2. Para la onda P, todos los terremotos con un tiempo S-P menores de 0.5 segundos eran descartados del análisis, para que el espectro de la onda P no esté contaminado de ondas S. Sin embargo, para la onda S el tamaño de la ventana no implicó ninguna restricción adicional.

Una vez tenidos en cuenta estos tres puntos, se procede a presentar el proceso seguido, así como los resultados que de él se han extraído tanto para la onda P como para la onda S.

El análisis espectral de la atenuación se ha realizado usando el *software* SEISAN (Havskov y Ottemöller, 1999). Una vez que fue seleccionado el intervalo de frecuencia de trabajo y los terremotos a usar, se obtuvieron para la onda P y S, los espectros experimentales y la desviación de éstos respecto de un espectro teórico calculado según un modelo de medio supuesto. Esta desviación se corresponde con la pendiente de la recta dada por la ecuación [2.8]. Un ejemplo de estos espectros para una muestra de terremotos se muestra en la figura 3.20.

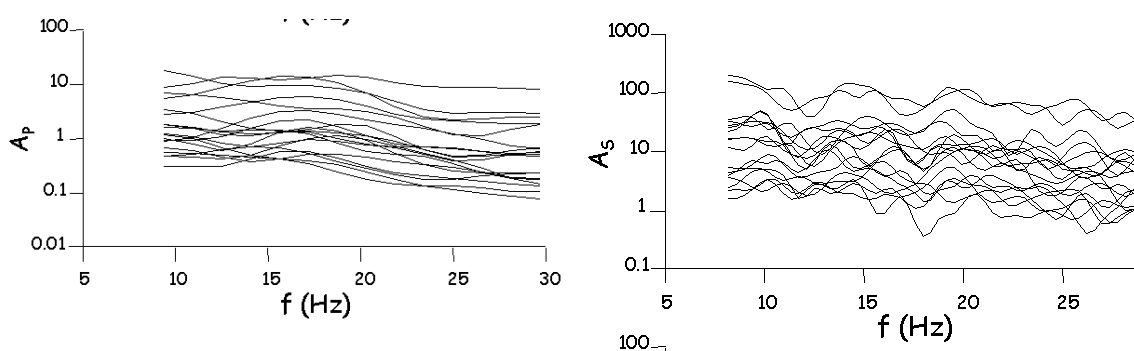


Figura 3.20. Espectros experimentales para la onda S (arriba) y P (abajo) para frecuencias menores que la frecuencia esquina. A_S y A_P representan el logaritmo de la amplitud espectral. Como puede observarse, en este rango de frecuencias, la amplitud espectral disminuye ligeramente con la frecuencia.

Una vez calculados los espectros experimentales para frecuencias menores de la frecuencia de esquina, se ha realizado una revisión de los mismos, comprobándose la existencia de espectros que presentan una disminución esperada de la amplitud con la frecuencia (figura 3.20), mientras que en otros se observa un comportamiento (abombamiento) anómalo para frecuencias menores de la frecuencia de esquina (ver figura 3.21).

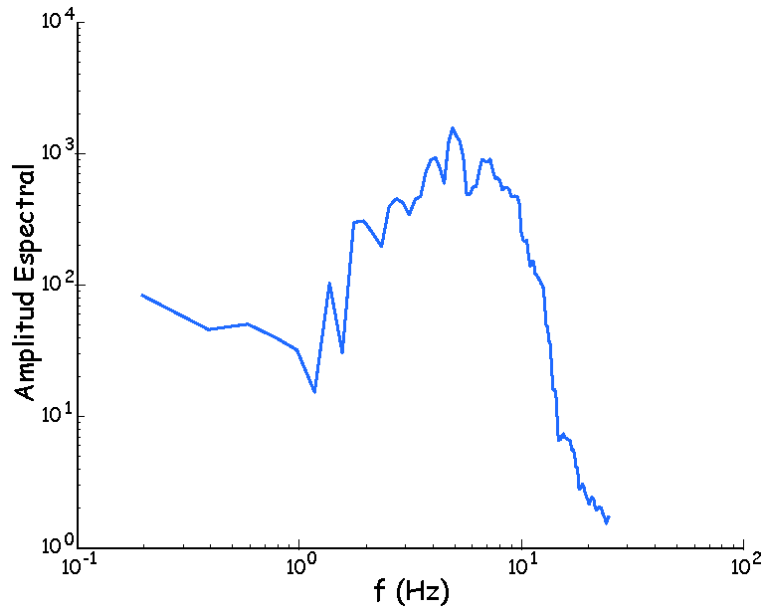


Figura 3.21. Espectro anómalo de un terremoto VT generado en Isla Decepción el 18 de Enero de 1999 a las 15:02:37.1 y localizado a 62.969°S 60.702°W.

Este efecto anómalo podría ser debido: 1) a la geología local; 2) a que las trayectorias de estos eventos intercepten algún cuerpo anómalo; 3) a efectos de la fuente. Dado el interés de este comportamiento, es conveniente comentar cada una de esta hipótesis:

1. Si fuera la geología local la responsable de este abombamiento de los espectros, afectaría por igual a todos los sismogramas, y no sólo a algunos terremotos.
2. Si se representa la distribución espacial de los epicentros de los terremotos cuyos espectros presentan abombamiento (figura 3.22) se observa que no presentan una distribución preferente, sino que se encuentran repartidos en todo el medio. Esta distribución aleatoria no es compatible con la idea de que la causa del abombamiento fuera que los terremotos se generan en zonas anómalas o que éstos atraviesan algún cuerpo anómalo en su recorrido.
3. Estas observaciones sugieren que la causa más probable de este abombamiento anómalo fuera debido a que la fuente de estos terremotos

no se puede representar con el modelo de Brune (Brune, 1970), que es el modelo de fuente supuesto con este método. Por tanto, debido a que la fuente de estos terremotos no se comporta como una fuente de doble par, sus espectros no se han tenido en cuenta en el cálculo de la atenuación, ya que son incompatibles con el método usado.

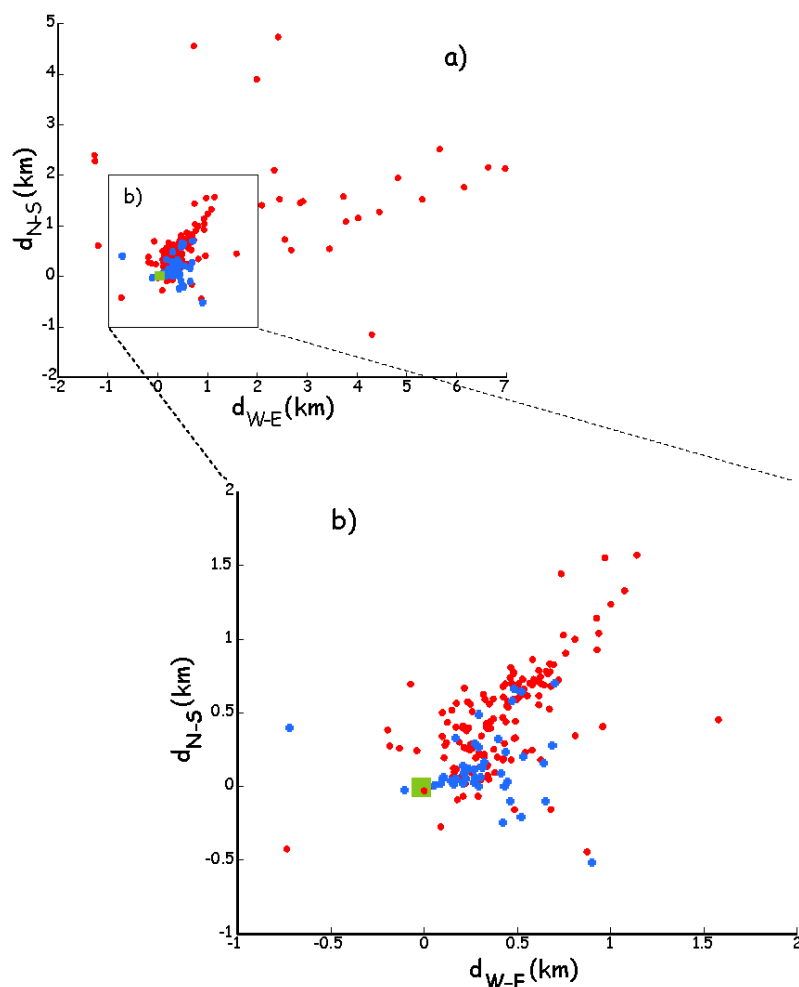


Figura 3.22. Localización de los terremotos VT cuyos espectros presentan para frecuencias menores que la frecuencia esquina una disminución de la amplitud espectral (rojo) o un comportamiento anómalo (azul) de la misma. El cuadrado verde representa la posición de la antena sísmica.

Una vez que se aplicaron todas las restricciones descritas al conjunto de terremotos, se calculó el factor t_{ij}/Q_{ij} de la expresión [2.8] para cada uno de los terremotos seleccionados, aplicando un ajuste por mínimos cuadrados, tal y como se ha descrito en el apartado 2.B.1. del capítulo 2. Los ajustes con

coeficiente de correlación menor de 0.9 han sido descartados, ya que el número de eventos con coeficiente mayor de 0.9 era estadísticamente significativo, no necesitando incluir datos de calidad inferior: 185 eventos para la onda P; 190 para la componente vertical de la onda S, 242 y 209 para la componente este-oeste y norte-sur de la onda S, respectivamente.

Para cada terremoto i , y tipo de onda se estimó el valor Q_{ij} . Finalmente, se realizó un promedio sobre todos los eventos de i y se obtuvo el valor promedio del cociente t/Q y del factor Q para cada onda. Los resultados se presentan en la tabla 3.4.

Tipo de onda		t/Q	Q	N
	onda P	0.045 ± 0.021	$Q_p=12 \pm 4$	185
	componente V	0.044 ± 0.024	$Q_\beta=34 \pm 11$	183
onda S	componente E	0.057 ± 0.022	$Q_\beta=39 \pm 12$	242
	componente N	0.054 ± 0.020	$Q_\beta=37 \pm 11$	209

Tabla 3.4. Valores del factor Q obtenidos por el método espectral para la onda P (Q_p) y S (Q_β).

Como se puede observar, los valores del factor Q obtenidos para los dos tipos de ondas son muy bajos, reflejando que la zona oeste de Port Foster atenúa fuertemente a las ondas P y S. Los valores calculados de Q_β , utilizando las diferentes componentes de la onda S, no presentan ninguna diferencia estadísticamente significativa, mostrando que el valor del factor Q_β puede ser calculado con cualquiera de las componentes de la onda S.

6.B. ENSANCHAMIENTO DEL PRIMER PULSO DE LA ONDA P.

Con este método se ha estimado la atenuación del medio a partir de la medida de la duración del pulso de la onda interna, P. Como ya se ha explicado en el capítulo 2 (sección 2.A), el método se basa en la aplicación de la ecuación [2.2], que también puede ser expresada en función de la distancia hipocentral (d) en vez del tiempo de propagación (t), que evaluada para el terremoto i registrado en la estación j, resulta:

$$w_{ij}^P = w_{ij,0}^P + C_w \frac{d_{ij}}{v_p \cdot Q_p} \quad [3.2]$$

donde v_p es la velocidad de propagación de la onda P a través de un medio homogéneo, el subíndice o superíndice P indica el tipo de onda al que se refiere la magnitud y los subíndices i y j representan a cada terremoto y estación, respectivamente.

Hay que tener presente que la ecuación [3.2] no es válida para cualquier valor de w^P . La medida w^P está limitada inferiormente por la frecuencia de muestreo y superiormente por la frecuencia equivalente a la longitud de onda mínima que se puede medir. De tal manera, que antes de aplicar la ecuación [3.2] se tendrán que determinar estos límites:

a) El límite inferior en la medida de w va a depender del algoritmo usado para medir el ancho del pulso y de la frecuencia de muestreo de la estación de registro. El método empleado en este análisis considera los pulsos definidos por 4 o más muestras. Por tanto, la medida del pulso más pequeño será:

$$w_{\min}^P = 4 \frac{1}{f_{\text{sam}}} \quad [3.3]$$

donde N_i es la muestra donde inicia el pulso.

La frecuencia de muestreo de las estaciones usadas es 200 muestras/s, por lo que $w_{\min}^P = 0.02$ s. Esto significa que con esta frecuencia de muestreo no se pueden medir pulsos más pequeños de 0.02 s, y las medidas tienen que cumplir:

$$w_{\min}^P \geq 0.02 \quad [3.4]$$

b) El límite superior es función de la distancia hipocentral. Jongmans (1991) encontró que el método solo podía ser aplicado para distancias hipocentrales (d) mayores de 1.2 veces la longitud de onda (λ). Entonces, para la longitud de onda mínima se tiene que cumplir:

$$d_{\min} > 1.2 \cdot \lambda_{\min} \quad [3.5]$$

Si se tiene en cuenta un medio homogéneo con velocidad v , se puede utilizar:

$$\lambda_{\min} \approx v \cdot (2 \cdot w_{\max}^P) \quad [3.6]$$

donde w_{\max}^P representa la medida de la duración del pulso. Dado que el algoritmo usado para medirlo no siempre coincide con el valor real del semiperíodo del pulso, la expresión [3.6] no es estrictamente una igualdad. Este hecho no afecta al cálculo del límite superior de la medida de la duración del pulso, pues el objetivo es encontrar un límite superior (ecuación [3.5]). A partir de la ecuación [3.6] se calcula la duración del pulso máxima que se podrá usar en el análisis, esto es:

$$w_{\max}^P < \frac{d_{\min}}{2.4 \cdot v} \quad [3.7]$$

donde v es la velocidad de la onda P.

El terremoto más cercano está situado a una distancia de (0.80 ± 0.15) km. El volumen de medio considerado tiene una profundidad igual a la profundidad focal máxima, 9.16 ± 0.13 km, lo que implica una velocidad promedio para la onda P, $v_p = 3.84 \pm 0.20$ km/s. Sustituyendo en la expresión [3.7], la cantidad w_{\max}^P será:

$$w_{\max}^P = 0.087 \pm 0.021 \text{ s} \quad [3.8]$$

Este límite puede variar en función del conjunto de terremotos seleccionados. En el caso de que se modifique el valor calculado inicialmente es una cota inferior por lo que las medidas realizadas seguirán siendo verificando la nueva condición.

Teniendo en cuenta que la medida w de la duración del pulso se puede aproximar con medio período, se podrá conocer la banda de frecuencia en la que están definidos los resultados que se calculen. Es decir:

$$\left[\frac{1}{2 \cdot w_{\max}^P} \quad \frac{1}{2 \cdot w_{\min}^P} \right] \quad [3.9]$$

Uniando las condiciones [3.4], [3.7] y [3.9], se obtendrá el intervalo en el que podrán variar las medidas w , así como la banda de frecuencia donde estará definida la solución obtenida:

$$0.02 \leq w_{ij}^P < 0.087 \text{ s} \quad \rightarrow \quad 6 \leq f \leq 33 \text{ Hz} \quad [3.10]$$

Una vez que se ha calculado la banda de frecuencia en la que estará definida la solución, se comienza con el proceso de medida del ancho del primer pulso, seleccionando los terremotos que para los que las medidas de w verifican las siguientes condiciones:

1. el primer pulso tiene que tener una relación señal/ruido elevada, con el fin de evitar indeterminaciones en el inicio del pulso.
2. el pulso es claro e impulsivo,
3. la medida w^p debe de cumplir la condición [3.10].

El conjunto final de los eventos seleccionados está formado por un total de 275 terremotos. Las medidas de la duración del pulso de este conjunto varían entre 0.020 y 0.072 s, siendo la mayor parte de ellas menores de 0.04 s (ver figura 3.23)

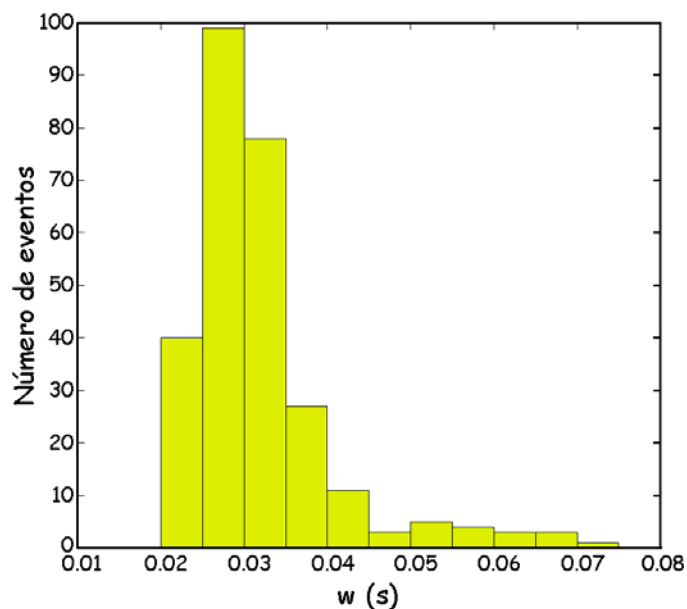


Figura 3.23. Histograma de las medidas de la duración del pulso.

La expresión en la que se basa este método (ecuación [3.2]) establece que la duración de un pulso a una distancia d_{ij} de su fuente depende no sólo del medio atravesado por la onda sísmica ($d_{ij}/(v_p \cdot Q_p)$), sino también de la duración

del pulso en la fuente ($w_{i,0}^P$) (Blair y Spathis, 1982,1984; Liu 1988; Wu y Lees, 1996). Por tanto, para obtener información sobre el medio, previamente se debe de examinar la influencia de la fuente en la duración de la medida de la duración del pulso.

Dado que el tamaño de la fuente está directamente relacionado con la magnitud momento, los efectos de la fuente en las medidas de w^P se estudiarán analizando la dependencia de w^P con la magnitud momento. Con el fin de evitar los efectos relacionados con las dimensiones de la fuente en las medidas de la duración del pulso, se han considerado intervalos de magnitud momento lo suficientemente pequeños como para considerar que estos efectos son despreciables y lo suficientemente grandes como para que el número de terremotos sea adecuado para poder estudiar la influencia del medio en el ancho del primer pulso de la onda P. Las condiciones impuestas para determinar los intervalos de magnitud han sido:

1. empíricamente para Isla Decepción, el ancho del intervalo de magnitud menor o igual a 0.3
2. el número de terremotos para analizar los efectos de la atenuación en w^P es igual o superior a 10.
3. el valor del coeficiente de correlación entre las medidas w^P y la distancia hipocentral mayor de 0.5.
4. el valor del coeficiente de correlación entre w^P y la magnitud momento menor de 0.5.

En la figura 3.24, se han representado en función de la magnitud momento, los valores de las variables que intervienen en la elección de los intervalos de magnitud momento donde se estima el factor Q_p , como son número de eventos (a), el coeficiente de correlación de la duración del pulso con la distancia hipocentral (b), el coeficiente de correlación de la duración del pulso con la magnitud momento (c), y el intervalo de distancias hipocentrales en el que

se distribuyen los terremotos de cada intervalo (d). Cuando el número de terremotos dentro de un intervalo es menor de 10 no se determina el valor de los coeficientes de correlación, por lo que para magnitudes momento menores de -0.1 y mayores de 1.6 no se muestran resultados (ver figura 3.24). En el panel e) se muestra el intervalo de frecuencias donde está definida la solución, estimado a partir de la expresión [3.9]. Finalmente, en el panel f) se presenta el valor del factor Q_p para cada uno de los intervalos de magnitud momento considerados.

Los resultados obtenidos muestran:

1. Para las magnitudes momento entre 1.1 y 1.6 se observa:
 - el número de eventos es mayor de 10,
 - el coeficiente de correlación entre la duración del pulso y la distancia hipocentral alcanza los valores más altos
 - el coeficiente de correlación entre la medida de la duración del pulso y la magnitud momento no sobrepasa 0.4
 - el rango de distancias en el que se distribuyen los terremotos es amplio.

En estos intervalos de magnitud se podrá estimar el factor Q_p .

2. Para el resto de los valores de la magnitud momento no se puede obtener el factor Q_p , ya que los valores del coeficiente de correlación entre w^p y M_w son menores de 0.5, debido fundamentalmente a que el intervalo de distancias hipocentrales en el que se distribuyen los terremotos de estos intervalos no es lo suficientemente grande para que se aprecien los efectos del medio.
3. El intervalo de frecuencia donde la solución está definida depende de los valores mínimos y máximos de la medida w^p . Los intervalos de frecuencia se calculan a partir de la expresión [3.9], y los valores para cada intervalo de magnitud se presentan en la figura 3.24(e), siendo $[9 \pm 1 \text{ } 13 \pm 2]$ Hz el intervalo de frecuencias común al intervalo de magnitud momento entre 1.1 y 1.6.

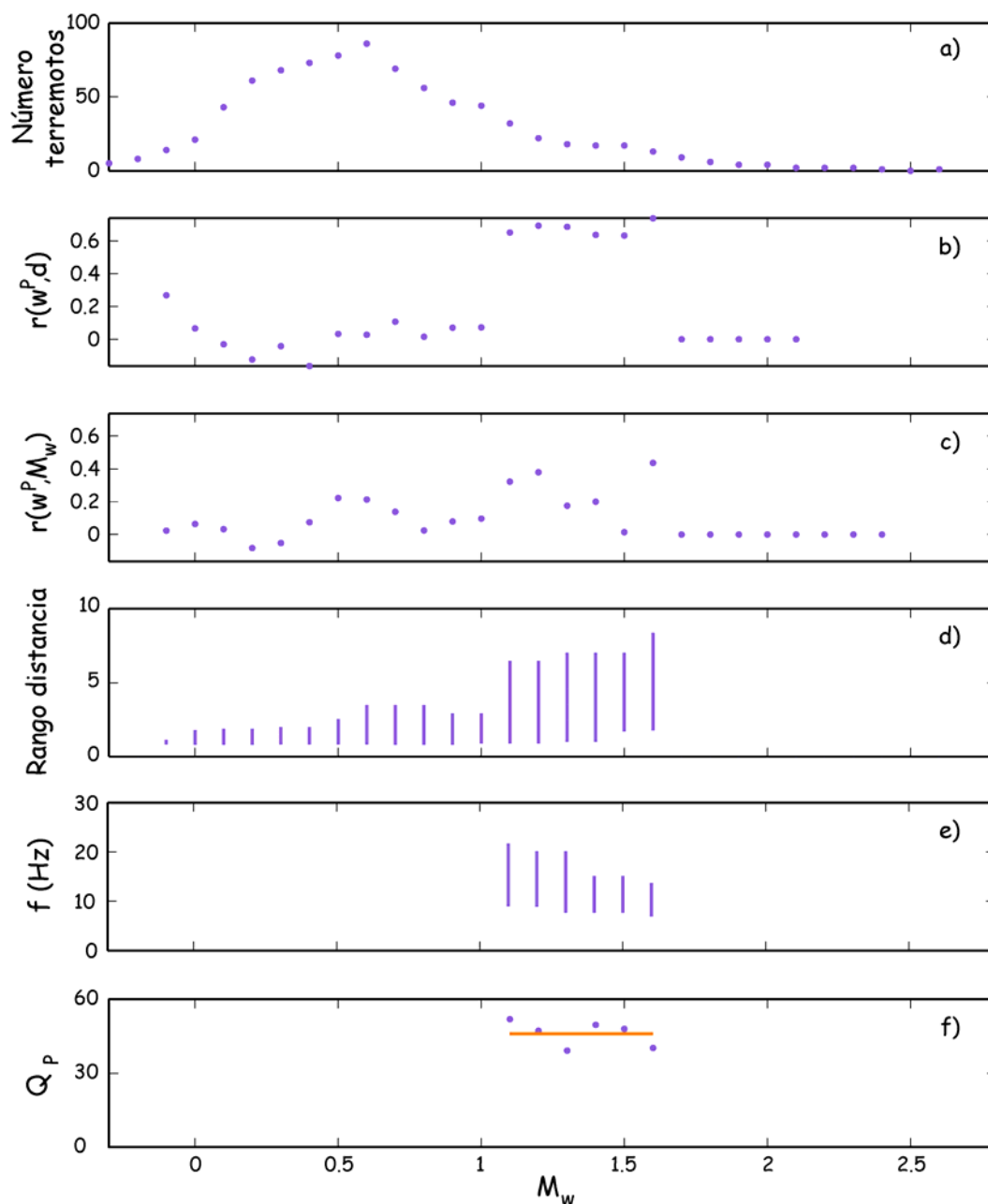


Figura 3.24. Variación con la magnitud momento (M_w) **(a)** del número de terremotos dentro de cada intervalo de magnitud; **(b)** del coeficiente de correlación de la medida de la duración del pulso con la distancia hipocentral ($r(w^p, d)$); **(c)** del coeficiente de correlación de la duración del pulso con la magnitud momento ($r(w^p, M_w)$); **(d)** del rango de distancias hipocentrales en el que se distribuyen los terremotos que forman parte de cada intervalo; **(e)** el intervalo de frecuencia donde está definida la solución (Q_p); **(f)** del valor del factor Q_p .

En los intervalos de magnitud donde se cumplen las condiciones impuestas se puede considerar que la duración del pulso en la fuente es similar para todos los terremotos seleccionados en cada uno de estos intervalos, por lo que es factible el ajuste de las medidas w^p con la distancia hipocentral a una recta

(línea roja en la figura 3.24(e)) cuya pendiente (m) es inversamente proporcional al factor Q_p (ver figura 3.25). Por tanto, el factor Q_p viene dado por la siguiente expresión:

$$Q_p = \frac{C_w}{mv_p} \quad [3.11]$$

En estos intervalos de magnitud se ha calculado la velocidad de las ondas P en función de la profundidad de los terremotos dentro de cada intervalo, tal y como se ha indicado en la expresión [3.1], y el error del factor Q_p aplicando una propagación lineal de los errores. El factor Q_p obtenido varía entre 52 ± 16 y 39 ± 11 para magnitudes momento entre 1.1 y 1.6, siendo su valor medio 46 ± 13 .

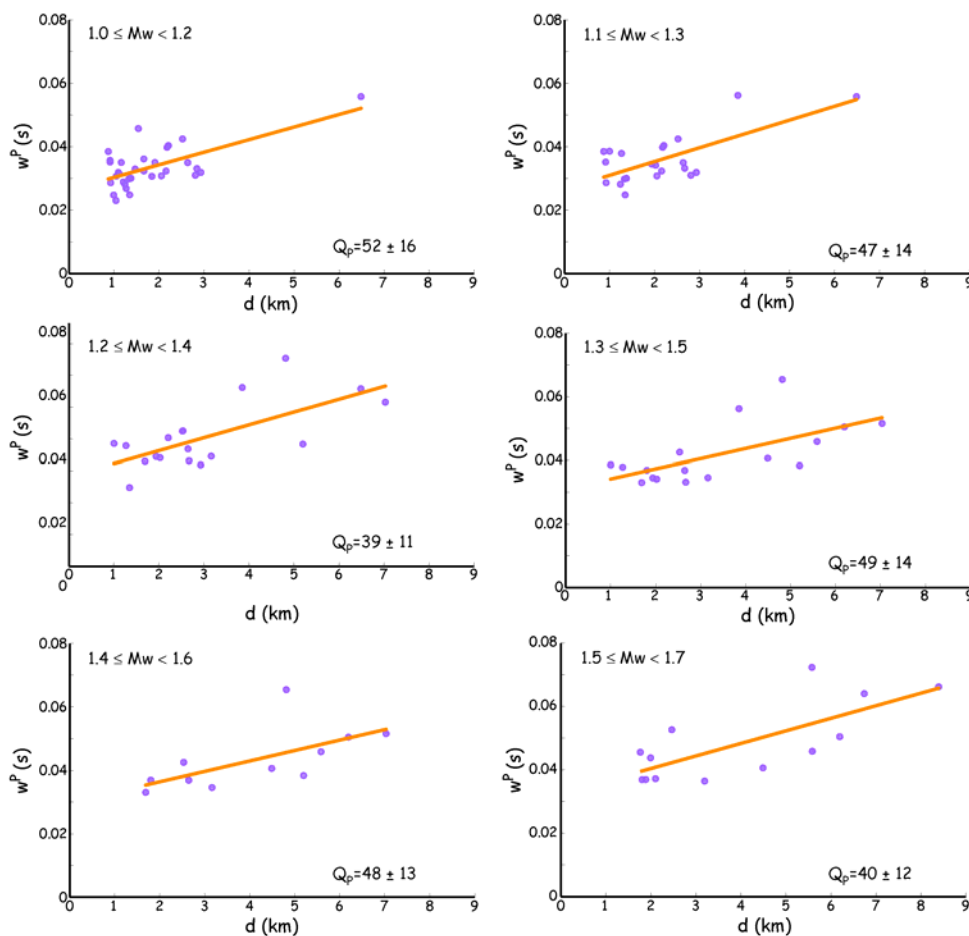


Figura 3.25. Distribución de las medidas w_p^P (puntos azules) con la distancia hipocentral para los intervalos de magnitud en los que existe solución. La línea naranja representa el ajuste de las medidas de la duración del pulso a la recta dada por la expresión [3.2].

Los valores obtenidos de Q_p son bajos ($Q_p \sim 50$) lo que implica la existencia de una atenuación elevada en la zona. Este resultado está en acuerdo con las características de las capas más superficiales de isla Decepción, formadas por sedimentos y piroclastos con la presencia de agua procedente del acuífero existente en la zona y del deshielo en los meses de verano, existencia de gases como se pone de manifiesto por las fumarolas presentes en la zona, y temperaturas próximas a 100°C en las capas más superficiales.

6.C. MODELO DEL *SINGLE BACK SCATTERING*.

Este método determina la atenuación del medio a partir del decaimiento que presenta la coda. Para ello se han analizado un total de 527 terremotos registrados en la estación de componente vertical, 6G, seleccionando aquellos terremotos que presenten un decaimiento uniforme de la coda.

La atenuación de las ondas coda se ha estudiado en función de dos variables:

1. Frecuencia. El estudio se ha realizado entre 6 y 30 Hz, en bandas de frecuencia de 2 Hz de ancho. Para referirse a estas bandas, se hará con la frecuencia central de la banda.
2. Lapso de tiempo. El decaimiento de la coda se ha evaluado para diferentes valores de lapso de tiempo, que varían entre 6 y 22 segundos, con un incremento de 2 s.

A continuación se expone el procedimiento seguido para estimar Q_c :

- a) Las trazas se filtran con un filtro de Butterworth de 8 polos de fase cero en cada una de las bandas de frecuencia elegidas.

b) Para un valor dado de frecuencia y lapso de tiempo (t), se calcula la envolvente del sismograma a través del rms de la amplitud espectral considerando ventanas móviles de 0.5 segundos que se desplaza un 50% de su longitud.

c) Se selecciona la ventana de la coda a utilizar. Esta parte del análisis es crítica y es importante escoger un buen criterio para elegir los puntos de inicio y final. En este trabajo se ha seguido los criterios definidos por Ibáñez *et al.* (1991a):

1. el tiempo de inicio será el punto en el cual el término $\ln(A_c(f,t) \cdot t)$ comienza a decrecer después de alcanzar su valor máximo,
2. el punto final del intervalo se corresponde con el lapso de tiempo elegido (t), siempre y cuando la relación del rms de la señal y el ruido del pre-evento en la ventana que finaliza en el tiempo t sea igual o superior 1.

d) Una vez elegida la duración de la coda que interviene en el análisis se procede a la estimación de Q_c para cada uno de los terremotos registrados en la estación 6G, aplicando dos métodos, tal y como se muestra en la figura 3.26:

1° método lineal. Tal y como se ha indicado en el apartado 2.C. del capítulo 2 la ecuación [2.11] representa la ecuación de una recta, y el factor Q_c se estima a partir de la pendiente de dicha recta ($m_{ij}(f,t)$). Por tanto, realizando un ajuste por mínimos cuadrados del término $\ln(A_c(f,t) \cdot t)$ frente a t , se obtiene el valor del factor Q_c para un terremoto i registrado en una estación j en la banda de frecuencia centrada en f y a un lapso de tiempo t (ecuación

[3.16]). Este factor se representará por $Q_{c,ij}^l(f,t)$, donde el superíndice l hace referencia al método lineal empleado.

$$Q_{c,ij}^l(f,t) = -\frac{\pi \cdot f}{m_{ij}(f,t)} \quad [3.16]$$

El coeficiente de correlación indicará la calidad del ajuste realizado.

2º método no lineal. Este método consiste en buscar el valor de Q_c que proporcione el menor residuo entre la expresión teórica [2.10] y los datos experimentales (Ibáñez *et al.*, 1993). En este caso, se llamará $Q_{c,ij}^{nl}(f,t)$, al valor de $Q_{c,ij}(f,t)$ estimado por este método. La bondad de este ajuste se calcula a partir de la matriz de covarianza, y se le denominará por c_{nl} . Este factor varía entre 0 y 1 y los valores próximos a 1 indicará que la envolvente de la coda observada se ajusta a la expresión [2.10].

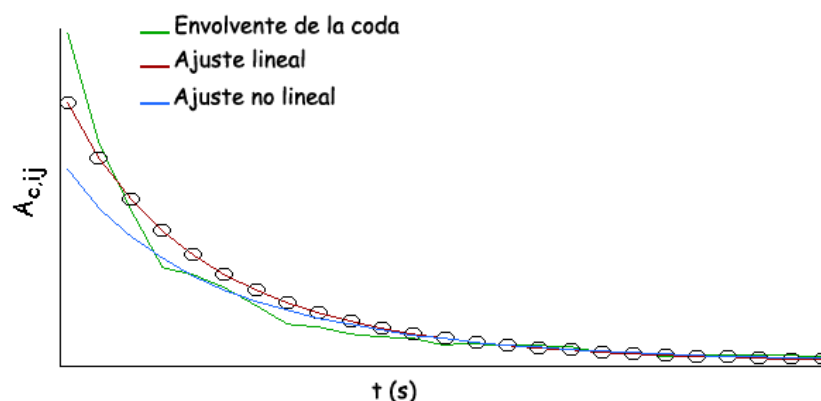


Figura 3.26. Ejemplo del ajuste lineal y no lineal de la envolvente de la coda para un terremoto (tiempo origen: 8 de Enero de 1999 a las 00:00:55 UTM; latitud: 62.967°S; longitud: 60.706°W; y profundidad: 1 km) registrado en la estación 66. El coeficiente de correlación en el ajuste lineal ha sido de 0.97. Para el método no lineal, el valor de c_{nl} ha sido de 0.95.

e) El valor del factor Q_c para la zona, se ha obtenido promediando los distintos valores $Q_{c,ij}(f,t)$ calculados, tanto por el método lineal como no

lineal (expresión [3.17]). En este promedio han intervenido los valores de $Q_{c,ij}^l(f,t)$ y $Q_{c,ij}^{nl}(f,t)$, obtenidos en ajustes con coeficientes de correlación mayor o igual a 0.9. Este valor del coeficiente de correlación proporciona un número de eventos suficiente para realizar un análisis estadístico sin necesidad de incluir datos de peor calidad.

$$\begin{aligned} Q_c^l(f,t) &= \sum_{i=1}^{N_{ev}} Q_{c,i}^l(f,t) \\ Q_c^{nl}(f,t) &= \sum_{i=1}^{N_{ev}} Q_{c,i}^{nl}(f,t) \end{aligned} \quad [3.17]$$

En la figura 3.27 se muestran los valores promedio de $Q_c^l(f,t)$ y $Q_c^{nl}(f,t)$, respectivamente, en función del lapso de tiempo para las distintas bandas de frecuencia. No se ha representado las estimaciones de Q_c para lapsos de tiempo de 6 y 22 segundos, ya que el número de terremotos con valores del coeficiente de correlación mayor o igual de 0.9 no era estadísticamente significativo.

En la figura 3.28 se ha representado $Q_c^l(f,t)$ y $Q_c^{nl}(f,t)$, respectivamente, en función de la frecuencia para cada uno de los lapsos de tiempo considerados. Para lapsos de tiempo entre 8 y 20 segundos se ha podido ajustar las medidas de Q_c^l y Q_c^{nl} a una ley exponencial del tipo:

$$Q_c = Q_{c0} \cdot \left(\frac{f}{f_0} \right)^n \quad [3.18]$$

donde f_0 es la frecuencia de referencia de 1 Hz y Q_{c0} es el valor de Q_c a la frecuencia f_0 .

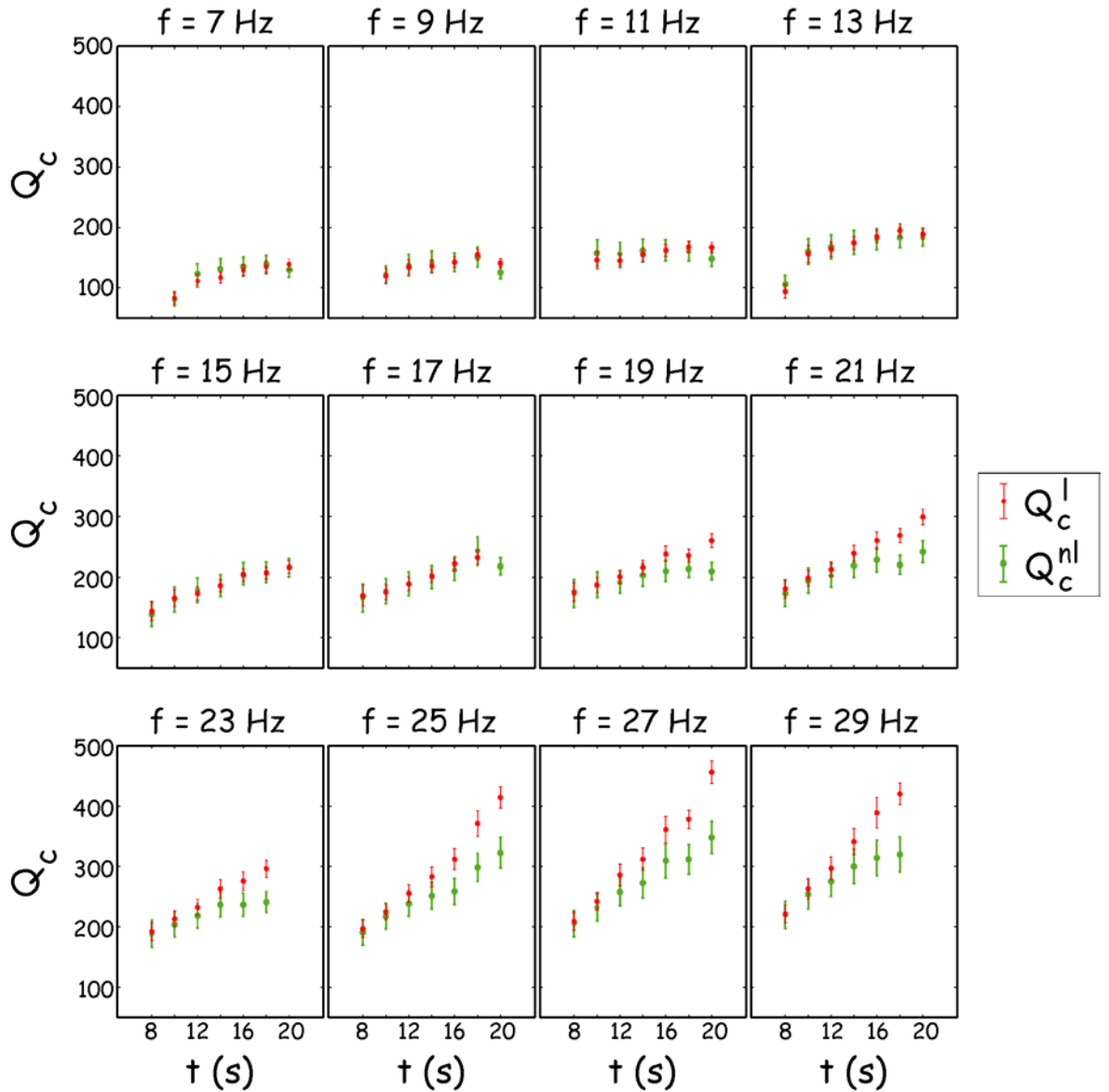


Figura 3.27. Variación del factor Q_c respecto al lapso de tiempo para frecuencias entre 7 y 29 Hz. Los puntos y las barras de error en colores rojo y verde representan los valores del factor Q_c obtenidos con el método lineal y no lineal, respectivamente.

En la tabla 3.7 se muestra las leyes dadas por la expresión [3.18] para cada lapso de tiempo junto con los coeficientes de correlación (r) obtenidos en el ajuste, y en la figura 3.28 se han representado junto con las medidas experimentales.

Los valores de Q_c obtenidos con el método lineal y no lineal son muy similares, y por tanto en cálculos posteriores se usará el valor de Q_c^l debido a dos razones:

1. sus estimaciones tienen límites de error más pequeños;
2. es el más empleado por el resto de investigadores, por lo que estos resultados podrán ser fácilmente comparados.

t (s)	$Q_{c0}^l \cdot f^n$	r	N	$Q_{c0}^{nl} \cdot f^n$	c_{nl}	N
8	$(12.00 \pm 0.24) \cdot f^{(0.88 \pm 0.14)}$	0.92	527	$(16.8 \pm 0.3) \cdot f^{(0.77 \pm 0.10)}$	0.95	527
10	$(24.08 \pm 0.16) \cdot f^{(0.70 \pm 0.04)}$	0.98	790	$(27.5 \pm 0.4) \cdot f^{(0.65 \pm 0.06)}$	0.96	790
12	$(28.60 \pm 0.15) \cdot f^{(0.68 \pm 0.03)}$	0.99	806	$(37.86 \pm 0.21) \cdot f^{(0.57 \pm 0.03)}$	0.99	806
14	$(26.63 \pm 0.15) \cdot f^{(0.73 \pm 0.03)}$	0.99	759	$(40.94 \pm 0.22) \cdot f^{(0.57 \pm 0.03)}$	0.99	759
16	$(26.19 \pm 0.20) \cdot f^{(0.77 \pm 0.04)}$	0.98	453	$(40.5 \pm 0.3) \cdot f^{(0.59 \pm 0.04)}$	0.98	453
18	$(25.4 \pm 0.3) \cdot f^{(0.80 \pm 0.06)}$	0.98	245	$(38.4 \pm 0.4) \cdot f^{(0.62 \pm 0.05)}$	0.97	245
20	$(19.8 \pm 0.3) \cdot f^{(0.91 \pm 0.08)}$	0.97	119	$(25.9 \pm 0.3) \cdot f^{(0.76 \pm 0.08)}$	0.96	124

Tabla 3.7. Ley $Q_c = Q_{c0} \cdot f^n$, para medidas de Q_c determinadas con un ajuste lineal, Q_c^l , y no lineal, Q_c^{nl} y diferentes lapsos de tiempo, t.

En las figuras 3.27 y 3.28 y en la tabla 3.7 se puede observar las diferencias entre los factores Q_c^l y Q_c^{nl} , haciendo notar:

1. los valores obtenidos del valor Q_c dependen claramente del lapso de tiempo y la frecuencia, observándose que Q_c aumenta cuando se incrementan tanto el lapso de tiempo como la frecuencia.
2. el valor de Q_c^l es ligeramente superior al valor de Q_c^{nl} . Las diferencias entre estos valores se hacen cada vez más significativas en dos casos:
 - a. cuando aumenta el lapso de tiempo en una misma banda de frecuencia,

b. cuando aumenta la frecuencia para un mismo valor del lapso de tiempo.

En ambos casos, la relación señal/ruido disminuye, y la coda está más afectada por el ruido. El uso de logaritmos neperianos en el método lineal amplifica el ruido y proporciona estimaciones de mayor magnitud que el método no lineal (Ibáñez *et al.*, 1993).

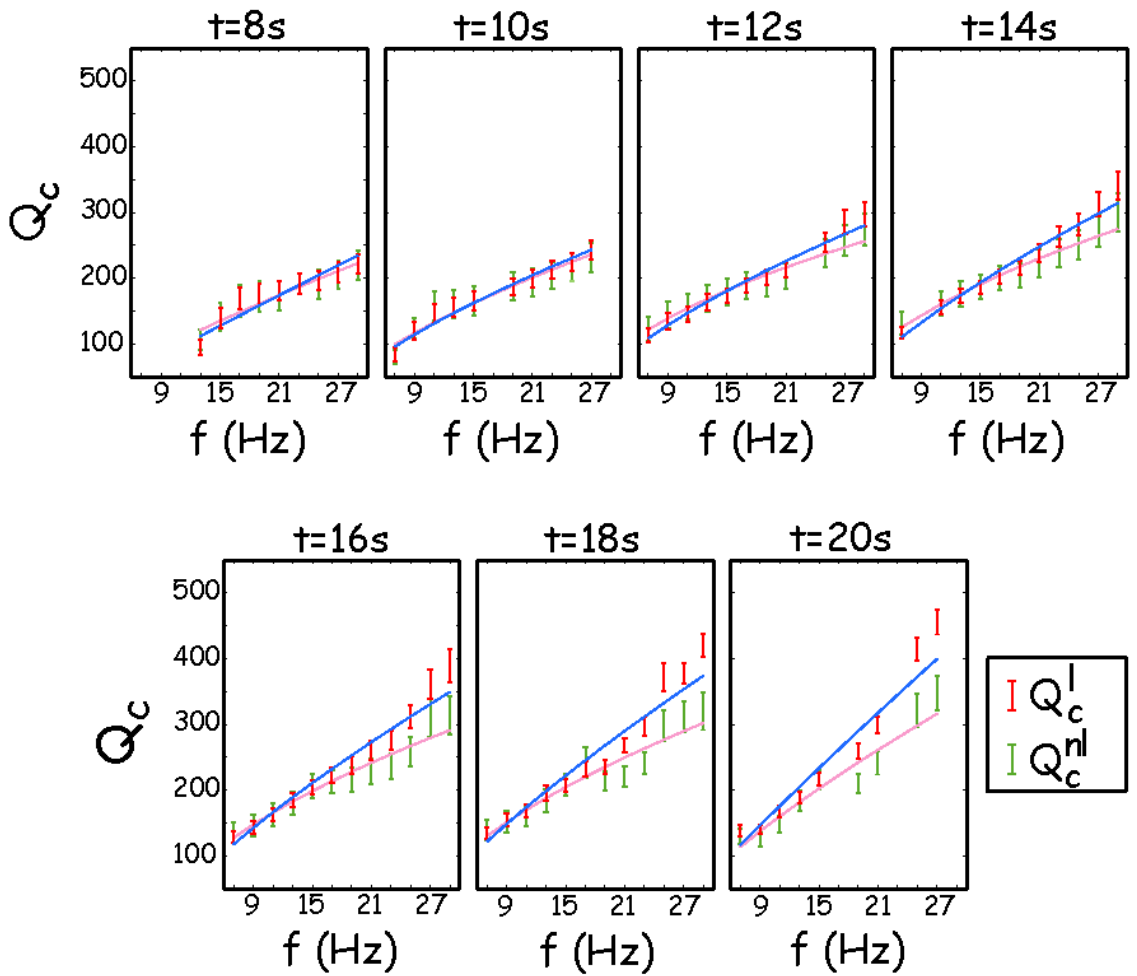


Figura 3.28. Variación del factor Q_c^l (barra roja) y Q_c^{nl} (barra verde) con la frecuencia para lapsos de tiempo entre 8 y 20 s. La línea continua azul muestra el ajuste lineal del factor Q_c^l con la frecuencia, mientras que la rosa lo muestra para el factor Q_c^{nl} .

6.D. MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA.

Este método permite estimar el factor Q para las ondas S directas (Q_d) en función de la frecuencia, utilizando la información que proporcionan las ondas coda para eliminar los efectos de la fuente (ecuaciones [2.15] y [2.16]).

Al igual que en el método SBS, se han utilizado los sismogramas de los terremotos registrados en la estación de componente vertical 6G. El procedimiento seguido ha consistido en los siguientes pasos que se detallan a continuación:

a) Los sismogramas se filtran en las mismas bandas de frecuencia que las usadas en el método SBS, y usando también el mismo tipo de filtro.

b) Como se indicó en el capítulo 2 (sección 2.D), los valores del factor Q_d se obtiene de la pendiente del ajuste de los datos experimentales a la ecuación [2.15]. Por tanto, se necesitará calcular la amplitud espectral de la onda S del terremoto i registrado en la estación j ($A_{S,ij}(f)$) y de las ondas coda para un lapso de tiempo de referencia, t_c ($A_{c,ij}(f, t=t_c)$) (Del Pezzo *et al.*, 1995). Estas amplitudes se calculan considerando dos ventanas sobre el sismograma: la primera centrada sobre la llegada de la onda S y con una duración de 2 segundos, y la segunda de 3 segundos de duración sobre la coda al lapso de tiempo t_c (ver figura 3.29). Debido a que la duración de la coda con buena relación señal/ruido es pequeña para la mayoría de los eventos usados en el análisis, se ha seleccionado un lapso de tiempo $t_c=8$ segundos, asegurando así que la relación señal/ruido fuera alta en toda la ventana de la coda.

Durante el proceso de medida de $A_{S,ij}(f)$ y $A_{c,ij}(f,t=8s)$ se han considerado los terremotos que cumplían:

- 1) la relación señal/ruido tiene que ser superior a 2, tanto para la ventana de la S como para la ventana de las ondas coda,
- 2) el decaimiento de las ondas coda tiene que ser regular, eliminando los eventos que presentan llegadas energéticas sobre la coda.

Con estas condiciones, los mayor parte de los terremotos seleccionados se distribuyen en un rango de distancias hipocentrales menores de 3.07 ± 0.15 km y profundidades menores de 2.46 ± 0.16 km, por lo que el factor Q_d obtenido sólo será atribuible a este volumen.

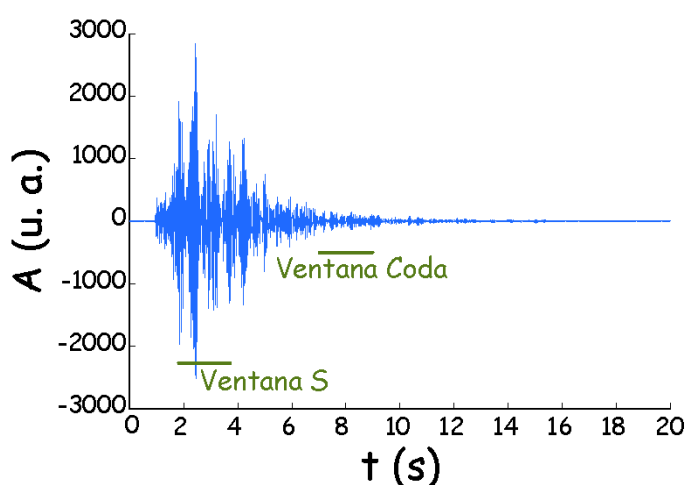


Figura 3.29. Selección de la ventana de la onda S y de la coda para un terremoto registrado el 4 Enero de 1999 a las 21:55:57.00 UTM, en la estación 6G.

c) Una vez estimados los valores $A_{S,ij}(f)$ y $A_{c,ij}(f,t=8s)$, se calcula el término $\ln(d_{ij} \cdot A_{S,ij}(f) / A_{c,ij}(f,t=8s))$.

d) Al representar $\ln(d_{ij} \cdot A_{S,ij}(f) / A_{c,ij}(f,t=8s))$ frente a la distancia hipocentral se observó una fuerte dispersión de los datos (ver figura

3.30). A pesar de esta dispersión, se apreciaba una tendencia del término logarítmico con la distancia hipocentral, por lo que se llevó a cabo un suavizado previo al ajuste. Este suavizado consiste en promediar los valores de la ordenada contenidos en una ventana de longitud l . Al valor promedio obtenido (por ejemplo, y_m) se le asigna la abcisa igual al valor central de la ventana, c , construyéndose así los pares (c, y_m) . En este caso, se usó una ventana de 0.3 km de ancho que se desplazaba 1/3 de su longitud, obteniéndose una nueva distribución de puntos que se representa con cruces naranjas en la figura 3.30. Posteriormente, se realizó el ajuste por mínimos cuadrados, obteniendo a partir de la pendiente de la recta (m) el término Q_d .

$$Q_d = \frac{\pi f}{mv_s} \quad [3.19]$$

donde f es la frecuencia y v_s es la velocidad de la onda S.

En la tabla 3.8 y figuras 3.30 se muestra las estimaciones de Q_d en función de la frecuencia. Los resultados se muestran para las bandas de frecuencia donde el error en la medida de Q_d fuera menor del 50%, por lo que no aparecen las estimaciones de Q_d para las bandas de frecuencia, 6-8, 8-10, 10-12 y 28-30 Hz. En este análisis se han incluido ajustes con coeficientes de correlación a partir de 0.6. En la figura 3.31 se presentan los valores del factor Q_d frente a la frecuencia. En esta gráfica se puede observar que Q_d presenta un mínimo entre las frecuencias de 19 y 21 Hz, por lo que la relación de Q_d con la frecuencia no puede ser representada por una ley exponencial de la frecuencia.

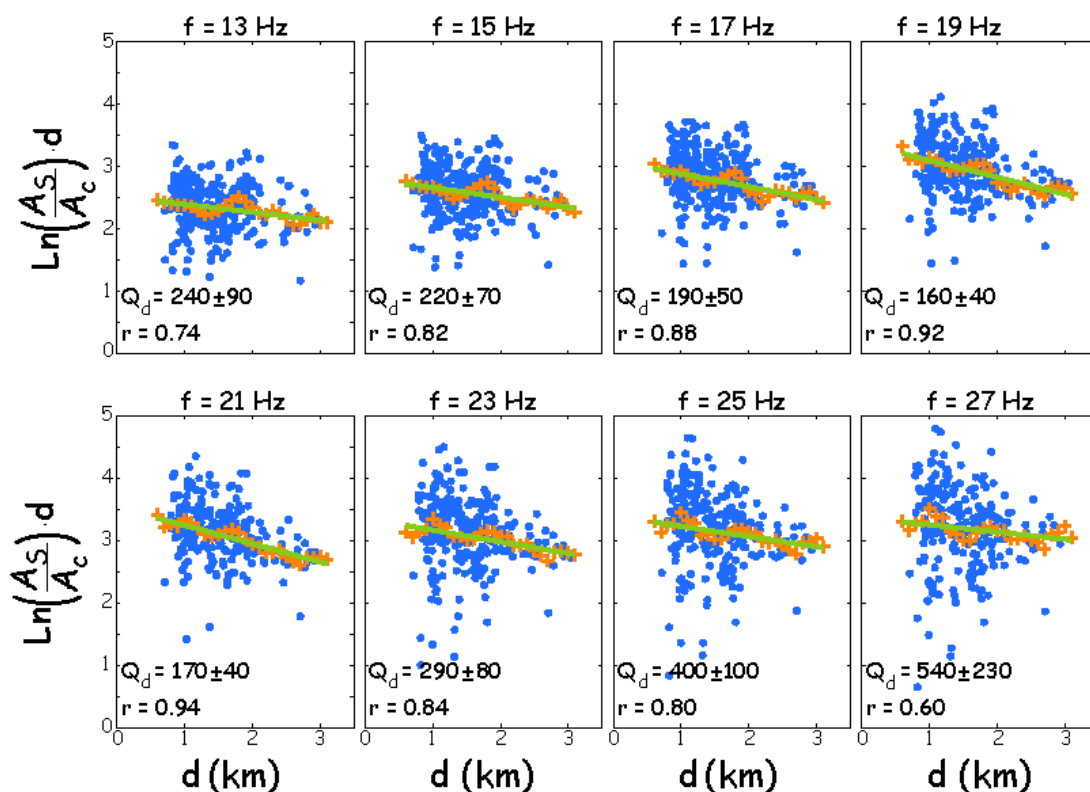


Figura 3.30. Variación de $\text{Ln}(A_{s-d}/A_c)$ con la distancia hipocentral, d , para las frecuencias entre 13 y 27 Hz (puntos naranjas). Con cruces azules se muestra los puntos obtenidos tras el suavizado. La línea continua verde indica el ajuste lineal de los pares (x, y_m) . Para cada frecuencia se indica el valor del factor Q_d y del coeficiente de correlación obtenido en el ajuste lineal.

f (Hz)	$Q_d \pm \Delta Q_d$	r	N
13	240 ± 90	0.74	26
15	220 ± 70	0.82	26
17	190 ± 50	0.88	26
19	160 ± 40	0.92	26
21	170 ± 40	0.95	26
23	290 ± 80	0.84	26
25	400 ± 100	0.79	26
27	540 ± 230	0.60	26

Tabla 3.8. Valores de Q_d usando el método de normalización de la Coda. ΔQ_d es la desviación estándar de los valores de Q_d estimados, obtenidos con una $v_s = 1.35 \pm 0.15$ km/s, y r es el coeficiente de correlación.

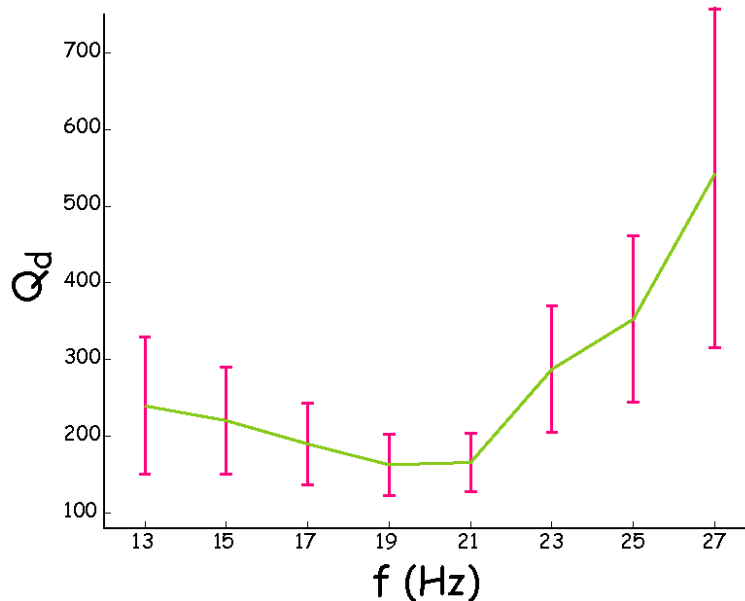


Figura 3.31. Variación del factor Q_d con la frecuencia.

6.E. SEPARACIÓN DE Q_i Y Q_s : MÉTODO DE WENNERBERG.

Como se ha indicado en la sección 3, el método empleado para la determinación la atenuación intrínseca y por *scattering* a partir de la atenuación de las ondas coda y de la fase S, ha sido el método de Wennerberg. Este método permite conocer qué tipo de atenuación, intrínseca o *scattering*, predomina en el proceso de atenuación a partir de la atenuación de la onda directa y de la onda coda, tal y como se muestra en la ecuación [2.19]. El factor Q para la onda P (Q_p), obtenido con el método espectral o de ensanchamiento del pulso, y para la onda S, estimado con el método espectral (Q_β), y con el método de normalización de la coda (Q_d), se corresponden con Q_t de la expresión [2.19]. Sin embargo, el factor Q_c sólo ha sido calculado para las ondas coda S. Esto implica que se podrá separar las contribuciones de los procesos de *scattering* (Q_s) e intrínsecos (Q_i) de la atenuación total de las ondas S y de las ondas coda. En un principio se dispone de dos valores de Q_t para poder aplicar

este método: Q_{β} estimado por el método espectral y de ensanchamiento del pulso, y Q_d obtenido con el método de normalización de la coda.

Según la ecuación [2.19] se necesita fijar un lapso de tiempo (t) para el que se calcula la atenuación de la onda coda. Aunque Q_t no depende del lapso de tiempo, sí que debe de ser válido en un volumen de medio equivalente al definido por el lapso de tiempo elegido, ya que según la teoría SBS el lapso de tiempo se corresponde con dos veces el tiempo empleado en recorrer una distancia (t_{prop}), por tanto:

$$t = 2 \cdot t_{prop} \quad [3.20]$$

Por tanto, para fijar el lapso de tiempo, primero se calculará el tiempo de propagación máximo de los terremotos usados para estimar Q_t y posteriormente se toma como valor de Q_c el que corresponda a ese lapso de tiempo:

a) Q_t estimado con el método de normalización de la coda. La distancia hipocentral máxima de los eventos utilizados para estimar Q_d es de 3.07 ± 0.15 km. Suponiendo $v_s = 1.39 \pm 0.10$ km/s (para una profundidad máxima de 2.46 ± 0.16 km), el tiempo de propagación es $t_{prop} = 2.2 \pm 0.3$ s. Aplicando la expresión [3.20], el lapso de tiempo equivalente es $t = 4.4 \pm 0.6$ s. Sin embargo, el valor mínimo del lapso de tiempo para el que se ha calculado Q_c es 8 s. Esto significa que no convendría utilizar el valor de Q obtenido por el método de normalización de la coda para estimar la atenuación intrínseca y por *scattering*, ya que el volumen de medio al que hace referencia el factor Q_c es de mayor dimensión.

b) Q_t estimado a partir del método espectral. Con este método se ha determinado la atenuación de la onda S en las tres componentes: vertical, este-oeste, norte-sur. Dado que los valores obtenidos en cada una de

ellas quedan dentro de los márgenes de error, se ha optado por usar la componente que defina un lapso de tiempo lo más ajustado posible a los valores del lapso de tiempo en los que existe solución de Q_c . En la tabla 3.9 se resume para cada una de las componentes, el valor de las variables utilizadas para el cálculo del lapso de tiempo.

Componente	Q_β	d_{\max} (km)	z_{\max} (km)	v_s (km/s)	t_{prop} (s)	t (s)
Vertical	34 ± 11	9.3 ± 0.3	7.17 ± 0.14	2.07 ± 0.14	4.5 ± 0.4	9.0 ± 0.8
Este-Oeste	39 ± 12	9.3 ± 0.3	7.17 ± 0.14	2.07 ± 0.14	4.5 ± 0.4	9.0 ± 0.8
Norte-Sur	37 ± 11	8.4 ± 0.3	7.17 ± 0.14	2.07 ± 0.14	4.1 ± 0.4	8.1 ± 0.8

Tabla 3.9. Valores de Q_β , de la distancia hipocentral máxima (d_{\max}), de la profundidad máxima (z_{\max}), y del correspondiente valor de la velocidad promedio de la onda S (v_s), del tiempo de propagación (t_{prop}) y del lapso de tiempo (t), para cada una de las componentes del sismograma en los que se estimó Q_β .

Para la componente Norte-Sur se ha obtenido el lapso de tiempo más cercano al valor del lapso de tiempo para el que se ha estimado el factor Q_c (ver tabla 3.7). Por tanto, la terna (t, Q_c, Q_t) que se va a usar es $(8, (12.00 \pm 0.24) \cdot f^{(0.88 \pm 0.14)}, 37 \pm 11)$.

En la tabla 3.10 y en la figura 3.32 se presentan los valores de los factores Q_i y Q_s obtenidos a partir del valor del factor Q_c^1 . Los resultados serán válidos en el rango de 7 a 15 Hz, que es la banda de frecuencia común para el método espectral y coda. Las características más relevantes que se extrae de los resultados son:

- 1). El factor Q_s es menor que el factor Q_i para frecuencias mayores de 7 Hz, es decir, la atenuación por *scattering* es mayor que la atenuación intrínseca. A la frecuencia de 7 Hz, los valores de ambos factores son iguales, por lo que ambos tipo de atenuación contribuyen por igual.

- 2). El factor Q_s decrece con la frecuencia, mientras que Q_i crece con la frecuencia.
- 3). Q_c es próximo a Q_i , mientras que Q_β lo es a Q_s , es decir, la atenuación de las ondas coda está más afectada de la atenuación intrínseca, mientras que la atenuación de las ondas S es debida fundamentalmente a procesos de *scattering*.
- 4). Los errores asociados a las estimaciones de Q_c , Q_i , Q_s y Q_β indican que el factor Q_c es mayor que Q_s (o que la atenuación de las ondas coda es menor que la atenuación por *scattering*) para frecuencias mayores de 7 Hz, y que el factor Q_i es mayor que Q_β (o lo que es lo mismo, la atenuación intrínseca es menor que la atenuación de las ondas directas) en todas las bandas de frecuencia analizadas.

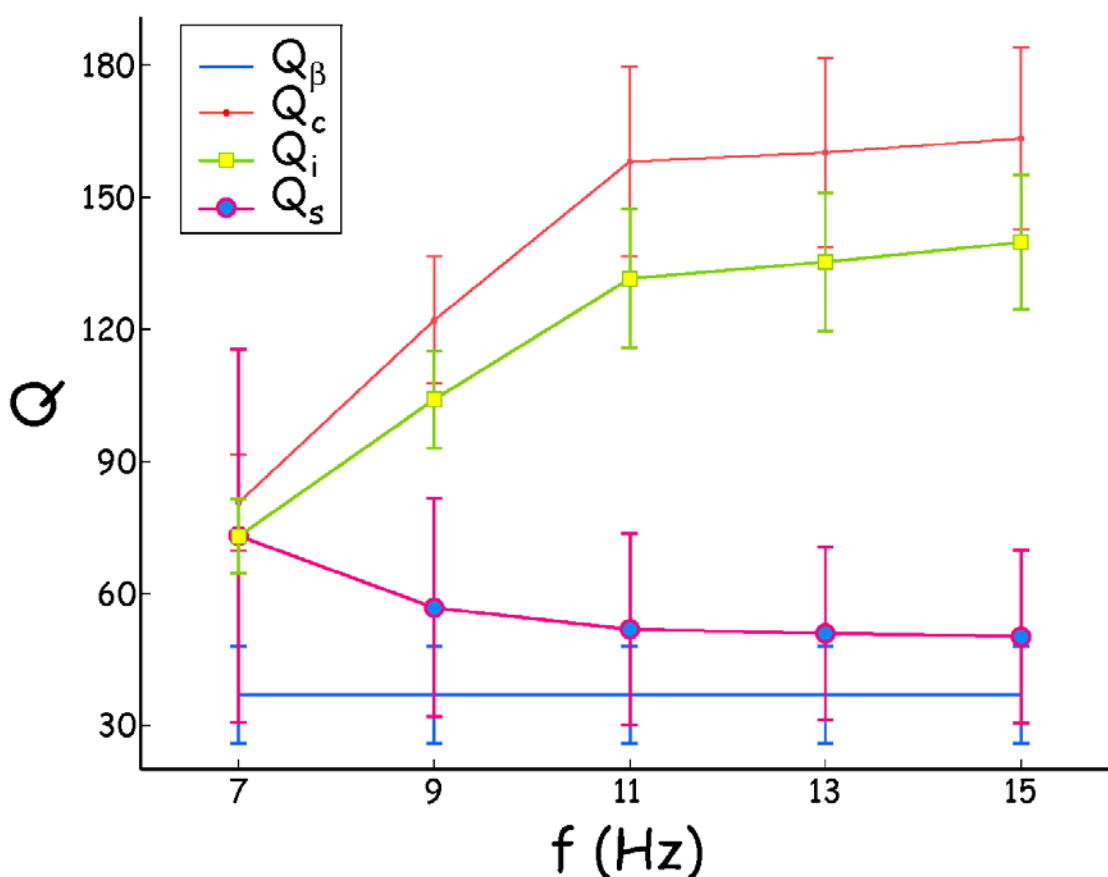


Figura 3.32. Variación de los factores Q_s y Q_i con la frecuencia y su comparación con Q_β y Q_c .

f (Hz)	$Q_s \pm \Delta Q_s$	$Q_i \pm \Delta Q_i$
7	73 ± 40	73 ± 8
9	57 ± 24	104 ± 11
11	52 ± 22	132 ± 16
13	51 ± 20	135 ± 16
15	50 ± 20	140 ± 16

Tabla 3.10. Atenuación por *scattering* e intrínseca en función de la frecuencia. f es la frecuencia central de la banda de ancho 2 Hz, Q_s y Q_i son, respectivamente, el factor de atenuación por *scattering* e intrínseco y ΔQ_s y ΔQ_i los errores asociados a dichas magnitudes.

7. ANISOTROPÍAS EN LA CORTEZA.

Como ya se ha indicado en el capítulo 1 (sección 7) y 2 (sección 5), el desdoblamiento sufrido por las ondas transversales evidencia la existencia de anisotropías en el interior de la Tierra, y su estimación implica la determinación de dos parámetros: el retraso temporal (TD) entre las dos fases transversales generadas ($qS1$ y $qS2$) y el ángulo de polarización de la fase rápida (POL). La determinación de estos parámetros está muy afectada del nivel de ruido en la señal y de la presencia de onda secundarias y/o convertidas. Por estas razones, se ha exigido que los eventos que intervienen en este análisis cumplieran:

- 1) una fase S clara, con buena relación señal/ruido,
- 2) el ángulo de incidencia tiene que estar dentro de la ventana de la onda S. De esta manera se evita la contaminación del registro por ondas P evanescentes que se producen cuando la onda S interacciona en la superficie libre con un ángulo de incidencia mayor del ángulo crítico (Booth y Crampin, 1985). Para este caso, y como ya se ha calculado en el apartado del método del ensanchamiento del pulso para la onda S (apartado 7.B.2 de este mismo capítulo), el ángulo crítico es igual a 36.23° .

El análisis se ha llevado a cabo para cada una de las estaciones de tres componentes (1F, 2F y 3G). Dada la proximidad entre ellas, los resultados obtenidos en cada una de ellas deberán de ser muy similares.

7.A. MÉTODO DE DESCOMPOSICIÓN DE LA MATRIZ DE COVARIANZA.

Para medir la dirección de polarización de la fase más rápida se usó este método cuantitativo basado en la diagonalización de la matriz de covarianza del movimiento de la partícula en 3D (Jurkevics, 1988; Aster *et al.*, 1990). La magnitud que se estima es la dirección de la proyección horizontal del autovector asociado al autovalor más grande, también llamada POL.

La matriz de covarianza se calculó en una ventana de 0.04 s de duración a partir de la llegada de la onda S. Una vez diagonalizada, se calcularon los autovectores asociados a cada uno de los autovectores, y se estimó POL a partir de la expresión [2.34].

Los resultados obtenidos se muestran en la figura 3.33. Como se puede observar, las direcciones de polarización muestran mucha dispersión, pero se aprecia de manera notable una dirección privilegiada E-W en todas las estaciones examinadas. En la estación G3, se muestra una concentración notable del azimut POL alrededor de 120°N.

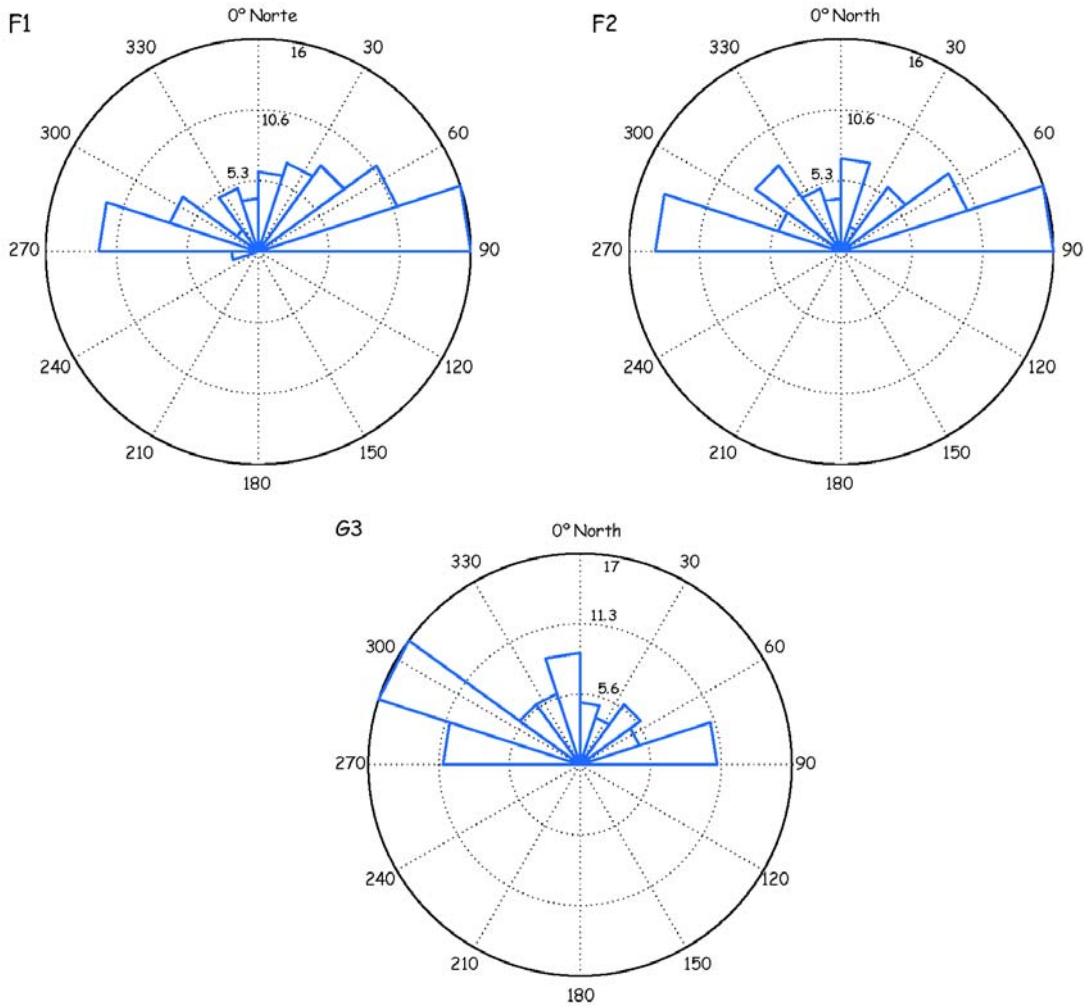


Figura 3.33. Histograma del ángulo de polarización en las estaciones de tres componentes F1, F2 y G3.

7.B. MÉTODO VISUAL.

El método empleado es una modificación del empleado por Zinke y Zoback (2000). El retraso temporal (TD) se determina por inspección visual de las llegadas de las ondas S en los sismogramas rotados en la dirección del azimut de polarización de la fase rápida. El proceso de medida de TD se presenta en la figura 3.34.

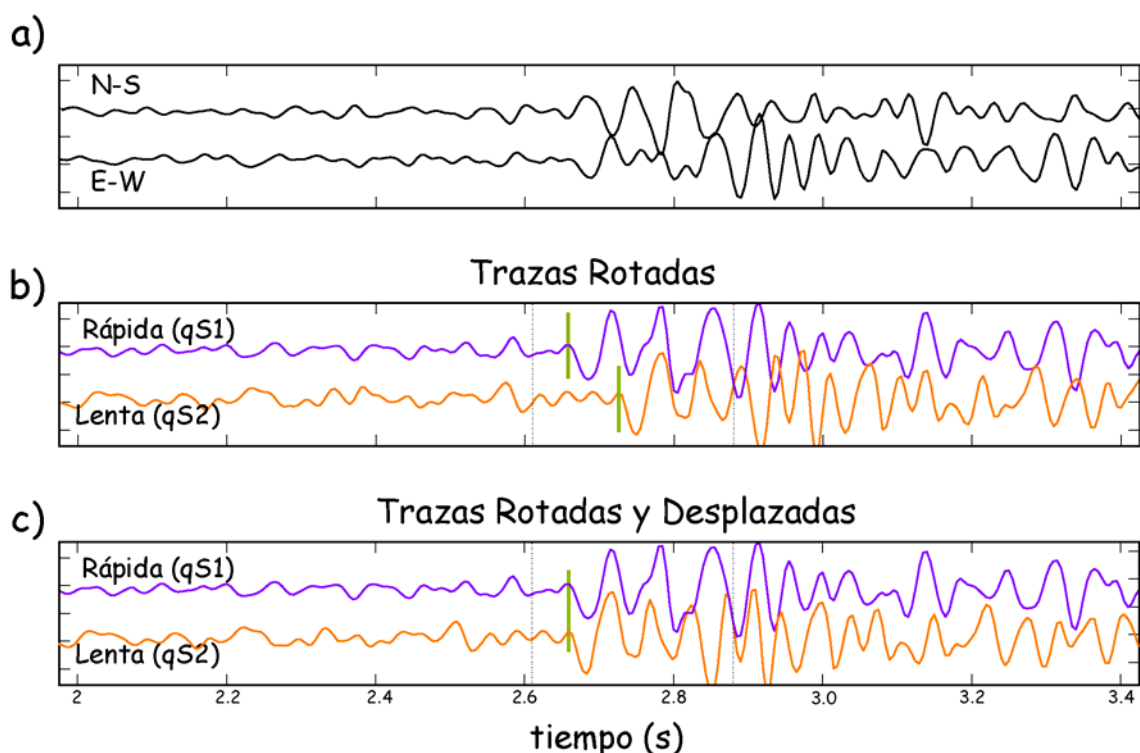


Figura 3.34. Ejemplo del proceso de medida del retraso temporal entre las ondas qS1 y qS2 en un terremoto registrado en Isla Decepción a 1.5 km de profundidad. En la figura (a) se presentan las trazas registradas las dos componentes horizontales; (b) las trazas se han rotado en la dirección del azimut de polarización. La línea verde muestra la llegada de la onda S en cada una de la fase rápida y lenta; (c). Se desplaza la fase lenta haciendo coincidir las llegadas de la onda S en ambas trazas. En esta figura se puede comprobar también la similitud del primer pulso en las fases qS1 y qS2.

La llegada de la onda S en las dos componentes horizontales no se aprecia claramente (figura 3.34(a)). Al rotar estas componentes en la dirección del azimut de polarización de la fases rápida se puede observar la llegada de la fase rápida y lenta en cada una de las componentes (figura 3.34(b)). Finalmente, para comprobar que las llegadas de las fases qS1 y qS2 corresponden al desdoblamiento de la onda S, se ha desplazado la fase lenta haciendo coincidir las llegadas de la fase rápida y lenta. En la figura 3.34(c), se puede observar la similitud del primer pulso de ambas fases.

En la tabla 3.11 se indica el rango en el que varía TD en cada una de las tres estaciones en las que se ha medido, y en la figura 3.35 el histograma de TD

en las estaciones donde se ha medido. En estos histogramas se muestra la dispersión que presenta las medidas, así como el valor de TD predominante.

Estación	TD (s)
F1-3D	[0.025 0.095]
F2-3D	[0.022 0.14]
G3-3D	[0.02 0.1]

Tabla 3.11. Retraso temporal (TD) en cada una de las estaciones de tres componentes.

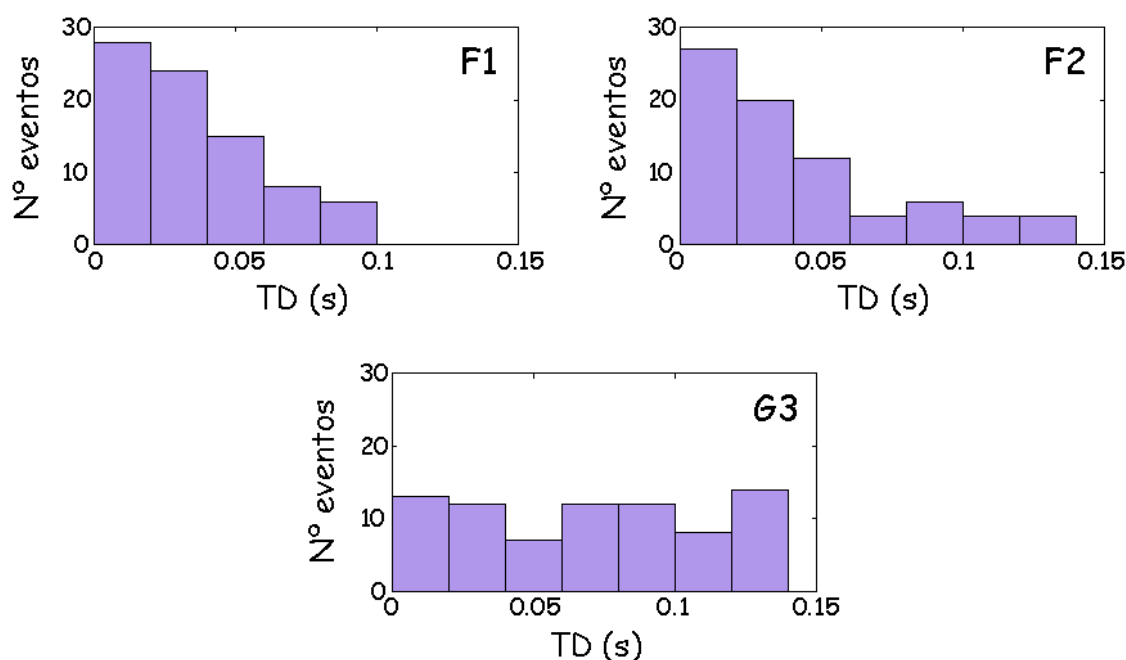


Figura 3.35. Histogramas de la variable TD en las estaciones F1, F2 y G3.

Para conocer la posible existencia de cuerpos anisótropos con la profundidad se ha representado el retraso temporal TD normalizado con la profundidad (al que se le denomina TDz) frente a la profundidad (ver figura 3.36).

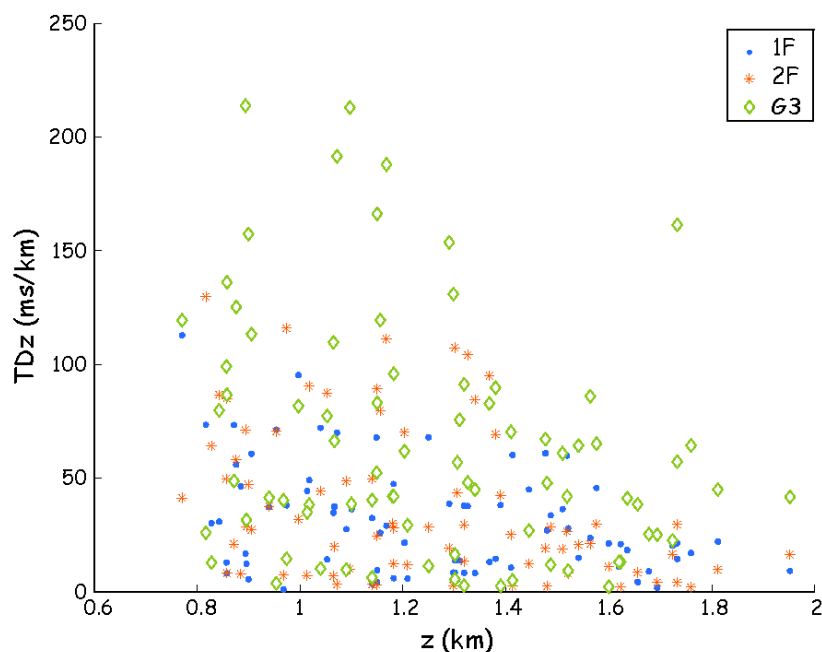


Figura 3.36. Distribución del retraso temporal normalizado a la profundidad (TD/z) con la profundidad (z).

Los resultados obtenidos muestran:

- 1). Mayores valores de TDz en la estación 3G.
- 2). Para la estación F1 y F2, disminuye el número de eventos a medida que aumenta TD. Para la estación G3, el número de eventos con un valor de TD entre 0 y 0.15 s permanece estable.
- 3). Una fuerte dispersión de la magnitud TDz en función de la profundidad.
- 4). En las tres estaciones, se observa los valores más elevados de TDz se distribuyen entre 0.8 y 1.4 km de profundidad, por lo que las estructuras anisótropas se localizan en este rango de profundidad.

8. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.

Como se ha expuesto en el apartado anterior, en este trabajo se han aplicado diferentes métodos para estimar la atenuación sufrida por las ondas P,

S y coda. Del conjunto inicial de 863 terremotos se seleccionaron 741, estando la mayor parte de ellos localizados a menos de 3 km de la estación de registro (figura 3.16(a)) y a una profundidad menor de 3 km (figura 3.16(b)). De este conjunto, pocos eventos superaban una magnitud de 1.5 (ver figura 3.16(c)).

El estudio de la atenuación sufrida por las ondas P, se ha llevado a cabo aplicando dos métodos: uno de ellos en el dominio del tiempo (ensanchamiento del primer pulso de la onda P) y otro en el dominio de las frecuencias (decaimiento espectral para frecuencias menores que la frecuencia esquina). Para las ondas S se ha aplicado el método del decaimiento espectral para frecuencias menores que la frecuencia de esquina, y el método de normalización de la coda. Por último, la atenuación de las ondas coda ha sido estimada con el método SBS. Al conocer la atenuación que sufren la onda S y las ondas coda de la S y aplicando el método de Wennerberg, ha sido posible separar las contribuciones de los efectos anelásticos o intrínsecos y del *scattering* de la atenuación total. Con el fin de obtener un mayor conocimiento sobre la corteza más superficial de Isla Decepción se ha analizado el desdoblamiento de la onda S, proporcionando información relativa a la anisotropía del medio de propagación y corroborando las características del medio obtenidas en el estudio sobre la atenuación del medio. De forma esquemática, el estudio llevado a cabo en Isla Decepción se puede resumir en los siguientes puntos:

1) Ondas P:

- a) decaimiento espectral
- b) duración del pulso

2) Ondas S:

- a) decaimiento espectral
- b) normalización de la coda

3) Ondas coda: Método SBS.

4) Separación de la atenuación intrínseca y del *scattering* de las ondas S aplicando el método de Wennerberg.

Los resultados que se extraen de un análisis carecen de significado si no son enmarcados dentro de un contexto. En este análisis de atenuación se han aplicado diferentes métodos y comparándolos es cuando se podrá obtener conclusiones sobre las características más notables del medio de propagación. El análisis conjunto de los resultados del estudio de desdoblamiento de la onda S y de atenuación proporcionará mayor información sobre la estructura cortical más superficial de la zona de Isla Decepción que se extiende desde bahía Fumarolas hacia el interior de la bahía.

Durante la discusión y cuando se realicen comparaciones se van a nombrar a los factores Q haciendo referencia al tipo de onda usada y el método empleado para su estimación: $Q_{\text{onda}}^{\text{método}}$

Esta discusión va a ser dividida en cuatro grupos atendiendo a diferentes criterios:

a) Método de decaimiento espectral y de la duración del pulso, que suponen que la atenuación es aproximadamente constante con la frecuencia;

b) Método del SBS, que estima la atenuación del medio en función de la frecuencia y lapso de tiempo, utilizando para ellos las ondas coda

c) Método de normalización de la coda, que proporciona información sobre la dependencia de la atenuación de las ondas S con la frecuencia

d) Método de Wennerberg para estimar la atenuación intrínseca y por *scattering*, permitiendo obtener información más detallada y precisa sobre las condiciones físicas del medio

e) Anisotropía de la corteza superficial, que confirma la existencia de heterogeneidades de una manera alternativa a los estudios de atenuación

8.A. DECAIMIENTO ESPECTRAL Y ENSANCHAMIENTO DEL PULSO.

Las estimaciones de los factores Q usando los dos métodos para cada tipo de onda se presentan en la tabla 3.12, junto con el intervalo de frecuencia donde son válidas y el volumen de medio asociado a dichos valores del factor Q .

Método	$Q \pm \Delta Q$	$Q^{-1} \pm \Delta Q^{-1}$	Q_P/Q_β	f (Hz)	z_{\max} (km)	$d_{e,\max}$ (km)
Duración pulso (o. P)	46 ± 13	0.026 ± 0.012	-	[9±1 13±2]	2.32 ± 0.14	5.2 ± 0.3
Espectral (o. P)	12 ± 4	0.08 ± 0.04		[4 15]	5.48 ± 0.14	7.7 ± 0.4
Z	34 ± 11	0.026 ± 0.012			9.16 ± 0.13	7.3 ± 0.3
Espectral (o. S)	E-W		0.3 ± 0.3			
	44 ± 17	0.023 ± 0.012		[4 15]	5.48 ± 0.14	6.7 ± 0.3
	N-S					
	45 ± 16	0.022 ± 0.008			5.48 ± 0.14	6.7 ± 0.3

Tabla 3.12. Resumen de los valores de atenuación para las ondas directas obtenidos con el método espectral y con el método de duración del pulso. Q^{-1} y ΔQ^{-1} es el factor de atenuación y su error, respectivamente, siendo la inversa de estas magnitudes Q y ΔQ , Q_P^{-1} y Q_β^{-1} es el factor de atenuación para las ondas P y S, f es la frecuencia, z la profundidad máxima y $d_{e,\max}$ la distancia epicentral máxima.

De la tabla 3.12 se observa:

- 1). La atenuación ha sido determinada en las capas más superficiales de la corteza, ya que los eventos seleccionados son muy superficiales.
- 2). La estimación del factor $Q_\beta^{\text{espectral}}$ ha sido la misma con las tres componentes usadas, por lo que con el método espectral se tiene la posibilidad de estimar la atenuación de la onda S con la componente

vertical. Este resultado es de gran utilidad en muchos ambientes volcánicos, ya que hay que tener en cuenta que en la mayor parte de los volcanes se instalan estaciones de una componente, la vertical.

3). Las estimaciones de Q_p obtenidas con los dos métodos usados son diferentes. Esta diferencia puede ser explicada por la longitud de la ventana de la onda P usada en ambos métodos y por los efectos de la atenuación por *scattering* en la zona. El método de la duración del pulso usa únicamente el primer pulso de la onda P, mientras que el método espectral necesita una ventana de mayor longitud para calcular el espectro (0.5 s). El uso de una ventana de mayor longitud implica que se estén considerando ondas no directas (que han sufrido procesos de *scattering*, reflexiones, refracciones, etc) para el cálculo del espectro. Esto significa que el factor Q estimado por el método espectral esté más afectado de la atenuación por *scattering* que el factor Q_p^{pulso} , por lo que $Q_p^{\text{espectral}}$ tiene que ser mayor que Q_p^{pulso} .

4). Los valores de atenuación estimados para las ondas P y S, evidencian una fuerte atenuación de estas ondas en los primeros kilómetros de corteza, desde Bahía Fumarolas hacia el centro de la caldera con dirección NE.

5). Los valores del factor Q registrados en otras áreas volcánicas del mundo son similares a los encontrados en Isla Decepción. Bianco *et al.* (1999) encontraron una fuerte atenuación de las ondas P y S en el volcán Vesubio, $Q_p^{\text{pulso}} = 42 \pm 5$, $Q_p^{\text{espectral}} = 36$ y $Q_s^{\text{espectral}} = 62.5$; Wu y Lees (1996), usando también el método de la duración del pulso, estimaron la atenuación de la onda P en la área geotermal del Coso (California), $Q_p^{\text{pulso}} = 48.85$. En la zona de Kanto (Japón), Yoshimoto *et al.* (1993) encontraron $Q_p^{\text{espectral}} \approx 50$ entre 1.5 y 4 Hz.

6). El valor obtenido de Q_p es pequeño, menor de 50, al igual que el valor del factor Q_β obtenido con el método espectral. Esto implica una atenuación muy fuerte para ambos tipos de ondas. Esta elevada

atenuación, así como el bajo valor de la razón Q_p/Q_β , pueden ser explicados por las características de los ambientes volcánicos donde se está realizando este estudio, y en particular la zona de este volcán con presencia de fumarolas, gradientes superficiales de temperatura y la existencia de un acuífero en las capas superficiales. Por tanto esta fuerte atenuación podría deberse a la presencia de gas o fluido en las capas más superficiales de la corteza.

7). La dispersión en las medidas de la duración del pulso y t/Q ha originado errores relativamente altos. Algunas posibles causas de esta dispersión en las medidas podrían ser:

- a. los errores en la determinación de la profundidad,
- b. incertidumbres asociadas a la lectura de la llegada de las ondas P y S, debido a que los terremotos empleados son de baja magnitud (ver figura 3.16(c)),
- c. los terremotos de la serie fueron generados por diferentes mecanismos focales y/o por rupturas de distinto tamaño.

8.B. ATENUACIÓN DE LAS ONDAS CODA.

El factor Q_c se ha obtenido aplicando un método lineal y no lineal para comparar el decaimiento de las ondas coda con la expresión [2.10]. En la presente discusión se usarán los resultados dados estimados con el método lineal, ya que ambos métodos proporcionan valores muy similares y el método lineal es más usado en la literatura. Los valores del factor Q_c calculados con el método lineal se presentan en la tabla 3.7 y en las figuras 3.27 y 3.28.

En las figuras 3.27 y 3.28, así como en la tabla 3.7, se observa que la atenuación de las ondas coda depende claramente de la frecuencia y lapso de tiempo. La dependencia con la frecuencia de la atenuación de las ondas coda, se

puede explicar con la variación de la atenuación intrínseca y de *scattering* con la frecuencia, como se puede observar en la ecuación [2.18]. Los resultados experimentales realizados por diversos autores (Ibáñez *et al.*, 1990; Del Pezzo y Patanè, 1992; Gupta *et al.*, 1998), y las simulaciones realizadas por Wennerberg (Wennerberg, 1993) muestran que la dependencia con el lapso de tiempo puede ser explicada por un cambio en la atenuación con la profundidad. A medida que se consideran lapsos de tiempo mayores, aumenta el volumen de medio al que se atribuye el valor de Q_c . Este aumento de volumen no es sólo en superficie, sino también con la profundidad. El aumento de la distancia en la superficie no modifica considerablemente la atenuación, porque la mayor variación de la estructura interna y propiedades físicas del medio se producen con la profundidad. Por tanto, un cambio de Q_c con el lapso de tiempo indica diferencias en la estructura interna con la profundidad, debido principalmente a disminución de las heterogeneidades, y disminución del ancho de fracturas y cavidades como resultado del aumento de la presión con la profundidad (Johnston *et al.* (1979).

La dependencia de Q_c con la frecuencia y el lapso de tiempo han sido encontradas en otros trabajos realizados en diferentes áreas volcánicas del mundo. Del Pezzo *et al.* (1995) obtuvieron en el volcán Etna un valor de Q_c , para un lapso de tiempo de 20 segundos, que aumentaba en la banda de frecuencias entre 1 a 18 Hz. Bianco *et al.* (1999) centraron su estudio de la atenuación en el Vesubio en los primeros 3 km de la corteza asumiendo la hipótesis de que las ondas coda son ondas superficiales. Encontraron en el volcán Vesubio un aumento de Q_c en la banda de frecuencia de 3 a 18 Hz y para lapsos de tiempos entre 8 y 12 segundos. Vila *et al.* (1995) realizaron el primer estudio de atenuación en Isla Decepción y estimaron Q_c en la banda de frecuencia entre 2.5 y 16 Hz para lapsos de tiempos menores de 16 segundos. Sus resultados mostraban un incremento de Q_c con la frecuencia. Este crecimiento era diferente en las tres zonas en las que dividieron la isla para estudiar la

atenuación, zona este, oeste e interior de Port Foster. Todos estos resultados se han representado en la figura 3.37 junto con los que se han obtenido en este trabajo. El estudio que se presenta se ha realizado para frecuencias entre 7 y 29 Hz, y para lapsos de tiempos que varían entre 8 y 20 segundos. Los eventos usados tienen una profundidad máxima de 6 km, aunque la mayoría de ellos se concentran en profundidades menores de 2.5 km y no están localizados a más de 6 km del lugar de registro (Bahía Fumarolas).

En esta figura se observa:

1) Los valores que se han estimado de Q_c en este estudio para un lapso de tiempo de 20 segundos son muy similares a los estimados por Vila *et al.* (1995) en la zona este de la isla para lapsos de tiempo menor de 16 segundos. Sin embargo, Vila *et al.* (1995) encontró en el interior de la isla unos valores de Q_c y un comportamiento con la frecuencia de este factor muy diferentes a los estimados en el trabajo que se presenta en esta memoria. Estas diferencias muestran que se han producido variaciones significativas de las estructuras más superficiales en la zona del interior de la bahía entre 1988 y 1989 (años en los que se registraron los terremotos usados por Vila *et al.*, 1995) y 1999 (cuando ocurrió el enjambre sísmico al que pertenecen los terremotos usados en este trabajo). Además en 1992 tuvo lugar otra crisis sísmica, que junto con la ocurrida en 1999 han modificado el patrón de atenuación en esta zona de la isla, probablemente debido a un aumento de la heterogeneidad del medio (fisuras, diferencias en composición química, etc) y de la actividad volcánica.

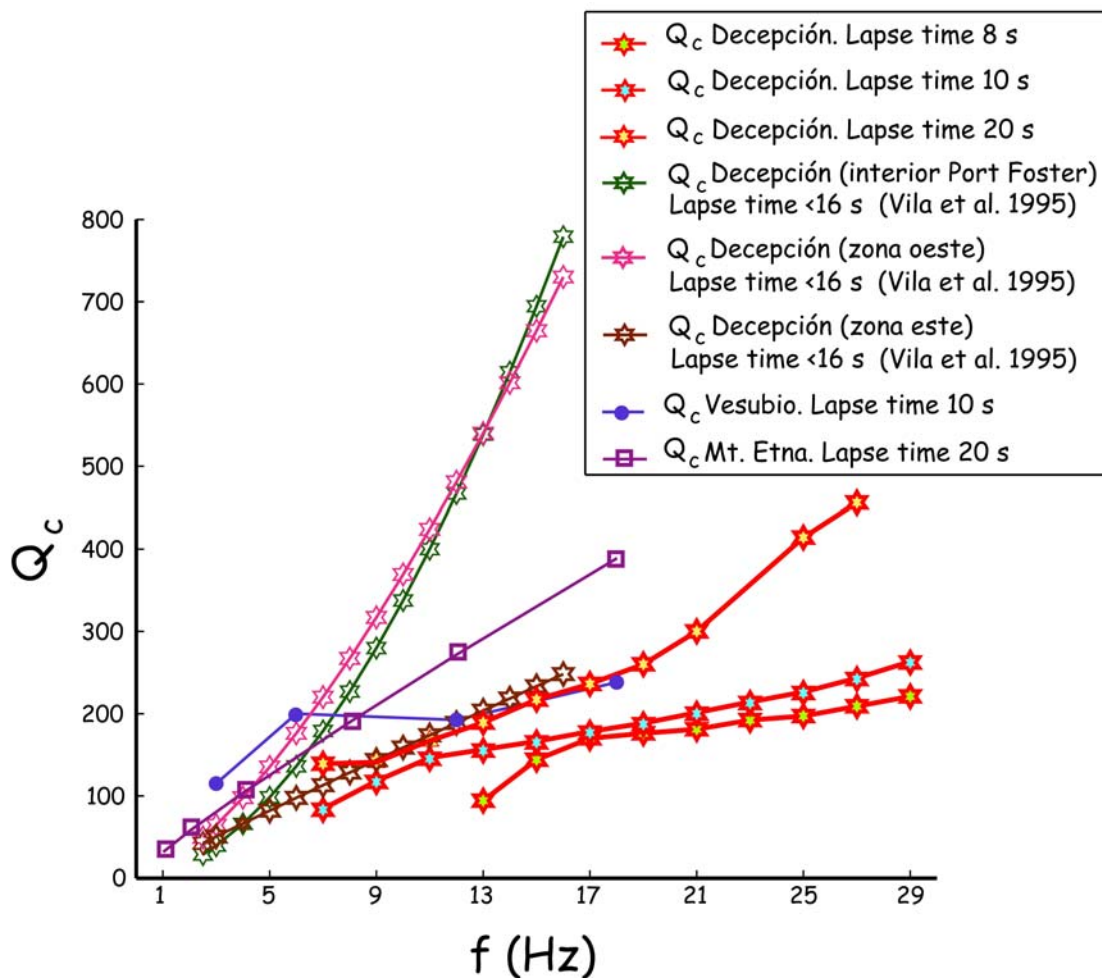


Figura 3.37. Comparación de Q_c obtenida en el volcán Etna (Del Pezzo *et al.*, 1995), Vesubio (Bianco *et al.*, 1999) y Decepción (Vila *et al.*, 1995; y el presente trabajo).

2) El factor Q_c en el volcán Etna es mayor que en Isla Decepción (la atenuación de las ondas coda es menor), indicando que en Isla Decepción existe un grado de heterogeneidad del medio mayor que en el volcán Etna.

3) Si se compara los valores del factor Q_c en el volcán Vesubio para un lapso de tiempo de 10 segundos con los estimados en este trabajo para el mismo lapso de tiempo, se comprueba que son mayores en el volcán Vesubio (la atenuación de las ondas coda es menor). Bianco *et al.* (1999) calcularon Q_c considerando que las ondas coda son ondas superficiales, y estimaron a partir de ellos los valores de Q_c suponiendo que las ondas coda están formadas por ondas internas, mostrando que son aún mayores.

Por tanto, la atenuación de las ondas coda en la región estudiada del volcán Isla Decepción es mayor que en el Vesubio. En cuanto al comportamiento con la frecuencia existen diferencias en ambas regiones para frecuencias menores de 13 Hz, presentando un crecimiento con la frecuencia más similar para frecuencias mayores de 13 Hz.

Las diferencias en el comportamiento del factor Q_c con la frecuencia en las regiones estudiadas pueden ser debidas a que predominen diferentes mecanismos de atenuación en cada una de las regiones.

Almendros *et al.* (1997) e Ibáñez *et al.* (2000) suponen que las señales de baja frecuencia registradas en Decepción durante varias campañas sea debida a la interacción entre hielo fundido y zonas calientes superficiales. Esta zona caliente está muy próxima a la estación de registro y está englobada en el volumen de medio donde se han localizado nuestros eventos. Ibáñez *et al.* (2003b) proponen que los terremotos usados en este trabajo, pertenecientes a la crisis de 1999, fueron generados por una intrusión magmática en zonas profundas. Esta intrusión magmática provocó un aumento del campo de esfuerzos en la zona, que al sobrepasar un valor umbral inició los procesos de fracturas siguiendo zonas de debilidad pre-existentes. Los eventos híbridos registrados en esta misma serie indican la presencia de fluidos, el pequeño tamaño de las fracturas, la caída de esfuerzos tan bajos, y la existencia de fumarolas y de un acuífero en el subsuelo en la zona de estudio, llevan a pensar en la presencia de fluidos no magmáticos, en la zona fuente de los terremotos, como podría ser gases y agua contenida en la estructura geológica. Teniendo en cuenta estos trabajos, existen evidencias de diferentes mecanismos de pérdida de energía, ya sean intrínsecos o de *scattering*, originados probablemente por procesos térmicos, interacción con fluidos, etc, que explicarían la fuerte atenuación de las ondas coda encontrada en Isla Decepción.

8.C. MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA.

La última estimación que se ha hecho de la atenuación de las ondas S ha sido aplicando el método de normalización de la coda. En la tabla 3.13 y en la figura 3.31 se muestra los resultados obtenidos.

Q_d	f (Hz)	z_{\max} (km)	$d_{e,\max}$ (km)
240 ± 90	13	2.46 ± 0.16	2.5 ± 0.3
220 ± 70	15	2.46 ± 0.16	7.39 ± 0.06
190 ± 50	17	2.46 ± 0.16	2.5 ± 0.3
160 ± 40	19	2.46 ± 0.16	2.5 ± 0.3
170 ± 40	21	2.46 ± 0.16	2.5 ± 0.3
290 ± 80	23	2.46 ± 0.16	2.5 ± 0.3
400 ± 100	25	2.46 ± 0.16	2.5 ± 0.3
540 ± 230	27	2.46 ± 0.16	2.5 ± 0.3

Tabla 3.13. $Q_d \pm \Delta Q_d$ en función de la frecuencia. z_{\max} es la profundidad máxima, $d_{e,\max}$ es la distancia epicentral máxima.

Como se puede observar, el comportamiento de Q_d con la frecuencia no se puede representar por una ley exponencial, $Q_d = Q_{d,0} f^n$. El factor Q_d presenta un mínimo a la frecuencia de 19 y 21 Hz. Para frecuencias menores de 19 Hz, Q_d decrece ligeramente, y a partir de 21 Hz presenta un crecimiento más pronunciado. Este comportamiento puede ser debido a la presencia en la zona de heterogeneidades de diferentes dimensiones, siendo más numerosas aquellas que se corresponde con la longitud de onda esperada en la banda de frecuencia entre 19 y 21 Hz, que es donde se ha obtenido el valor mínimo de Q_d . Dado que en esta banda de frecuencia la profundidad máxima de los eventos utilizados es de 2.46 ± 0.16 , las dimensiones de las heterogeneidades se estimarán con una velocidad de la onda S, $v_s = 1.39 \pm 0.13$. Así, para las frecuencias de 19 y 21 Hz, se ha obtenido que las dimensiones de las heterogeneidades son 73 m y 66 m,

respectivamente. Las dimensiones de estas heterogeneidades están englobadas dentro de las estimaciones realizadas por Ibáñez *et al.* (2003b) a partir del momento sísmico de terremotos VT registrados en 1999, y por Ibáñez *et al.* (2000) usando eventos de largo período registrados entre 1994 y 1997. En el primer trabajo se analizaron los datos de esta misma serie sísmica, restringiéndose a los eventos con una profundidad focal menor de 3 km y encontraron que las dimensiones de la fuente varían entre 10 y 200 m, si se considera el modelo de Brune y entre 5 y 120 m, usando el modelo de Madariaga. Ibáñez *et al.* (2000), estimaron las dimensiones de las fracturas que originan los eventos de largo período, encontrando que tienen forma de paralelepípedo con un largo entre 50 y 120 m, una altura que varía entre 70 y 150 m y un ancho de algunos centímetros.

Los eventos usados para estimar Q_d quedan dentro del volumen de medio al que se ha atribuido el valor de $Q_\beta^{\text{espectral}}$ (a partir de este momento se le nombrará simplemente por Q_β). Si se comparan los valores de Q_d y Q_β en el rango de frecuencias donde coinciden (entre 12 y 15 Hz), se observa que los valores de Q_d son mucho mayores que los valores de Q_β estimados para las tres componentes (tabla 3.14). Si los dos métodos estiman la misma magnitud, la atenuación de la onda S, ¿por qué existe esta diferencia entre las dos estimaciones?. Esto podría ser debido a la aplicación de los propios métodos. El método de normalización de la coda, no considera toda la trayectoria del rayo en la estimación de Q_d . La contribución de la trayectoria en las capas más superficiales es eliminada al hacer el cociente de la amplitud espectral de la onda S con la onda coda (ver expresión [2.14]). Sin embargo, la estimación de Q_β se realiza a lo largo de la trayectoria completa recorrida por la onda sísmica. Por tanto, el valor tan pequeño de Q_β es debido a la fuerte atenuación que producen las capas más superficiales de la corteza (Havskov *et al.*, 2003).

f (Hz)	$Q_d/Q_{\beta,Z}$	$Q_d/Q_{\beta,E}$	$Q_d/Q_{\beta,N}$
13	7.1	6.1	6.5
15	6.5	5.6	5.9

Tabla 3.14. Comparación de Q_d y Q_{β} estimada con las tres componentes. $Q_{\beta,Z}$, $Q_{\beta,E}$ y $Q_{\beta,N}$ es el factor Q_{β} determinada a partir de la componente Z, E-W y N-S, respectivamente.

El contraste entre la atenuación de las capas más superficiales y profundas se ha observado en otros estudios realizados en diferentes ambientes, utilizando un rango de distancias hipocentrales y frecuencias muy distinto al usado en este análisis. Malin *et al.* (1988) a partir de los espectros de velocidad de la onda S en función de la profundidad en un pozo de 500 m obtuvieron un factor Q para la onda S igual a 9. Abercrombie (1997) también investigó la atenuación de la capa más superficial en un pozo para ensayos científicos. Encontró que la mayor parte de la atenuación sufrida por las ondas sísmicas se producía en los primeros 3 km de la corteza. A partir de medidas de laboratorio y medidas de campo, Johnston *et al.* (1979) determinaron que la principal causa de la variación de la atenuación con la profundidad está controlada por la variación de la presión. En la capa más superficial, la presión es menor y aumenta el contenido de fracturas y otras heterogeneidades que producen *scattering* de las ondas sísmicas, y absorción de energía por fricción en las mismas heterogeneidades.

Por tanto, las diferencias entre los valores del factor Q para las ondas S obtenidos con el método espectral y de normalización de la coda puede estar directamente relacionado con un efecto de fuerte atenuación en la zona más superficial. Para determinar la atenuación de esta capa se va a considerar:

1. La suma del cociente del tiempo de propagación y el factor Q en una capa a una profundidad h , y en una capa superficial de espesor h_{sup} , proporciona una estimación de la atenuación promedio en ambas zonas:

$$\frac{t}{Q_{total}} = \frac{t_{sup}}{Q_{sup}} + \frac{t_{prof}}{Q_{prof}} \quad [3.20]$$

donde Q_{total} es el factor de atenuación referido a todo el volumen que se considera, Q_{sup} y Q_{prof} hacen referencia, respectivamente, al factor Q en la capa superficial y profunda (ver figura 3.38) y t_{sup} y t_{prof} es el tiempo de propagación en ambas capas.

2. Teniendo en cuenta que se ha considerado que el método de decaimiento espectral estima la atenuación promedio de todo el volumen atravesado por la onda sísmica y el método de normalización de la coda la atenuación en la capa profunda, se puede identificar el factor Q_d con Q_{total} y Q_β con Q_{prof} . Dado que Q_d ha sido medido en una estación de componente vertical y las estimaciones de Q_β en las tres componentes son muy similares, se usará también los resultados de Q_β en la componente vertical.

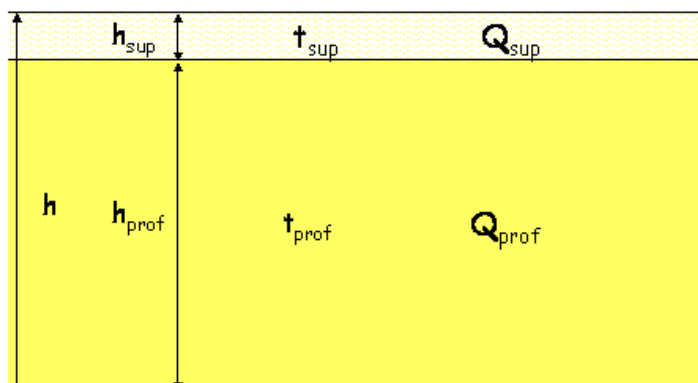


Figura 3.38. Esquema ilustrativo de la disposición de las capas y de las variables definidas en ella.

3. Los valores de Q_β y Q_d que se usen deben de estar definidos en bandas de frecuencia comunes. En este caso, será la banda de frecuencia [13 15] Hz. Al ser Q_d ligeramente diferente para las frecuencias de 13 y 15 Hz, se ha tomado como valor de Q_{prof} , el valor medio de Q_d en estas bandas de frecuencia. Por tanto:

$$\begin{aligned} Q_t &= 34 \pm 11 && \text{para } 4 \leq f \leq 15 \\ Q_{\text{prof}} &= 230 \pm 80 && \text{para } 13 \leq f \leq 15 \end{aligned} \quad [3.21]$$

4. Para una estimación sencilla de Q_{sup} , se va a calcular los tiempos de propagación a lo largo de toda la trayectoria (t), en la capa superficial (t_{sup}), y en la capa profunda (t_{prof}), suponiendo que la distancia de propagación en cada capa es igual al espesor de las mismas.

5. El espesor de la capa más superficial se ha supuesto igual a 570 m en base a estudios de la estructura de velocidad para la zona, muestra capas superficiales de muy baja velocidad, y también de la relación v_p/v_s (Grad *et al.* 1993; Ortiz *et al.*, 1997) y a algunos trabajos realizados en la isla (Almendros *et al.* 1997; Ibáñez *et al.* 2000 y Saccorotti *et al.* 2001), que ponen en evidencia la existencia de una capa muy superficial, donde la velocidad de las ondas P y S es muy lenta.

6. La profundidad del volumen total (h) se corresponde con la profundidad del volumen de medio máximo donde coincidan los eventos utilizados para estimar Q_β (tabla 3.12) y Q_d (tabla 3.13). A la frecuencia de 13 y 15 Hz, Q_d se encuentra definida en volúmenes diferentes, pero teniendo en cuenta que en ambos casos sólo un 3% de los datos tienen profundidad focal mayor de 2 km, se ha considerado esta profundidad como la profundidad máxima. En el caso del método espectral, la distribución en profundidad de los eventos es distinta, teniendo una mayor proporción de terremotos con profundidad focal mayor de 2 km. Por tanto, la limitación a la profundidad la impone el análisis hecho con el método de normalización de la coda, y la velocidad de la onda S corresponde a la velocidad promedio para la profundidad de 2 km.

Teniendo en cuenta estos 6 puntos, los valores del espesor de cada una de las capas, así como el tiempo de propagación empleado en recorrerlas son:

$$\begin{aligned}
 h &= 2.0 \pm 0.1 \text{ km} & \xrightarrow{v_s=1.25 \pm 0.12 \text{ km/s}} & \tau = 1.6 \pm 0.23 \text{ s} \\
 h_{\text{sup}} &= 0.57 \pm 0.01 \text{ km} & \xrightarrow{v_s=0.89 \pm 0.16 \text{ km/s}} & \tau_{\text{sup}} = 0.64 \pm 0.13 \text{ s} \\
 h_{\text{prof}} = h - h_{\text{sup}} &= 1.43 \pm 0.11 \text{ km} & \xrightarrow{v_s=1.00 \pm 0.11 \text{ km/s}} & \tau_{\text{prof}} = 1.4 \pm 0.3 \text{ s}
 \end{aligned}$$

[3.22]

Combinando la expresión [3.20], con las estimaciones de diferentes variables mostradas en las expresiones [3.21] y [3.22], se obtiene que la atenuación en la capa más superficial es:

$$Q_{\text{sup}} = 18 \pm 17 \quad \text{para } 13 \leq f \leq 15 \quad [3.23]$$

El valor del factor Q_{sup} , es una estimación aproximada que muestra que la atenuación en los primeros metros de la corteza de Isla Decepción es muy fuerte en la banda de frecuencia entre 13 y 15 Hz. Si se compara Q_{sup} con Q_{prof} , se corrobora que la mayor parte de la pérdida de energía sufrida por las ondas sísmicas se produce en las capas más superficiales de la corteza.

Esta capa superficial de elevada atenuación también ha sido encontrada en otras partes del mundo como por ejemplo en California, tal y como se muestra en la tabla 3.15.

Región	Q_{sup}	
	9	(Malin <i>et al.</i> , 1988)
California	12	(Gibbs <i>et al.</i> , 1994)
	17	(Abercrombie, 1995)
Isla Decepción	18	(presente trabajo)

Tabla 3.15. Diferencias de valores de Q_{sup} entre California e Isla Decepción.

Malin *et al* (1988) encontraron $Q_{\text{sup}} = 9$ para la onda S en una capa superficial de ofiolita de 500 m de espesor sobre terreno aluvial; Gibbs *et al.*

(1994) y Abercrombie (1995) obtuvieron valores del factor Q para las ondas S muy similares en los primeros 300 m de corteza, $Q_{sup} = 12$ y $Q_{sup} = 17$, respectivamente.

8.D. ATENUACIÓN INTRÍNSECA Y POR *SCATTERING*.

Se ha estimado los factores Q_s y Q_i a partir de la atenuación de las ondas S , proporcionando ambos factores una información del medio que permite determinar de una manera diferenciada las principales características de la estructura interna más superficial de esta zona del volcán.

Los resultados que se han obtenido se encuentran en la tabla 3.10 y se muestran en la figura 3.32, junto con los factores Q_β y Q_c , a partir de los cuales se ha obtenido los valores de Q_s y Q_i . Las características más sobresalientes son:

1). Q_s y Q_i tienen diferente comportamiento con la frecuencia:

Q_s decrece ligeramente en la banda de frecuencia analizada, aunque el error de Q_s , engloba todas las medidas, pudiendo considerar un valor promedio de $Q_s = 60$, en toda la banda de frecuencia entre 6 y 16 Hz.

Q_i crece bruscamente entre 7 y 11 Hz. A partir de 11 Hz, se observa una tendencia creciente, pero las barras de error de la medida Q_i , hacen que se pueda considerar a partir de 11 Hz un valor promedio de Q_i , $Q_i = 138$.

2). La atenuación debida a los procesos de *scattering* predomina sobre la absorción de energía para frecuencias superiores o igual a 8 Hz. A la

frecuencia de 7 Hz, el *scattering* y los procesos anelásticos contribuyen por igual a la pérdida de energía.

3). La estimación del factor Q_s está afectada de un margen de error elevado. El factor que más contribuye en este error es la indeterminación de los factores Q_β o Q_c . El error del factor Q_c es menor del 13% en la banda de frecuencias utilizadas, mientras que el del factor Q_β es del orden del 35%, por lo que en este caso, el error de Q_s es debido ΔQ_β .

4). El factor Q_c tiene valores muy próximos a Q_i . Este hecho indica que aunque las ondas coda se forman por la interacción de una onda primaria con las heterogeneidades del medio, la atenuación de las ondas coda está controlada por procesos anelásticos, más que por el propio *scattering* que las genera. Los estudios analíticos de Shang y Gao (1988) mostraron que cuando las heterogeneidades están aleatoriamente distribuidas en el medio y la atenuación intrínseca es uniforme, Q_c es idéntico a Q_i . Según los trabajos de Zeng (1991) y Mayeda *et al.* (1992), las diferencias entre Q_c y Q_i pueden ser debidas a la variación de Q_i con la profundidad. Teniendo en cuenta estos trabajos, los resultados obtenidos mostrarán que la estructura superficial de Port Foster se podría aproximar por una distribución aleatoria de heterogeneidades en el interior de un medio con unas propiedades intrínsecas que varía con la profundidad. De acuerdo con los trabajos de Almendros *et al.* (1997) e Ibáñez *et al.* (1999, 2003b), las dimensiones de estas heterogeneidades no superan los 200 m.

5). El valor de Q_β es del mismo orden de magnitud que Q_s , por tanto, es el *scattering* la principal causa de atenuación para las ondas S directas, probablemente del tipo *forward scattering*.

Estos resultados se pueden resumir en los siguientes puntos:

1. Q_s prácticamente constante con la frecuencia,
2. Q_i crece con la frecuencia,

3. Q_s domina sobre Q_i para frecuencias mayores de 7 Hz,
4. Q_c es próximo a Q_i , mientras que Q_β lo es a Q_s .

En la figura 3.39 se muestra cómo dependen Q_s y Q_i con la frecuencia en otras áreas del mundo, incluyendo los resultados obtenidos en este análisis. Las principales características que se observan son:

1. Q_s y Q_i en el volcán Isla Decepción son menores (mayor atenuación intrínseca y por *scattering*) que en el resto de las áreas volcánicas consultadas: Vesubio, Etna, Islas Canarias, Long Valley y Hawai. Estas diferencias se pueden atribuir al rango de distancias hipocentrales y profundidades usadas en cada estudio. En el volcán Vesubio se usa un volumen similar al utilizado en este estudio, tanto en extensión superficial como en profundidad. Los factores Q_s y Q_i para el volcán Etna y la Cuenca de Granada (Del Pezzo *et al.* 1995) se calcularon para lapsos de tiempo de 20 segundos, lo que conlleva un volumen de mayor profundidad. El rango de distancias hipocentrales empleadas es también mayor, del orden de 30 km.
2. En ninguna de las áreas observadas se ha observado que el factor Q_s permanezca prácticamente constante con la frecuencia, como se ha obtenido en Decepción. Este resultado podría ser indicativo de la existencia de una distribución muy densa de fracturas o fisuras con dimensiones entre 90 ± 16 m (correspondiente a la frecuencia de 15 Hz) y 190 ± 50 m (correspondiente a la frecuencia de 7 Hz), que producen redistribución de la energía en el volumen en estudio.
3. El comportamiento de Q_i con la frecuencia también es diferente. En todas las áreas, Q_i tiene una dependencia con la frecuencia más fuerte que en Isla Decepción, y además en Decepción esta dependencia sólo se observa entre 7 y 11 Hz.

4. En las regiones volcánicas revisadas no se observa que exista un único patrón de comportamiento. Así, en los volcanes Hawaii y Long Valley (Mayeda *et al.*, 1992), para frecuencias menores de 6 Hz, y en el volcán Vesubio (Bianco *et al.*, 1999) a la frecuencia de 18 Hz, la atenuación por *scattering* es mayor que la intrínseca. Sin embargo, en el volcán Mt. Etna (Del Pezzo *et al.*, 1995)) y en los volcanes Hawaii y Long Valley, para frecuencias mayores de 6 Hz, es la absorción quien domina sobre la atenuación por *scattering*. Y en la Isla Decepción (presente trabajo) se observa que el *scattering* domina sobre los efectos intrínsecos para frecuencias mayores de 7 Hz.

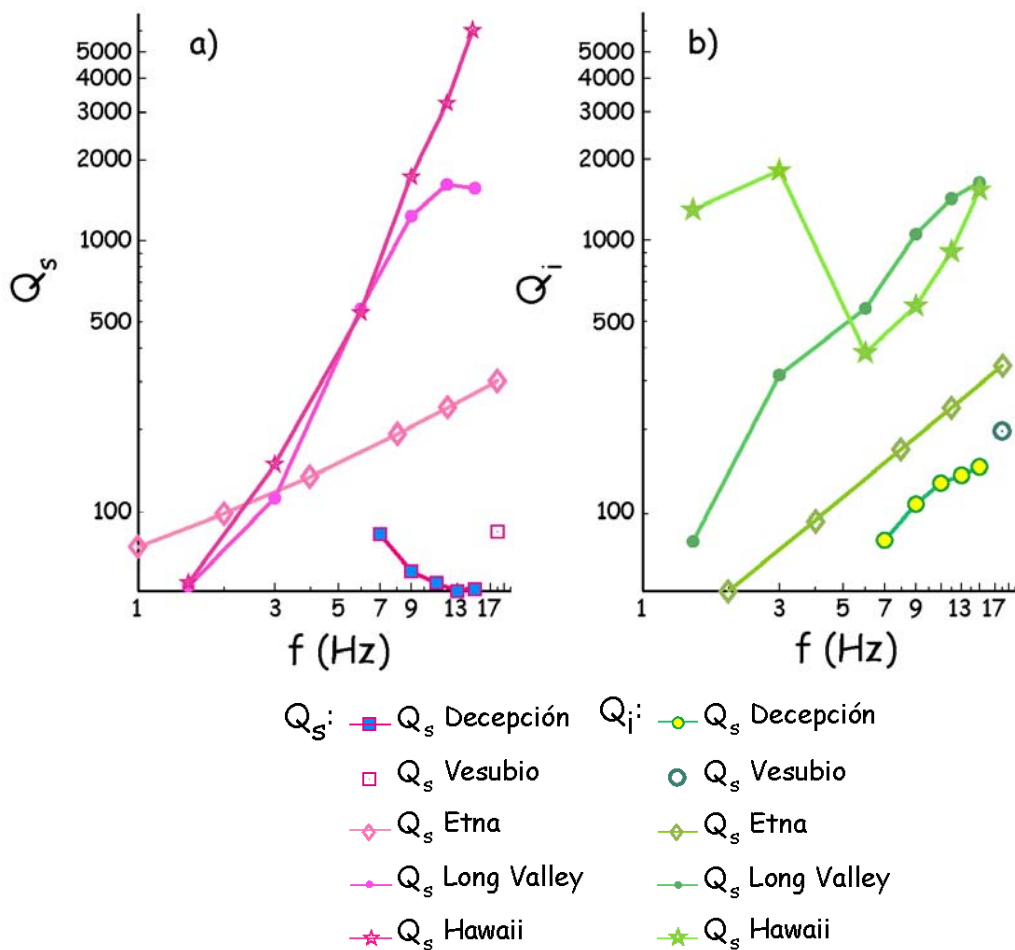


Figura 3.39. Comparación de Q_s y Q_i frente a la frecuencia en diferentes ambientes tectónicos y volcánicos: Isla Decepción (este estudio), Vesubio (Bianco *et al.*, 1999), Mt. Etna (Del Pezzo *et al.*, 1995), Long Valley y Hawaii (Mayeda *et al.*, 1992).

Del análisis de las figuras 3.32 y 3.39, así como de otros resultados encontrados en este análisis, podemos concluir para el volcán Isla Decepción:

1. La corteza superficial del área examinada se caracteriza por un alto grado de heterogeneidad. Este hecho es confirmado basándonos en algunos resultados de este análisis que confirman la existencia de procesos de *scattering* :

a. La variación de Q_d con la frecuencia es explicada considerando que en la zona próxima a la fuente, el medio está muy fracturado, siendo las dimensiones más característica de las fracturas entre 66 y 73 m.

b. La comparación de los métodos de normalización de la coda y espectral muestra una atenuación muy elevada en una capa muy superficial, con un espesor de 570 m. Posiblemente, esta capa estará caracterizada por un alto contenido de fracturas y heterogeneidades de las dimensiones indicadas en el apartado a) saturadas de agua o gases debido a la presencia en la zona de un acuífero subterráneo y fumarolas.

c. La dependencia de Q_s con la frecuencia es explicada por una distribución densa de fracturas con dimensiones entre 90 y 190 m

2. La atenuación intrínseca observada en la zona es muy elevada, aumentando para frecuencias menores de 11 Hz.

Este valor elevado de la atenuación intrínseca puede ser debido a procesos viscosos relacionados con los fluidos que rellenan las fracturas, a las pérdidas de energía relacionadas con las elevadas temperaturas observadas en la zona, y a la presencia de agua contenida en las estructuras más superficiales. La existencia de un acuífero subterráneo y de fumarolas a distancias menores de 200 m de la estación de registro, y hacia el interior de la bahía demuestra la existencia de fluidos, al menos, en la parte más superficial de la corteza. Además de la observación,

existen trabajos realizados en la zona (Almendros *et al.* (1997), Correig *et al.* (1997), Ibáñez *et al.* (2000, 2003b)) que apuntan la existencia de fluidos en los primeros kilómetros de la corteza, por lo que estas heterogeneidades podrían estar rellenas por los mismos. El bajo valor de Q_p y de la razón Q_p/Q_β encontrada en los primeros kilómetros de corteza y la razón v_p/v_s de las capas más superficiales (menos de 1.41 km de profundidad) indica también la presencia de gases o fluidos supercríticos (Sanders *et al.* 1995). La existencia de fumarolas, además de manifestar la presencia de fluidos, también indica temperaturas elevadas. Durante las campañas antárticas se han realizado sondeos térmicos que muestran que la zona que rodea la estación de registro alcanzaba una temperatura medida de 40°C, existiendo zonas aisladas donde la temperatura era superior a 90°C. Concretamente, en bahía Fumarolas se encuentran las zonas más calientes, con 104 °C de temperatura. Existen además estudios en la zona que apoyan la hipótesis de zona calientes en el interior de la corteza (Martí y Baraldo 1990; Correig *et al.* 1997).

Dado que la atenuación intrínseca varía lentamente para frecuencias mayores de 9 Hz, y es del mismo orden de magnitud que la atenuación por *scattering*, se podría pensar que para estas frecuencias, la causa de la absorción de energía es la misma que la atenuación por *scattering*. Esto es, una corteza muy heterogénea, con una densidad de heterogeneidades que varía sus dimensiones entre 90 ± 16 a 104 ± 20 m, aunque el mecanismo de pérdida si es diferente. Sin embargo, a frecuencias menores de 9 Hz, la atenuación intrínseca sería debida a procesos relacionados con la temperatura.

El hecho de que la atenuación intrínseca aumente a bajas frecuencias, llegando a superar a la atenuación por *scattering*, puede estar relacionado con la existencia en la zona de sistemas donde interacciona vapor de agua o hielo con rocas calientes. Almendros *et al.*

(1997) e Ibáñez *et al.* (2000) proponen la existencia de estas fuentes para explicar el origen de los eventos de baja frecuencia.

3. Dado que las heterogeneidades de la corteza favorecen la redistribución de energía (atenuación por *scattering*), como la absorción de la misma (atenuación intrínseca), es lógico pensar que este es uno de los motivos que origina que la diferencia entre Q_s y Q_i sea mayor en áreas tectónicas que en regiones volcánicas, donde la corteza superficial está más alterada y fracturada, que en las regiones tectónicas.

8.E. ANISOTROPÍA CORTICAL.

Es posible sugerir la existencia de una región anisótropa en la superficie de la isla Decepción en base a los resultados de la medida del ángulo de polarización, POL (figura 3.33) y del retraso temporal, TD (figura 3.35). Los resultados encontrados se detallan a continuación:

1. El azimut de la fase más rápida (POL) muestra que prevalece la dirección E-W.
2. La estación G3 muestra otra dirección preferente que se encuentra orientada a 120°N.
3. Se ha comprobado que existe un retraso temporal entre las fases $qS1$ y $qS2$. La dispersión de la medida de TD es notable.
4. El patrón de variación de los retrasos temporales en las estaciones F1 y F2 es diferente del encontrado en la estación G3, además de que en esta última estación se registran los mayores retrasos temporales.
5. Las estructuras anisótropas que producen mayor retraso se distribuyen mayormente entre 0.8 y 1.4 km de profundidad.

Los ambientes volcánicos se caracterizan por una alta heterogeneidad de la estructura superficial de la corteza, por lo que es fácil suponer la existencia

de pequeñas fracturas, con o sin fluidos. En un principio, este sistema de heterogeneidades no tiene porqué estar alineadas en ninguna dirección particular. Los resultados del azimut de polarización de la fase rápida en este volcán indican una orientación preferente de estas heterogeneidades en la dirección E-W. Por otra parte la dispersión de las medidas del retraso temporal de la fase lenta respecto de la fase rápida hace pensar en una distribución de volúmenes anisótropos de dimensiones diferentes. Además, el diferente patrón de comportamiento en cuanto al azimut de polarización y valores del retraso temporal entre las fases qS1 y qS2 de la estación G3 con respecto a las estaciones F1 y F2, puede ser explicado por el alto grado de heterogeneidad de los ambientes volcánicos, existiendo diferencias notables en la estructura a distancias pequeñas, del orden de 60 m (distancia de separación entre las estaciones F1 y G3). Este resultado permite situar en las proximidades de la estación G3 un conjunto de fracturas de diferentes dimensiones, situadas en las capas más superficiales (entre 0.8 y 1.4 km) y orientadas principalmente en dos direcciones, 90°N y 120°N, que coinciden con dos de las orientaciones principales de la región estudiada.

Como se ha demostrado, la región más superficial del volcán Isla Decepción muestra una alta fracturación con direcciones preferentes, y alta heterogeneidad y anisotropía. Este resultado es coherente con los obtenidos con la atenuación sísmica donde Q es muy bajo y donde la atenuación por *scattering* prevalece sobre la atenuación intrínseca a altas frecuencias.

9. CONCLUSIONES.

El estudio llevado a cabo sobre la estructura superficial en Isla Decepción a partir de la pérdida de energía sísmica es el más completo realizado

en la zona, incluyendo un análisis para determinar la existencia de estructuras anisótropas en el medio. Pocas regiones volcánicas presentan estudios similares al que se ha presentado. Ambos tipos de análisis (de atenuación y anisotropía) son complementarios, y los resultados obtenidos a partir del estudio del desdoblamiento de la onda S corroboran la estructura cortical determinada a partir de la atenuación que provoca el medio. Por otra parte, los resultados obtenidos con ambos análisis son compatibles con el entorno geográfico y geológico de la isla y con estudios previos realizados en este volcán.

El análisis de los efectos de la atenuación en la propagación de las ondas sísmicas ha proporcionado una valiosa información de las características estructurales de los primeros kilómetros de la corteza en la zona del interior de la bahía. El medio estudiado es muy atenuativo, con valores del factor Q para las ondas internas menores de 50. El factor Q_c también es menor en comparación con los estimados en otras áreas volcánicas, así como los factores Q_s y Q_i . Los bajos valores encontrados para Q_i y Q_s , así como la dependencia con la frecuencia de los factores Q_d , Q_c , Q_s y Q_i , ponen de manifiesto un medio muy fracturado con presencia de fluidos, en el que se desencadenan diferentes procesos físicos, relacionados con las temperaturas elevadas encontradas en la zona, con presencia de agua y gases, y con la existencia de fracturas, que dan lugar a transformaciones de la energía sísmica en otro tipo de energía, a procesos de *scattering* de las ondas sísmicas, y al desdoblamiento de la onda S. La presencia de heterogeneidades orientadas en una determinada dirección, así como la presencia de fluidos dentro de las mismas favorecen las pérdidas de energía sísmica, ya sea por atenuación sísmica como por otro tipo de redistribuciones de energía no englobadas dentro del término de atenuación sísmica, como es el caso de la anisotropía. Nuestros resultados requieren tamaños de fracturas del orden de decenas de metros y este valor también ha sido corroborado a través de estudios de magnitud-momento.

Tanto el estudio de la atenuación de las ondas sísmicas como de anisotropía del medio han puesto de manifiesto que la zona del interior de la isla próxima a Bahía Fumarolas estaría constituida por una estructura superficial altamente heterogénea y fracturada con un alto contenido de agua (procedente del deshielo y del acuífero superficial) y gases (existencia de numerosas fumarolas).

CAPÍTULO 4:

TOMOGRFÍA 3-D DE ATENUACIÓN DEL VOLCÁN ETNA.

1. INTRODUCCIÓN.

El Etna es el volcán activo más grande de Europa, y en los últimos 20 años ha experimentado una intensa actividad eruptiva y sísmica, que ha incrementado en los últimos cuatro años. La situación geográfica de este volcán, próximo a estructuras de compresión y extensión, da lugar a que existan incertidumbres asociadas a los factores que controlan su actividad volcánica.

Su constante actividad y su proximidad a núcleos poblados convierten a este volcán en un excelente laboratorio natural. Permite ensayar nuevos sistemas de registro, buscar las mejores configuraciones para una eficaz monitorización, así como optimizar las técnicas de análisis de los datos, no sólo en Sismología, sino en todas las disciplinas relacionadas con los volcanes: Geoquímica, Gravimetría, estudios de deformación, etc. Este hecho ha dado lugar a que sea uno de los volcanes más estudiados en los últimos años, proliferando trabajos en diferentes campos, que proporcionan un mejor conocimiento de su estructura interna, y de la relación entre el volcanismo del Etna y la actividad tectónica de la zona, que no es bien conocida.

El conocimiento de la estructura interna de un volcán supone un avance en la comprensión de los procesos que definen la dinámica del magma, y de los procesos eruptivos. Para esto es importante poder delimitar la situación de las cámaras magmáticas, o zonas de almacenamiento de material fundido, o la presencia de diferentes fases en estas zonas, su forma, tamaño, movilidad, etc. En este sentido se ha realizado un gran esfuerzo usando diferentes métodos geofísicos. Las técnicas sísmicas destacan por la alta resolución de los resultados que se obtienen, resaltando la técnica de tomografía sísmica de velocidad. En el Etna existe un número importante de trabajos que han

proporcionado modelos de la estructura de velocidad a través de la tomografía sísmica. Estos modelos han confirmado la presencia de intrusiones magmáticas consolidadas procedentes de antiguas erupciones, así como zonas de tránsito del magma a la superficie, de acumulaciones de gases, presencia de fases fundidas y de fracturas.

Recientemente, se ha realizado por primera vez en el volcán Etna, una tomografía de atenuación sísmica que propone un modelo tridimensional de atenuación de los 15 primeros kilómetros de corteza. Con este trabajo se han mejorado el conocimiento de las principales características estructurales encontradas por la aplicación de la tomografía de velocidad, definiéndose volúmenes de acumulación de fluidos insertados dentro de intrusiones magmáticas más antiguas, y cuerpos porosos con saturación de fluidos en regiones con conductos de magma.

En la mayoría de estos estudios se han usado los terremotos registrados durante largos períodos de años, correspondientes a diferentes erupciones, por lo que se podría pensar que los resultados que se han obtenido ofrecen información promediada en el tiempo. La erupción de Julio de 2001 estuvo precedida por un enjambre sísmico, a partir del cual Patanè *et al.* (2002) han determinado la estructura de velocidad en un período pre-eruptivo.

El trabajo que se presenta en este capítulo surge por varias razones. La primera porque se necesita mejorar el conocimiento de las estructuras de atenuación de este volcán. Segundo porque la atenuación es más sensible a los cambios físicos y químicos que se producen en el medio. Tercero porque la serie sísmica previa a la erupción de Julio del 2001 ha proporcionado un número de terremotos suficiente para abordar un estudio tridimensional de atenuación sísmica, por lo que se abre la posibilidad de obtener una imagen "casi instantánea" de los procesos que se desencadenaron previos a la erupción. Y

cuarto, se pretende ver qué cambios se producen en la estructura justo antes de una erupción volcánica. El éxito de este trabajo confirmará la realización de futuros estudios en los se usen terremotos pertenecientes a diferentes etapas de la dinámica de este u otros volcanes.

2. MARCO GEOLÓGICO DEL VOLCÁN ETNA.

El Etna es un estratovolcán poligenético basáltico situado en la costa Este de Sicilia (Italia) (ver figura 4.1), con una base de aproximadamente 40 km y una altura sobre el nivel del mar que sobrepasa los 3300 m (Romano 1982a,b; Guillot *et al.*, 1994). Este diámetro tan elevado es el resultado de los colapsos de numerosos edificios volcánicos que se han formado a lo largo de la evolución de este volcán.



Figura 4.1. El volcán Etna se sitúa en el sur de Europa, al este de la isla Sicilia (Italia).

El actual edificio volcánico tiene una cima en forma de cono y cientos de conos repartidos a lo largo de las fisuras eruptivas sobre sus laderas. El número de centros eruptivos en las laderas varía entre 250 y 300, y se añaden más en

cada nueva erupción de ladera, como en la erupción de 2001. Una de la característica más destacable de su comportamiento eruptivo es su capacidad de entrar en erupción en muchos puntos de sus laderas. Las erupciones en la cima y en las laderas, son características de los estratos volcanes.

El lugar donde se emplaza este volcán es muy complejo. En la zona este de Sicilia se unen estructuras que pertenecen a ambientes compresivos (la cadena Norte de Sicilia y el *foreland* Ibleo) y a ambientes extensivos (el escarpe Ibleo-Maltés) (ver figura 4.2).

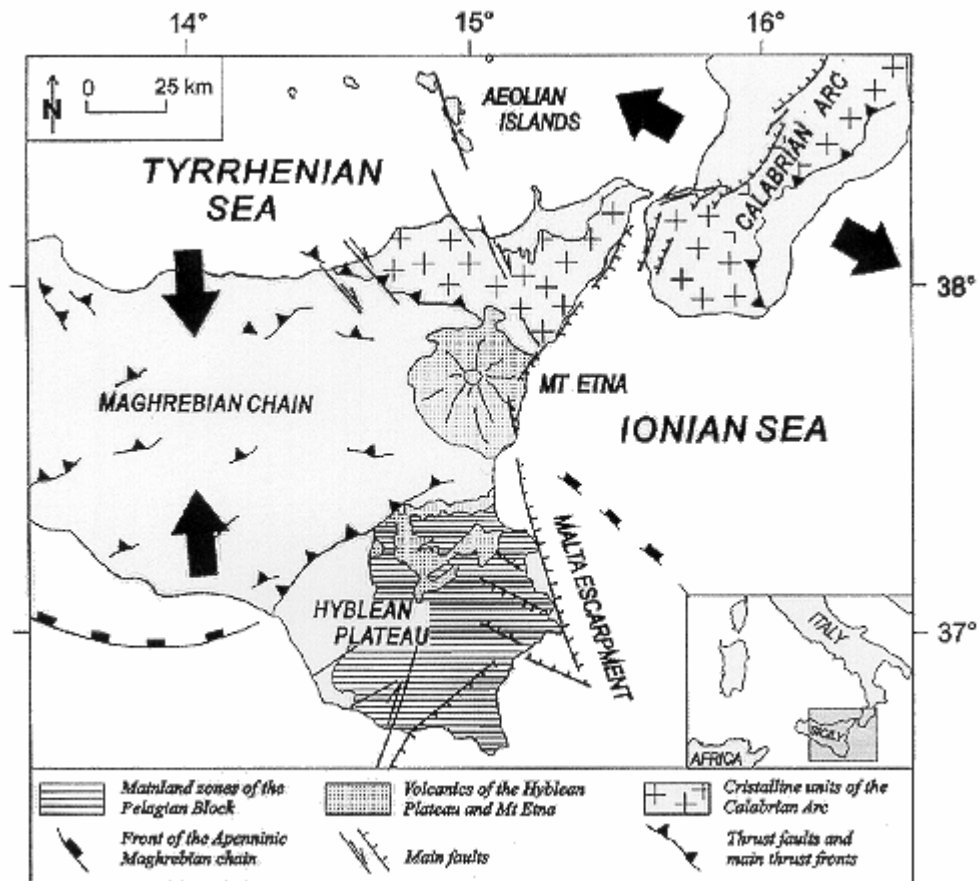


Figura 4.2. Mapa regional mostrando los principales sistemas de fallas y los dominios compresivos de la parte central y oeste de Sicilia y el dominio tensional del arco de Calabria (Barberi *et al.*, 2000).

Las estructuras compresivas son el resultado de la convergencia de la placa Africana con la Euroasiática. Este movimiento formó la cadena Norte de

Sicilia, que une los Apeninos con las montañas del Atlas (Lentini, 1982), y su correspondiente cuenca, el *foreland* Ibleo, que es parte del margen de la placa Africana (Barberi *et al.*, 1974). Esta convergencia deformó el frente litosférico de la placa africana, originó la apertura de la cuenca del Mar Tirreno hace 7 Ma, y la subducción de la microplaca Jónica entre el escarpe Ibleo-Maltés y el escarpe de Apulia debajo de la microplaca del Mar Tirreno (figura 4.3) (Morelli, 1970; Barberi *et al.*, 1974, Scandone, 1979; y Finetti y Del Ben, 1986). El arco magmático de esta estructura de subducción dio lugar a las Islas Eólicas, mientras que el arco Calabro se considera que es la zona prearco de dicha subducción (Ghisetti y Vezzani, 1982; Scandone, 1982).

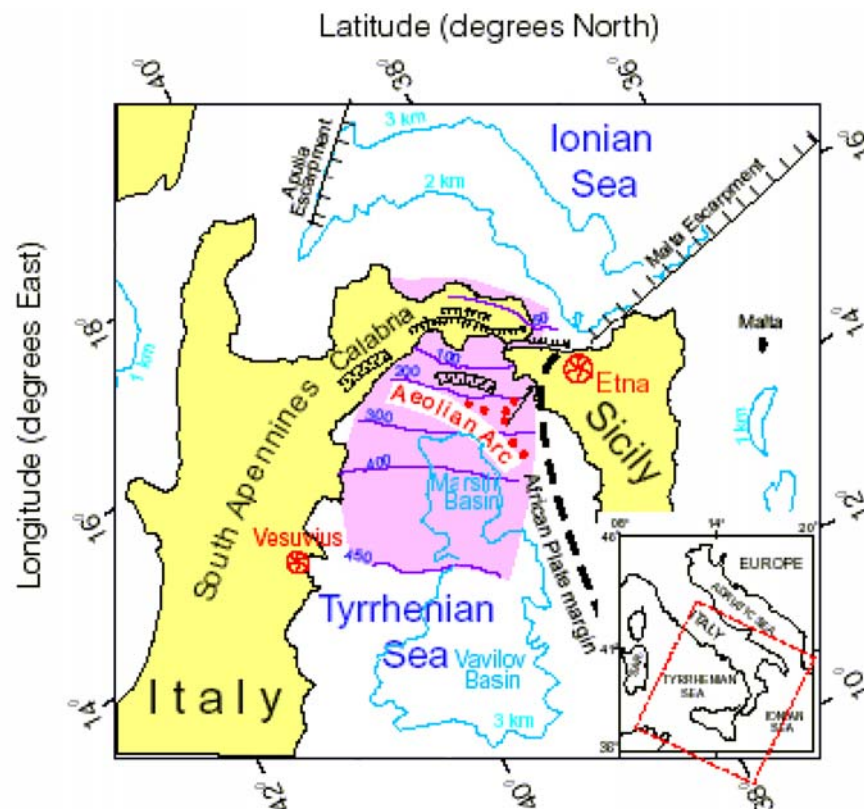


Figura 4.3. La microplaca Jónica, entre los escarpes de Apulia y Malta, subduce (área morada) bajo la microplaca Tirrénica. El Etna se encuentra en uno de los bordes de esta zona de subducción, sin pertenecer a ella. El movimiento convergente de la placa africana con la europea y la expansión en el Escarpe Ibleo-Maltés confluyen en el Etna (Gvirtzman y Nur, 1999).

El régimen de extensión se manifiesta por la actividad de las fallas que cortan el lado sureste del volcán (Patanè y Privitera, 2001; Azzaro *et al.*, 2000;

Monaco *et al.*, 1997; Lanzafame *et al.*, 1997), y principalmente por el escarpe Ibleo-Maltés que está situado al oeste de la cuenca Jónica y con una tendencia NNW-SSE. La solución del plano de fallas de los terremotos de la zona (Cocina *et al.*, 1997; Patanè y Privitera, 2001) muestra una distribución de esfuerzos en la corteza de la región etnea que apoya la hipótesis de que el volcán Etna se encuentra en un área de transición entre el dominio compresivo al oeste y el tensional al este.

La complejidad de este ambiente tectónico regional se refleja también a escala local por la intersección en el edificio volcánico de diversos sistemas de fallas y fracturas con orientaciones que se corresponden con las principales estructuras regionales (ver figura 4.4):

- a) En el lado este de la región, la tendencia NNW-SSE del escarpe Ibleo-Maltés (Scarpa *et al.*, 1983) esta representada en la región sureste del volcán por el Sistema de Timpe y el Sistema Mascalucia-Trecastagni.
- b) La tendencia ENE-WSW aparece bien desarrollada en la región nordeste de la región etnea con las discontinuidades de las zonas de la falla de Naca y Fiumefreddo y el eje sismogénico del Guiarre.
- c) El rift NNE, representativo de la tendencia NNE-SSW, comienza en el cráter NE y se prolonga hasta la falla Pernicana con orientación E-W.
- d) El lado oeste está apoyado en la cadena Norte y sólo está afectado por pliegues morfológicos y fallas pequeñas que siguen igualmente las tendencias regionales. El más notable es el sistema de Ragalna-Adrano que sigue la tendencia regional NE-SW.

En este complicado marco geológico y estructural se desarrolla el volcanismo del Etna, que a pesar de localizarse en la zona de subducción de la placa Jónica no está relacionada con la misma, en el sentido de que no forma

parte del arco magmático. Esto no significa que no exista una relación entre la tectónica de la zona y la formación y dinámica del Etna, como se pone de manifiesto en numerosos trabajos (Rittmann, 1973; Lo Giudice y Rasà, 1986; Ferrucci *et al.*, 1992; Hirn *et al.*, 1997; Barberi *et al.*, 2000; entre otros), siendo la hipótesis más aceptada que las tendencias NNW-SSE y NE-SW controlan la evolución de este volcán: el magma asciende a lo largo de la falla NNW-SSE (Ferrucci *et al.*, 1993, Rymer *et al.*, 1993, Bonaccorso *et al.*, 1996; Patanè y Privitera, 2001) controlando dicha ascensión la estructura NE-SW.

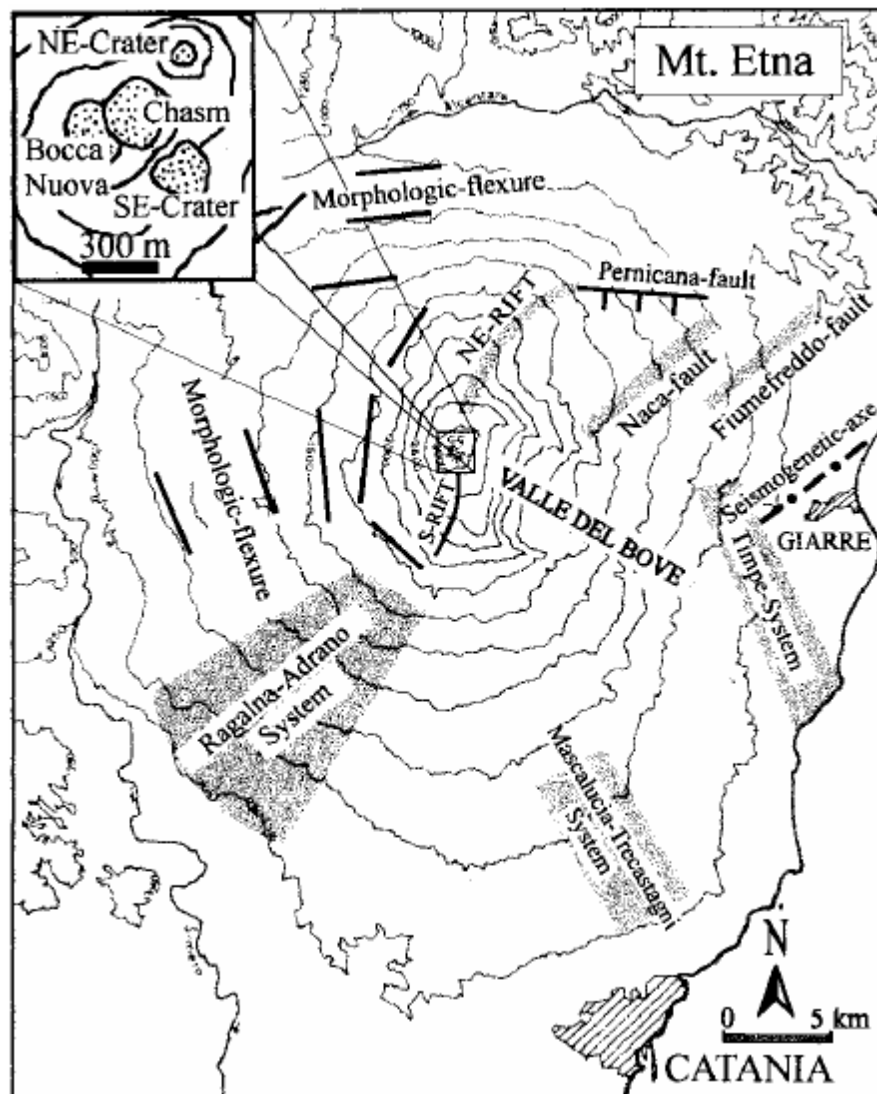


Figura 4.4. (a) En la parte central se muestra los principales sistemas de fracturas o fallas locales, que tienen coincidencias con las principales estructuras regionales; (b) la parte superior izquierda muestra en detalle la zona de los cráteres centrales: La Vorágine (Chasm), Bocca Nuova, el cráter NE y el SE (La Delfa *et al.*, 2001).

3. ESTUDIOS GEOFÍSICOS SOBRE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL ETNA.

3.A. ESTUDIOS SÍSMICOS Y GRAVIMÉTRICOS.

Diversos trabajos gravimétricos acerca de la estructura interna del volcán Etna refuerzan la hipótesis sobre la ascensión del magma. Las investigaciones de Loddo *et al.* (1989) ponen de manifiesto la presencia de una capa de alta densidad a poca profundidad y al sur de la zona de los Cráteres Centrales. Gresta *et al.* (1998) usaron un método estadístico basado en la incertidumbre de la localización hipocentral de los terremotos y delinearon, hasta una profundidad de 12 km y bajo la zona de los Cráteres Centrales, una zona de comportamiento frágil con orientación NNW, inclinada 60° al este y localizada al este y nordeste del volcán. Tanto los resultados gravimétricos (Loddo *et al.*, 1989), como los sísmicos (Gresta *et al.* 1998), identifican un cuerpo de alta velocidad de comportamiento frágil que ya había sido encontrado por otros autores (Hirn *et al.*, 1991, entre otros), e interpretado como un cuerpo intrusivo, completamente frío, y unido a anteriores centros eruptivos.

A partir del desarrollo, a finales de los años 80, de la técnica de la tomografía de velocidad, se han realizado numerosos estudios que han permitido obtener imágenes tridimensionales de la estructura de velocidad para las ondas P y S. La escasez de terremotos profundos en el edificio volcánico da lugar a que sólo se puedan obtener imágenes hasta alrededor de 20 km de profundidad. Un resumen de estos trabajos se presenta en la tabla 4.1. En la mayor parte de ellos se ha encontrado un cuerpo de alta velocidad, cuya posición varía en función del método de inversión empleado y de la serie de datos utilizada. De Lucca *et al.* (1997) y Villaseñor *et al.* (1998) usaron la misma serie de datos,

pero diferente método de inversión, por lo que las diferencias en la posición del cuerpo de alta velocidad son atribuidas al método de inversión empleado. Por otra parte, en los trabajos anteriores a la erupción de Julio de 2001 se encontró un cuerpo de alta velocidad bajo la zona de los Cráteres Centrales, salvo De Lucca *et al.* (1997) y Aloisi *et al.* (2002), quienes situaron este cuerpo bajo el Valle del Bove. Patanè *et al.* (2002), con los terremotos previos a la erupción de Julio de 2001, también observaron este mismo cuerpo bajo el Valle del Bove.

La importancia del estudio llevado a cabo por Patanè *et al.* (2002) se debe a dos razones: la primera porque al usar los datos de la crisis pre-eruptiva de Julio de 2001, han obtenido una imagen tridimensional de velocidad en un estado de gran actividad en el interior del volcán; la segunda porque en esta memoria se ha usado la misma serie de datos y el modelo de velocidad obtenido por estos autores para el estudio de la atenuación en el volcán Etna. Es por ello que este trabajo se va a describir con mayor detalle.

Patané *et al.* (2002) han obtenido la estructura de velocidad en un momento pre-eruptivo usando el enjambre sísmico que precedió la erupción de Julio de 2001. Dado que los terremotos de la serie son muy superficiales, que están agrupados en la zona de los cráteres, que los datos son de alta calidad y que se tiene buena cobertura azimutal de terremotos y estaciones, los autores han podido obtener imágenes con gran detalle de la estructura más superficial (con una profundidad máxima de 3 km) de la zona de los cráteres (figura 4.5). Esto ha permitido estudiar los procesos de migración de magma anteriores a una erupción.

AUTORES	DATOS	ANOMALÍA	SITUACIÓN	z (km)	INTERPRETACIÓN
Hirn <i>et al.</i> (1991)	Octubre 1984	v_p alta	Cráteres Centrales	[0 6] km	Cuerpo intrusito frío
Cardaci <i>et al.</i> (1993)	1976-1987	v_p alta	al sur de Cráteres Centrales	[-1 21] km	- en superficie: capa de densidad alta - en profundidad: intrusión magmática fría
De Luca <i>et al.</i> (1997)	1983-1995	v_p alta v_p/v_s alta	Cráteres Centrales	[0 20] km	intrusión magmática densa
		v_p baja	alrededor Cráteres Centrales	[0 15] km	Material fundido
Villaseñor <i>et al.</i> (1998)	1983-1995 (método no lineal)	v_p alta	ladera SE	[2 12] km	Intrusión magmática fría
		v_p baja	Cráteres Centrales	hasta 10 km	Zona de debilidad de la corteza
Chiarabba <i>et al.</i> (2000)	1994-1998	v_p alta	Cráteres Centrales y Sur del Valle del Bove	[0 9] km	Intrusión magmática densa
			Área de los Cráteres Centrales	[9-18] km	Intrusión magmática densa

Estructura superficial de atenuación sísmica en ambientes volcánicos

Laigle <i>et al.</i> (2000)	1994, 1995	v_p alta	Sur del Valle del Bove	[0 6] km	Intrusión magmática fría
		v_p/v_s alta			
		v_p alta		[0 6] km	Presencia de fases fundidas y fracturas
		v_p/v_s baja			
Aloisi <i>et al.</i> (2002)	1998-2001	v_p alta	Cráteres Centrales y SE Cráteres Centrales	[0 10] km	Intrusión magmática fría
		v_p baja	alrededor Cráteres Centrales	[0 10] km	Rocas con comportamiento frágil y fracturadas
					Trayectorias de magma
		v_p baja	lado SO	[0 3] km	Coincide con una cámara magmática obtenida de datos de deformación.
Patanè <i>et al.</i> (2002)	Erupción Julio 2001	v_p alta	SE Cráteres Centrales	[1 3] km	Intrusión magmática fría
		v_p alta	Sur Cráteres Centrales	[-1 0] km	Material fundido rico en gas
		v_p/v_s baja			
		v_p alta	Sur Valle del Bove	-1 km	Presencia de material poroso, fracturado y fluidos.
		v_p/v_s alta			

Chiarabba <i>et al.</i> 2005	1994-1998 y 1994-2001	v_p alta	SE Cráteres Centrales	[-1 3] km	Intrusión solidificada
		v_p alta	Centro y Este de Cráteres Centrales	[3 9] km	Cúmulos de alta densidad, fraccionados, almacenados y consolidados a profundidad
		v_p baja	Manto superior	por debajo de 34 km	asociada con la región fuente del magma
		v_p/v_s bajo	Sur Cráteres Centrales	0 km	relacionado con erupción Julio 2001

Tabla 4.1. Esquema que muestra los resultados más significativos de las tomografías de velocidad. z es la profundidad medida en kilómetros. El criterio de signos adoptado ha sido positivo por debajo del nivel del mar y negativo por encima del nivel del mar. La localización de los diferentes lugares geográficos en los que se sitúan las anomalías de velocidad se puede encontrar en la figura 4.5.

Los resultados obtenidos por Patanè *et al.* (2002) muestran velocidades bajas (v_p entre 2.5 y 3.6 km/s) que se extienden desde la superficie hasta una profundidad de alrededor 3 km, las cuales pueden ser correlacionadas con las rocas del edificio volcánico y con depósitos de rocas sedimentarias. Confirmaron la presencia de un cuerpo de alta velocidad a profundidades superficiales (entre 1 y 3 km de profundidad) bajo la parte sudeste del área de la cima, en la zona del Valle del Bove. Este cuerpo fue observado en trabajos anteriores (De Luca *et al.*, 1997 y Aloisi *et al.*, 2002), pero es en este estudio donde se ha mejorado el conocimiento sobre su forma y geometría en la parte más superficial. Los tomogramas muestran la existencia de una zona sobre este cuerpo con bajo valor de v_p/v_s , que estaría asociado a la presencia de gas y fluidos supercríticos. La baja resolución obtenida en la inversión de v_p/v_s no permitió resultados más concluyentes. A 1 km sobre el nivel del mar se encontraron dos anomalías de la relación v_p/v_s , una positiva (al este de la zona de los cráteres) y otra negativa (al oeste de los cráteres). La anomalía negativa puede ser explicada por la elevada temperatura medida en las lavas erupcionadas, mientras que la anomalía positiva es debida a la presencia de poros, fluidos, grietas, y a la litología de las rocas sedimentarias que rodean las aberturas.

En ninguna de las tomografías realizadas, ni en otros trabajos recientes (Bonaccorso *et al.*, 1996; Cocina *et al.*, 1997; Patanè *et al.*, 1994a, Patanè y Privitera, 2001; Gresta *et al.*, 1998) se ha encontrado una gran cámara magmática (al menos en los 20 primeros kilómetros de la corteza) como fue propuesta por Sharp *et al.* (1980). Estos autores estudiaron los residuos de los tiempos de llegada de terremotos regionales y telesísmicos, y hallaron una gran cámara magmática a una profundidad media de 20 km bajo el nivel del mar. Para explicar la reducción de velocidad que producía dicha cámara, sugirieron que la cámara estaba formada por una red de arterias de material fundido.

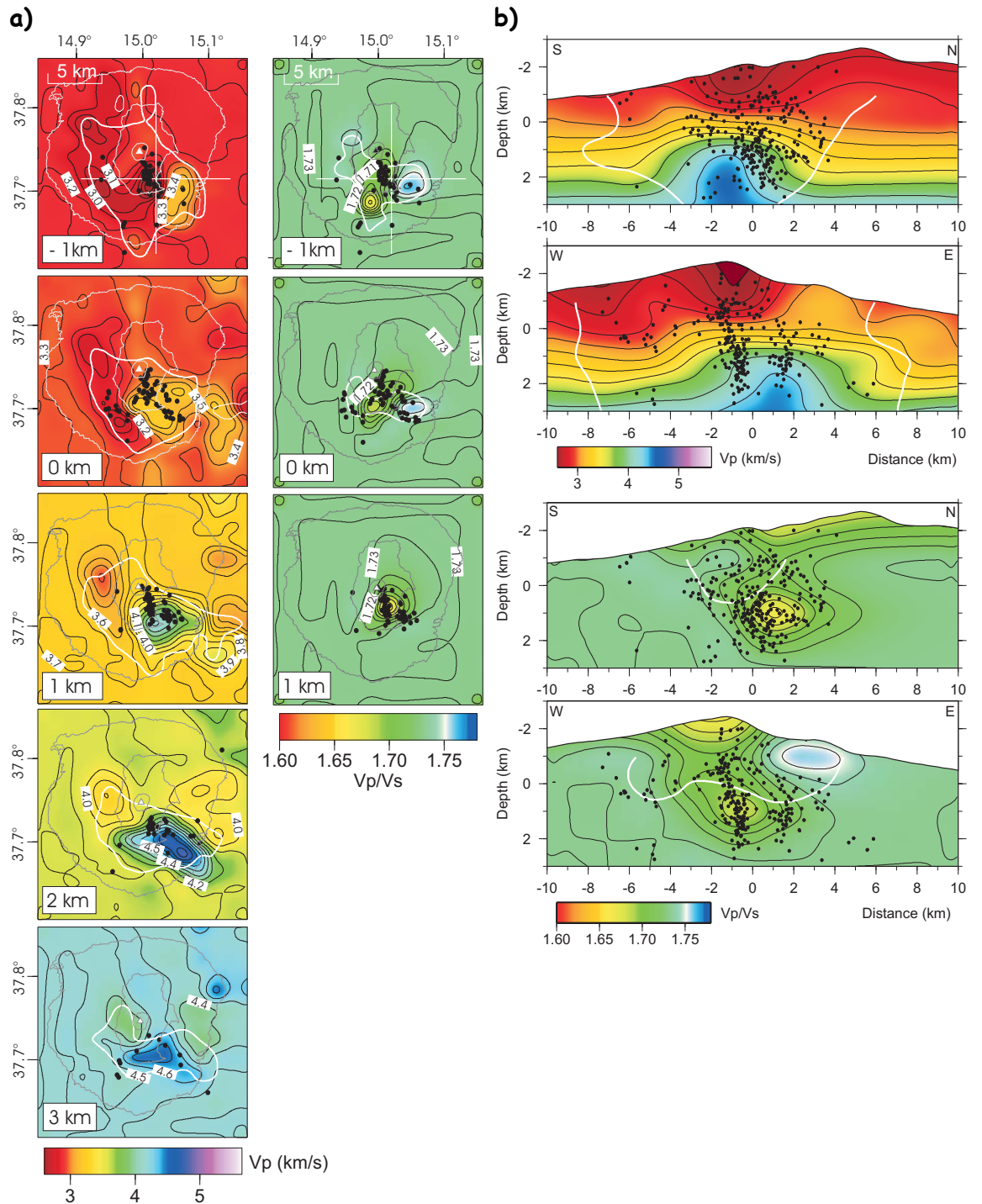


Figura 4.5 (a) Estructura tridimensional de velocidad de la onda P y de la relación v_p/v_s . Las líneas de contorno son dadas cada 0.1 km/s y 0.01 para v_p y v_p/v_s , respectivamente. Los terremotos pintados en cada capa han ocurrido entre ± 0.5 km de cada capa. **(b)** Secciones verticales S-N y W-E de los modelos v_p (arriba) y v_p/v_s (abajo). En las figuras a) y b), las líneas de contorno blancas muestran las regiones bien resueltas del modelo (elementos de la diagonal mayor de 0.5), (Patanè *et al.*, 2002).

La existencia de esta reserva de magma daría lugar a que la distribución espacial de los terremotos profundos delimitara dicha cámara, a que el número de terremotos que se produjeran en esta zona fuera bajo, y a que la energía

liberada por los terremotos profundos no fuera elevada. Este hecho no se refleja ni en el número, ni en la energía liberada, ni en la distribución de terremotos registrados entre los años 1983 y 1991. Patanè y Privitera, (2001) no observaron ninguna distribución hipocentral con alguna característica geométrica especial entre los terremotos a profundidades mayores de 10 km. El número de eventos en la zona donde estaría emplazada la cámara magmática es elevado, más aún, su distribución es más densa en la zona central que en los márgenes de la misma, y además, la energía liberada por los mismos es elevada (Gresta *et al.*, 1998). En los estudios sobre la estructura interna del volcán sí se observan conductos e intrusiones de magma, que darían lugar a pequeñas reservas magmáticas, como se observa de la distribución espacial del valor del parámetro b (Murru *et al.*, 1999), o en algunas de las tomografías de velocidad realizadas (De Luca *et al.*, 1997; Aloisi *et al.*, 2002, entre otros).

3.B. ESTUDIOS DE ATENUACIÓN.

El trabajo que se presenta en este capítulo está enfocado al estudio de la atenuación sísmica en el volcán Etna, con el fin de obtener modelos tridimensionales de atenuación que representen a las estructuras reales. Por esta razón, es de gran interés conocer las características globales de la región que han sido determinadas en trabajos anteriores.

La mayor parte de los estudios de atenuación realizados en el volcán Etna han proporcionado una estructura de atenuación global de la región, revelando que la atenuación de las ondas sísmicas en el medio es elevada. En estos estudios se han analizado los efectos de la atenuación en ondas P, S, coda y en el tremor volcánico. Por ejemplo, Del Pezzo *et al.* (1987) estudiaron la atenuación sufrida por las ondas S y su coda en un área de aproximadamente $28 \times 23 \text{ km}^2$, centrada en la zona de los Cráteres Centrales. Los resultados obtenidos eran muy

parecidos a los encontrados en otras zonas volcánicas, con valores de Q_c que aumentaban de 100 a 300 entre 1 y 18 Hz, y una atenuación para la fase directa mayor que para las ondas coda. Estas diferencias eran atribuidas a los métodos empleados para estimarlas y al volumen al que son asignados los valores de Q para la fase S y ondas coda.

Ibáñez (1991) usó el modelo de SBS para analizar la atenuación de las ondas coda en la banda de frecuencia entre 1 y 18 Hz y lapsos de tiempo entre 30 y 70 segundos. Sus resultados muestran una elevada atenuación de las ondas coda con valores del factor Q_c que varían entre 250 para lapsos de tiempo de 30 s y 333 para lapsos de tiempo de 70 s.

Patanè *et al.* (1994b) aplicaron el método de las razones espectrales de las fases P y S en una estación. Los autores encontraron que las capas más superficiales producían una atenuación fuerte de las ondas P (Q_p varía entre 30 y 180 en el rango de frecuencias de 3 a 10 Hz) y extraían energía a altas frecuencias. El valor anómalo de Q_β/Q_p (≈ 0.5) fue explicado porque las trayectorias de los terremotos atravesaban los cuerpos magmáticos responsables de las erupciones desde 1991 hasta 1993 (Barberi *et al.*, 1993; Ferrucci y Patanè, 1993). El alto grado de fracturación de la corteza bajo el Etna explicaría la dependencia de la atenuación por *scattering* con la frecuencia. Sin embargo, al contrario de lo que cabría pensar en un ambiente volcánico, el material magmático fundido no es la fuente principal de la atenuación intrínseca (Del Pezzo *et al.*, 1995).

Dado que el tremor volcánico es la señal sísmica que con más frecuencia se registra en los volcanes, es importante poder estimar la atenuación de un volcán a partir del tremor. Un primer intento fue realizado por Del Pezzo *et al.* (1989). Aunque no se conoce la profundidad de la fuente, no se hacen correcciones de sitio, y existe una interrelación entre el coeficiente de

expansión geométrica y el factor Q , los resultados obtenidos son muy coherentes. La dependencia con la frecuencia de la atenuación del tremor es muy similar a la que se ha encontrado en otras zonas volcánicas (Aki, 1980b), y para la atenuación de las ondas coda en este mismo volcán (Del Pezzo y Patanè, 1989). Recientemente, Del Pezzo *et al.* (2001) han aplicado la teoría de transferencia de la energía al tremor volcánico para separar las contribuciones de la atenuación intrínseca y por *scattering*. Los resultados muestran que los mecanismos de absorción de energía predominan sobre los efectos del *scattering*, para frecuencias entre 1 y 4 Hz. Para frecuencias mayores de 4 Hz, la disipación de la energía asociada a fenómenos anelásticos y de *scattering* llega a ser del mismo orden de magnitud. Este aumento del *scattering* podría indicar que las heterogeneidades con tamaños menores que la longitud de onda equivalente a 4 Hz afectan significativamente la propagación del tremor.

Todos estos trabajos indican una fuerte pérdida de la energía sísmica en la región etnea, tanto por *scattering* (debido a la alta fracturación de la corteza más superficial), como por procesos anelásticos (no solamente debidos a intrusiones de material magmático). Caracterizan la atenuación de la zona, pero sólo a escala local, y a grosso modo en función de la profundidad, indicando que la mayor parte de la atenuación se produce en los primeros 5 km de profundidad. Patanè *et al.* (1994b) indicaron la presencia de un cuerpo magmático localizado en el sudeste del volcán, pero sin delimitar su posición y tamaño exacto.

El salto cualitativo en el estudio de la atenuación sísmica en el volcán Etna ha sido dado por De Gori *et al.* (2005) al obtener la primera imagen tomográfica tridimensional de atenuación sísmica del volcán Etna hasta una profundidad de 15 km. Los autores usaron parte de los terremotos ocurridos entre 1994 y Abril de 2001, registrados por dos redes permanentes formadas por 48 y 41 estaciones, respectivamente. En el estudio intervinieron los terremotos con magnitud local entre 1.0 y 3.0, y dentro del intervalo de

profundidad, [-1 25] km. Estos terremotos fueron localizados con el modelo de velocidad determinado por Chiarabba *et al.* (2005). Calcularon la imagen tridimensional del factor Q_p , dentro de la banda de frecuencia entre 1 y 30 Hz, por inversión del factor t^* siguiendo la técnica descrita por Eberhart-Phillips y Chadwick (2002). Para ello parametrizaron el medio con una malla de nodos separados 3 km en las tres direcciones del espacio. Las principales características del modelo que obtuvieron los autores (figura 4.6) son la existencia de cuerpos de alta atenuación (bajo Q_p) en la parte más superficial del volcán (entre la superficie y 3 km de profundidad), sobre cuerpos de baja atenuación (alto Q_p) que se sitúan a mayor profundidad (a partir de 6 km).

Entre 0 y 3 km de profundidad, las anomalías de elevada atenuación ($Q_p \sim 40-50$) se sitúan al sur y suroeste de la región de la cima. A la profundidad de 6 km esta anomalía se divide en dos cuerpos que rodean a una anomalía de baja atenuación ($Q_p \sim 140$) situada al sur del Valle del Bove.

La región de baja atenuación situada a 6 km de profundidad aumenta de tamaño y de magnitud ($Q_p \sim 200-250$) a la profundidad de 9 km, desplazándose hacia el sur a la profundidad de 12 km y hacia la región de los Cráteres Centrales a la profundidad de 15 km.

La interpretación del cuerpo de alta atenuación encontrado en las capas más superficiales es diferente dependiendo del valor de v_p . Así, las zonas donde v_p es normal o baja y Q_p bajo se consideran que son volúmenes de acumulación de magma dentro de materiales magmáticos más antiguos que tienen un alto grado de cristalización. En cambio, en las áreas donde v_p y Q_p es baja son interpretadas como cuerpos con saturación de fluidos dentro de un medio poroso y fracturado rodeando conductos de magma.

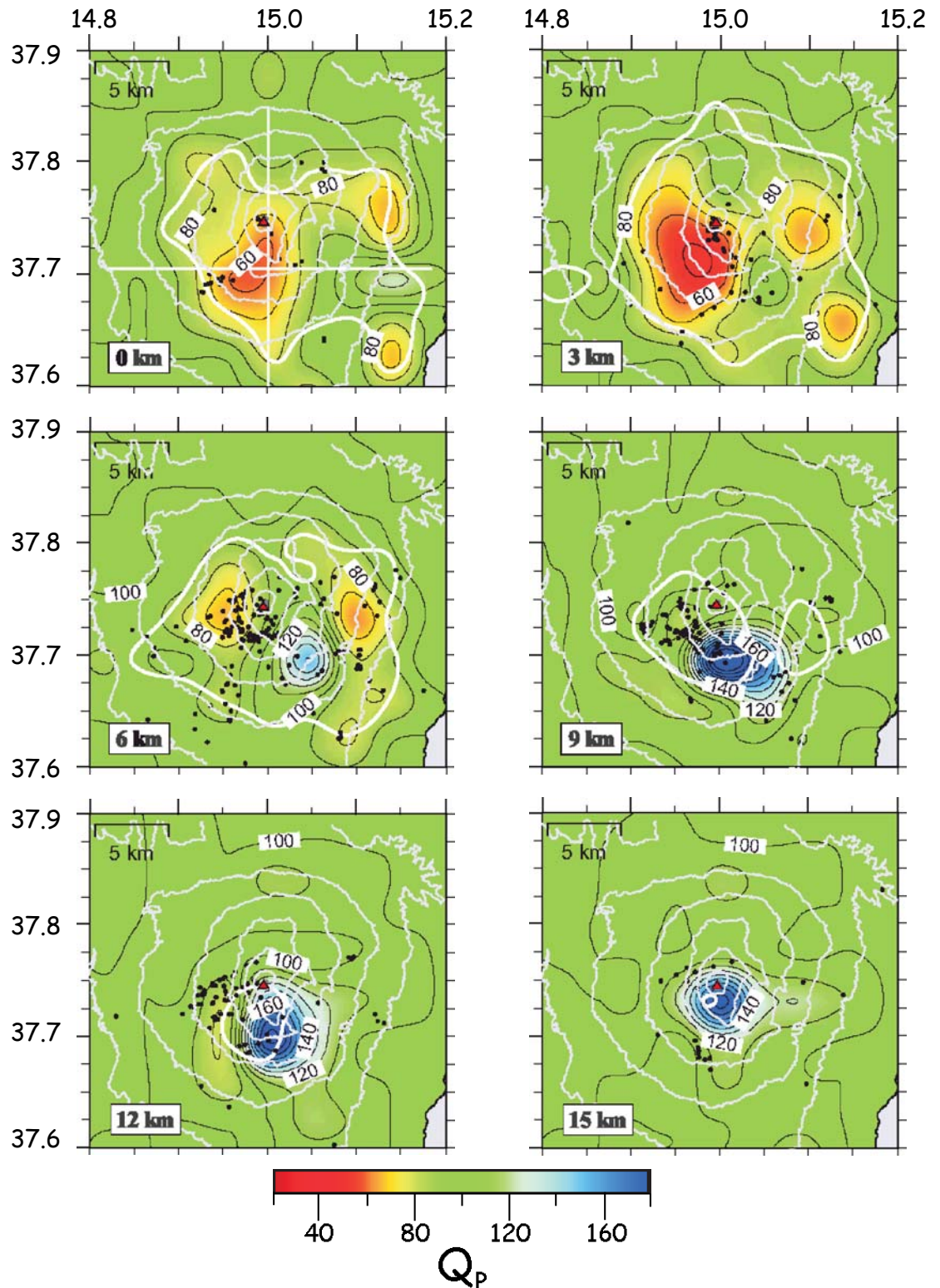


Figura 4.6. Mapa de distribución de Q_p a profundidades entre 0 y 15 km. Las líneas de contorno (negras) son cada 10. La línea gruesa blanca muestra la región bien resuelta del modelo donde la función *spread* es menor o igual a 4.0. El área de la cima del Etna se indica por un triángulo rojo mientras que las líneas finas blancas son las curvas de nivel. Los puntos negros son los eventos localizados en el modelo 3-D de v_p de Chiarabba *et al.* (2005), (De Gori *et al.*, 2005).

El número de trabajos de atenuación en este volcán no es muy elevado y sólo uno de ellos presenta una estructura tridimensional de atenuación (De Gori *et al.* 2005). El trabajo desarrollado en esta memoria significa una mejora con respecto a De Gori *et al.* (2005) en dos sentidos. Por una parte, se utilizan sólo datos pertenecientes a un enjambre pre-eruptivo, por lo que la imagen que se obtenga reflejará el estado de atenuación en el volcán en un periodo pre-eruptivo. De Gori *et al.* (2005) usaba datos entre 1994 y abril de 2001, por lo que sus resultados son una imagen promediada de los distintos estados del volcán durante ese tiempo. Por otro lado, la buena cobertura de estaciones durante el enjambre sísmico previo a la erupción de Julio de 2001 proporciona una gran oportunidad para el estudio de la estructura tridimensional de atenuación con mayor resolución espacial que las realizadas hasta la fecha. Los terremotos que componen esta serie son muy superficiales, lo que permitirá una observación más detallada de los cuerpos de atenuación elevada encontradas por De Gori *et al.* (2005) en los 3 primeros kilómetros bajo el volcán.

4. LOS DATOS: UN ENJAMBRE SÍSMICO PRE-ERUPTIVO.

La erupción ocurrida entre el 17 de Julio y 9 de Agosto de 2001 ha sido uno de los procesos eruptivos más complejos de los últimos siglos. Primero, no fue una simple erupción lateral porque hubo también actividad en los cráteres de la cima. Segundo, hubo actividad en 7 sistemas de fisuras diferentes, cinco de ellos localizados en el sur y los dos restantes en el nordeste del volcán (figura 4.7). Cada uno de estos sistemas de fisuras consistía en varios grupos de emisiones, que se comportaban de una manera irregular, con cambios en los estilos eruptivos. Además, la interacción entre las diferentes aberturas seguían patrones de comportamiento muy complicados. También hubo actividad

freatomagmática, que hasta ese momento no era común en la actividad del Etna. En cuanto al magma, éste era de dos tipos macroscópicamente diferentes, aunque químicamente casi idénticos, y fue erupcionado simultáneamente de las fisuras eruptivas. Un tipo era prácticamente idéntico al magma de otras erupciones, mientras que el otro, mostraba evidencias mineralógicas de una historia ascendente distinta, con una trayectoria diferente del sistema del conducto central (erupción periférica). Este tipo de magma era erupcionado por las aberturas situados al sur de los Cráteres Centrales (F4 y F5, ver figura 4.7).

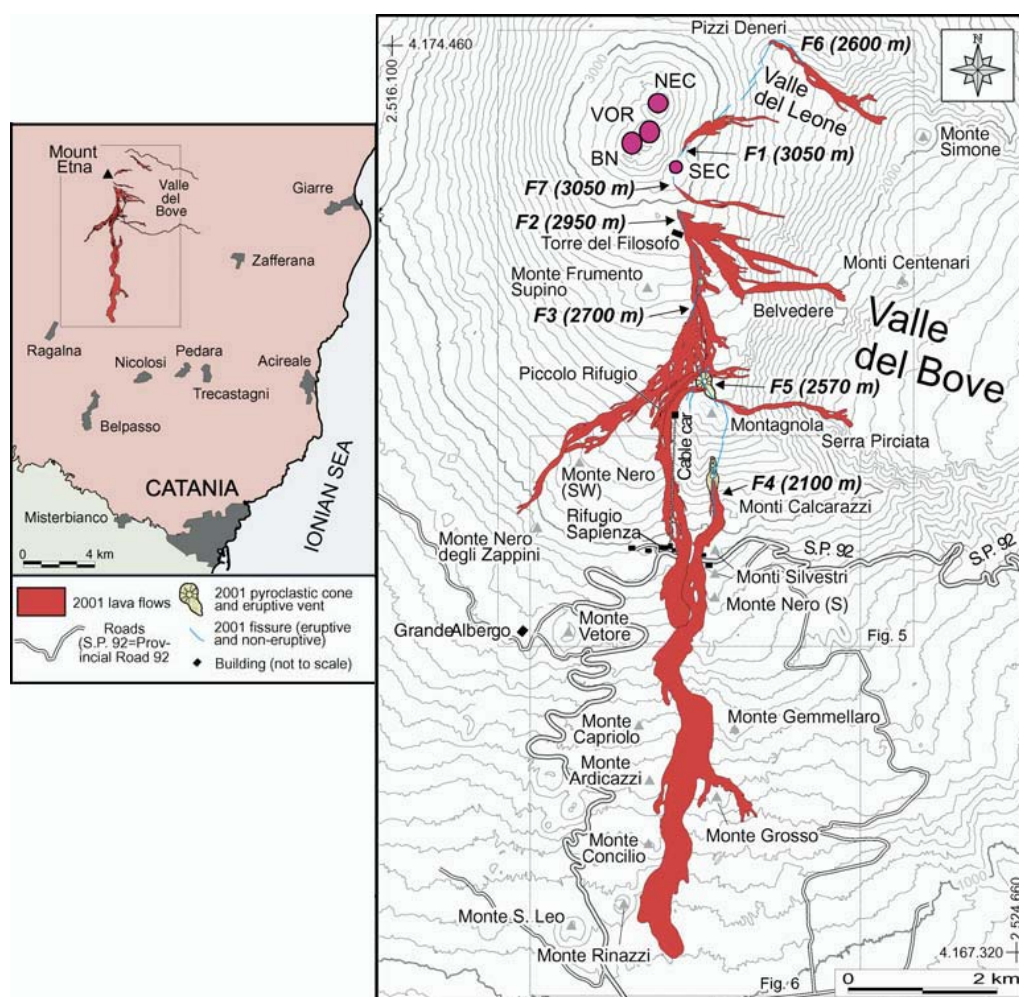


Figura 4.7. A la izquierda se muestra la localización y extensión de la colada de la erupción del 2001 en el marco del volcán Etna. A la derecha se representa en detalle dicha colada, así como los centros eruptivos que se produjeron en dicha erupción (de F1 a F7), (Behncke y Neri, 2003).

El 27 de Octubre de 2002 se inició otra erupción de características muy similares a la erupción de 2001, con actividad en los cráteres de la cima y

erupciones laterales y periféricas. En esta erupción estuvo implicada la ladera nordeste (NE) y la parte superior de la ladera sur del volcán. Por último, el 7 de Septiembre de 2004 se inició la última erupción en este volcán, que no estuvo precedida por actividad sísmica.

Los datos empleados en este estudio pertenecen a la serie sísmica que marcó el inicio de la erupción de 2001. Esta serie estuvo formada por un total de 2,645 terremotos, la mayor parte de los cuales ocurrieron en las primeras horas del 13 de Julio. La serie fue registrada por una red densa de estaciones, que operan a 160.25 muestras/s y que pertenecen al INGV-CT (Istituto Internazionale di Geofisica e Vulcanologia - Sezione di Catania). Las localizaciones de dichos eventos fueron realizadas con el código HYPOELLIPSE (Lahr, 1989), obteniéndose una distribución de la profundidad focal desde 1 km sobre el nivel del mar hasta 3 km bajo el nivel del mar. No obstante, se observó una sismicidad muy limitada entre los 4 y 6 km bajo el nivel del mar, y ninguna bajo la zona de los cráteres centrales del volcán (Patanè *et al.* 2002).

Del total de terremotos, 356 pudieron ser localizados con mayor exactitud (Patanè *et al.*, 2002), teniendo en cuenta las diferencias en las altitudes de las estaciones. La distribución hipocentral de este grupo de terremotos muestra tres zonas (figura 4.8):

1ª zona: se encuentra en la ladera oeste del volcán, donde no hay agrupaciones de terremotos sino que se trata más bien de una distribución difusa.

2ª zona: localizada bajo los Cráteres Centrales (C.C. en la figura 4.8) y Mt. Calcarazzi (M.C. en la figura 4.8). La sismicidad en esta zona se agrupa siguiendo el sistema de fisuras eruptivas y con orientación N-S.

3ª zona: al sur del Valle del Bove (V.B. en la figura 4.8), a pocos kilómetros al oeste de Zafferana. La mayor parte de los terremotos con

profundidad focal menor de 2 km se encuentran agrupados siguiendo una dirección NNW-SSE.

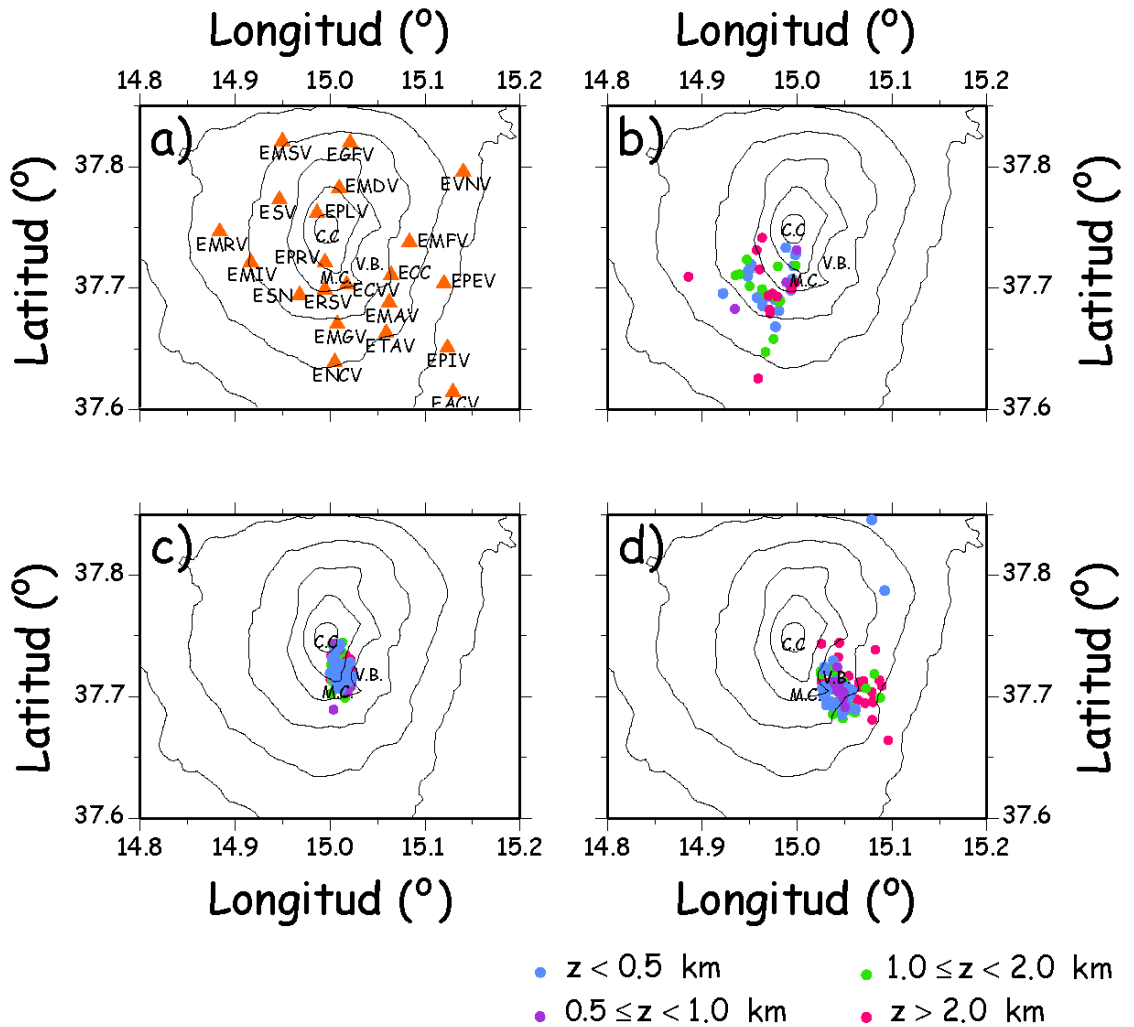


Figura 4.8 (a) Localización de las estaciones usadas en este estudio; En el resto de las figuras se ha representado la localización epicentral de los terremotos de la serie en tres zonas: (b) al sudoeste de los Cráteres Centrales (C.C.); (c) al sur de los Cráteres Centrales (C.C.); y (d) rodeando el Valle del Bove (V.B.). La profundidad de los eventos se ha indicado con diferente color.

Para la realización de la tomografía de atenuación se ha partido de este conjunto de 356 terremotos, de los cuales se han seleccionado aquéllos que hubieran sido registrados en al menos cuatro estaciones y que proporcionaran estimaciones del factor t^* de alta calidad. El conjunto final de terremotos ha sido de 266, que han sido registrados en 21 estaciones pertenecientes a la red sísmica del Etna. De estas 21 estaciones, 19 son de una componente y 2 de tres

componentes. En la figura 4.8(a) se muestra la localización de dichas estaciones. Estos datos han permitido realizar un total de 3,975 observaciones de t^* para determinar la estructura tridimensional del factor Q de las ondas P (Q_p) en el volcán Etna. La distribución disponible de estaciones junto con los terremotos seleccionados da lugar a que el medio en estudio sea muestreado por los rayos sísmicos tal y como se muestra en las figuras 4.9, 4.10 y 4.11.

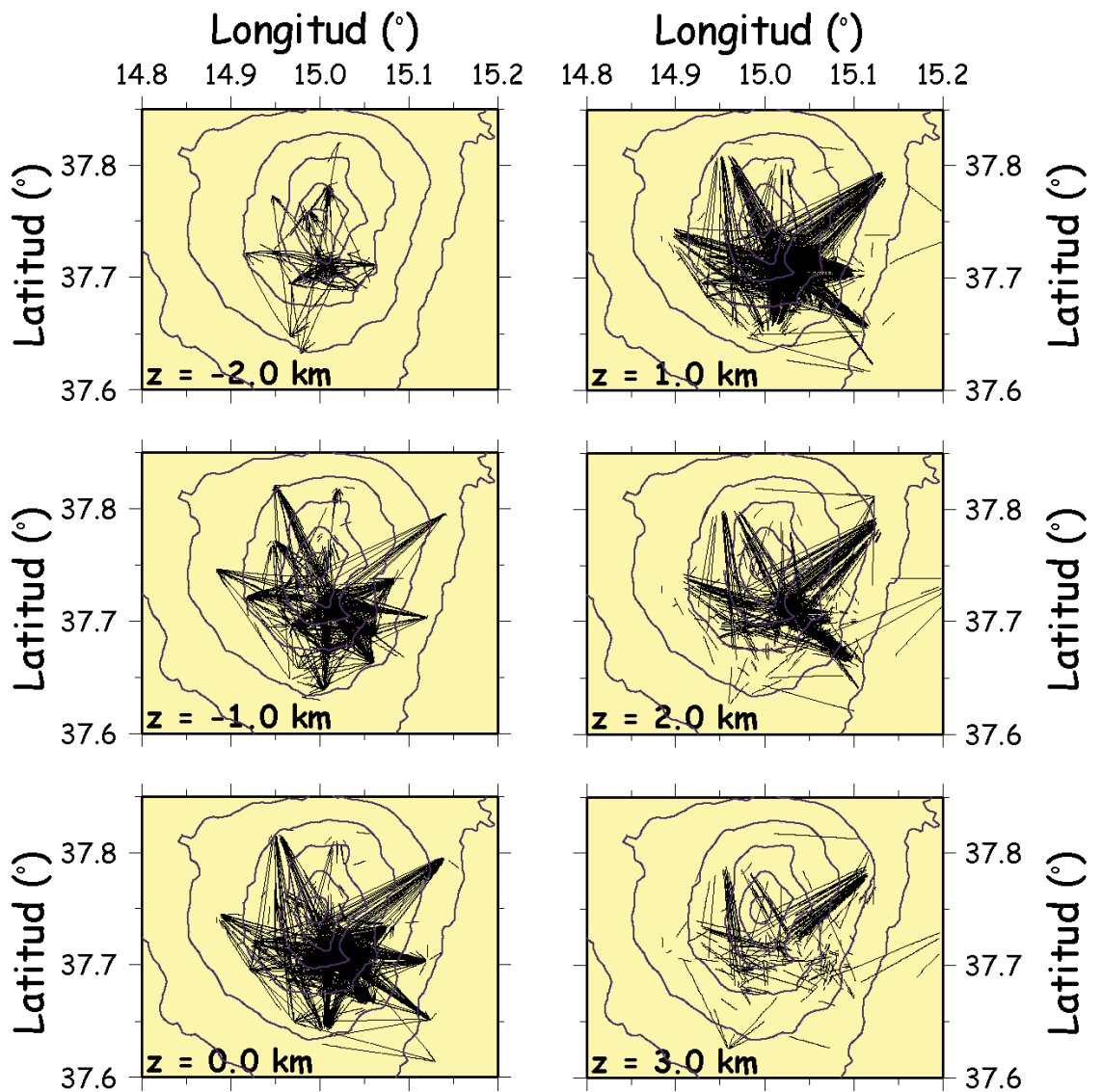


Figura 4.9. Trayectoria de rayos en capas a diferentes profundidades. La profundidad de cada capa se indica en la esquina izquierda inferior. La línea gris continua representa las curvas de nivel del volcán.

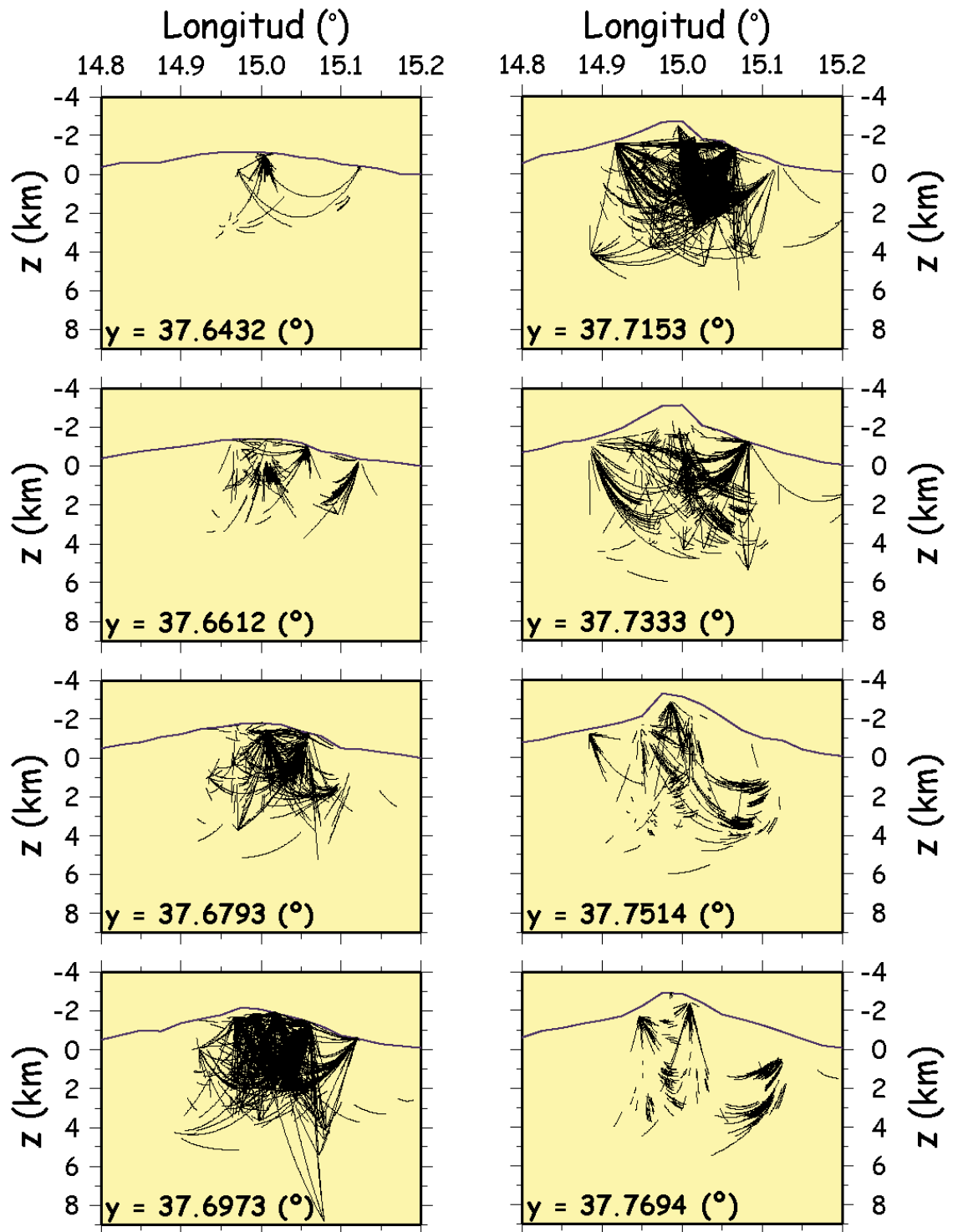


Figura 4.10. Trazado de rayos en secciones verticales a diferentes latitudes. La latitud de cada sección se indica en la esquina izquierda inferior. La línea gris continua representa el perfil del volcán.

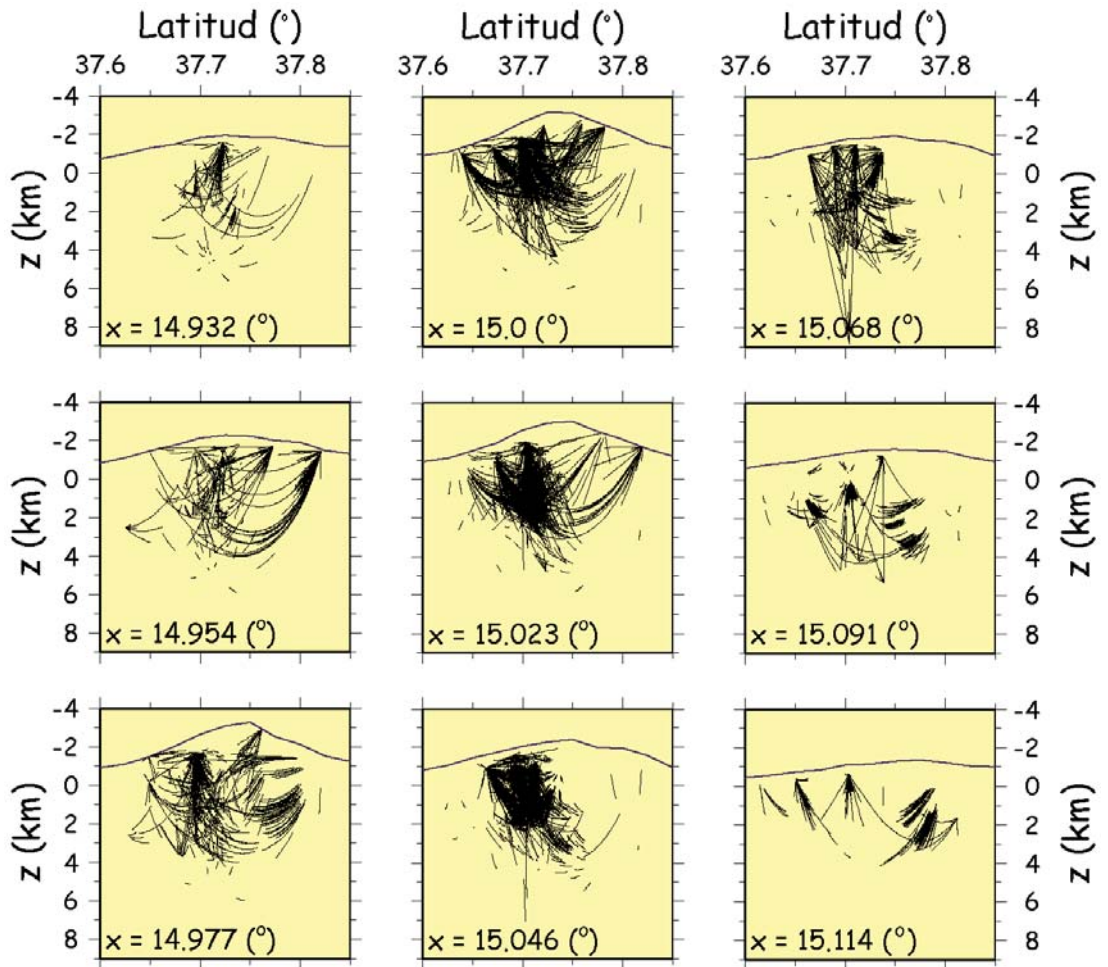


Figura 4.11. Trazado de rayos en secciones verticales a diferentes longitudes. La longitud de cada sección se indica en la esquina izquierda inferior. La línea gris continua representa el perfil del volcán.

Observando las figuras 4.9, 4.10 y 4.11 se aprecia fácilmente las regiones que son atravesadas por rayos en todas direcciones (zonas bien muestreadas), y aquéllas en las que el número de rayos es insuficiente como para obtener soluciones aceptables. A partir de estas figuras, se puede esperar que se encontrará solución entre -2 y 2 km de profundidad, entre 37.65° y 37.8° de latitud y entre 14.9 y 15.1° de longitud.

5. EL MÉTODO Y SU APLICACIÓN.

Para la obtención de la estructura 3-D de atenuación del volcán Etna se ha aplicado la técnica de tomografía de atenuación para la inversión del factor t^* obtenido a partir del método de decaimiento espectral usando todo el espectro (Rietbrock 1996, 2001), que ha sido explicada en el apartado 4.C del capítulo 2. El proceso para la obtención de la estructura de atenuación se puede dividir en dos grandes bloques. El primero consiste en la obtención de la medida de atenuación englobada en el factor t^* , a partir del método de decaimiento espectral (apartado 2.B.2 del capítulo 2). El segundo bloque consiste en la inversión tomográfica propiamente dicha (apartado 4 del capítulo 2). En el capítulo 2 se ha explicado brevemente el fundamento de la tomografía, el procedimiento a seguir para su aplicación, así como la obtención de la ecuación a invertir en la tomografía de atenuación a partir de los valores del factor t^*_{ij} (ecuación [2.29]). En este apartado sólo se detallará la obtención de t^*_{ij} y los pasos seguidos para realizar las imágenes 3D de atenuación en los primeros kilómetros de la corteza etnea.

5.A. ESTIMACIÓN DE t^*_{ij} .

En el apartado 2.B.2 del capítulo 2 se ha descrito el método empleado para la estimación del operador t^*_{ij} , por lo que en este apartado se detallará cómo se ha procedido para la obtención de los valores experimentales de t^*_{ij} :

- a) En primer lugar, y para eliminar la incógnita γ de la ecuación [2.6], se ha supuesto que el espectro de la fuente varía como f^{-2} , es decir, $\gamma=2$ (Brune, 1970; Madariaga, 1977; Hanks, 1979). Este modelo de fuente ya ha sido usado para estudiar la atenuación, tanto con telesismos (Lundquist y Cormier, 1980), como con terremotos locales (Modiano y

Hatzfeld, 1982; Hough y Anderson, 1988; Hough *et al.*, 1988; Rietbrock, 2001; Haberland y Rietbrock, 2001, Eberhart-Phillips y Chadwick, 2002). Para el volcán Etna existen estudios anteriores en los que se ha encontrado que para terremotos poco profundos, los espectros caen a alta frecuencia con una pendiente entre -2.5 y -3 (Patanè *et al.*, 1994b; 1997). Independientemente de esta discusión sobre el valor de γ , en este trabajo se ha optado por usar el valor de $\gamma=2$ por varias razones: la primera porque se ajusta mejor a los datos; la segunda porque es usado por De Gori *et al.* (2005) en un trabajo similar de tomografía de atenuación sísmica; tercero porque es el valor más utilizado, por lo que los resultados que se obtengan se pueden comparar fácilmente con los obtenidos en otras regiones; y cuarto, porque Patanè *et al.* (1994b, 1997) obtenían un valor de γ distinto de 2 para otros datos, otro régimen eruptivo y otro rango de profundidad.

b) Las otras tres incógnitas ($A_{0,i}$, $f_{c,i}$ y t_{ij}^*) son estimadas comparando los espectros de amplitud observados y los teóricos definidos por la ecuación [2.6]. Por tanto, primero se necesita calcular los espectros de amplitud de la onda P, para después estimar $A_{0,i}$, $f_{c,i}$ y t_{ij}^* .

5.A.1. CÁLCULO DEL ESPECTRO DE AMPLITUD.

La amplitud espectral ha sido determinada a partir de una ventana temporal de 1.6 s (256 puntos) alrededor de la llegada de la onda P. Para calcular el espectro se ha aplicado una secuencia móvil de ventanas tipo 20% coseno de 1.28 s de duración, que se solapan 0.4 s.

Con el fin de que la estimación de los distintos parámetros tenga la menor incertidumbre posible, se han elegido los espectros que tenían una

amplitud mayor de 1.5 veces la amplitud del ruido en la banda de frecuencia elegida. El espectro del ruido era calculado en un segmento anterior a la llegada de la onda P, de la misma manera que se calculaba para la onda P.

En un principio, la banda de frecuencia elegida para realizar la comparación de los espectros observados y calculados se extiende entre 2 y 8 Hz. El límite superior de la banda de frecuencia se amplía hasta un máximo de 30 Hz, si la amplitud observada continua siendo mayor de 1.5 veces el nivel del ruido. De esta manera, la estimación de t_{ij}^* se hace en una banda de frecuencia común para todos los eventos (entre 2 y 8 Hz), y además se usa, siempre que sea posible, la información de la zona para las frecuencias mayor de 8 Hz (ver figura 4.12).

5.A.2. ESTIMACIÓN DE $A_{0,i}$, $f_{c,i}$ Y t_{ij}^* .

Para cada uno de los pares terremoto-estación seleccionados se ha estimado $A_{0,i}$, $f_{c,i}$ y t_{ij}^* . En primer lugar, y comparando los espectros observados y calculados, se estima el nivel del plateau del espectro, determinado así, el valor de $A_{0,i}$, y reduciéndose a 2 el número de incógnitas de la ecuación [2.6]. Seguidamente se estima $f_{c,i}$ y t_{ij}^* por un ajuste lineal del logaritmo de la amplitud espectral observada ($\ln(A_{ij}(f, t_{ij}))$) con la frecuencia (tal y como se ha indicado en el apartado 2.B.2 del capítulo 2). $f_{c,i}$ está relacionada con el valor de la ordenada en el origen de la recta y t_{ij}^* con la pendiente (ecuación [2.7]).

En la figura 4.12, se muestra un ejemplo del espectro observado (línea azul) de la onda P y del calculado (línea naranja) por el procedimiento explicado para un mismo terremoto registrado en diferentes estaciones. En esta figura se observa que la amplitud espectral de la onda P de un terremoto cualquiera registrado en las estaciones EPIV, ENCV y EMRV es menor que en las estaciones

ETAV, ECVV y EMAV, es decir, la atenuación de la onda P va a depender de la trayectoria seguida por la onda desde la fuente a la estación.

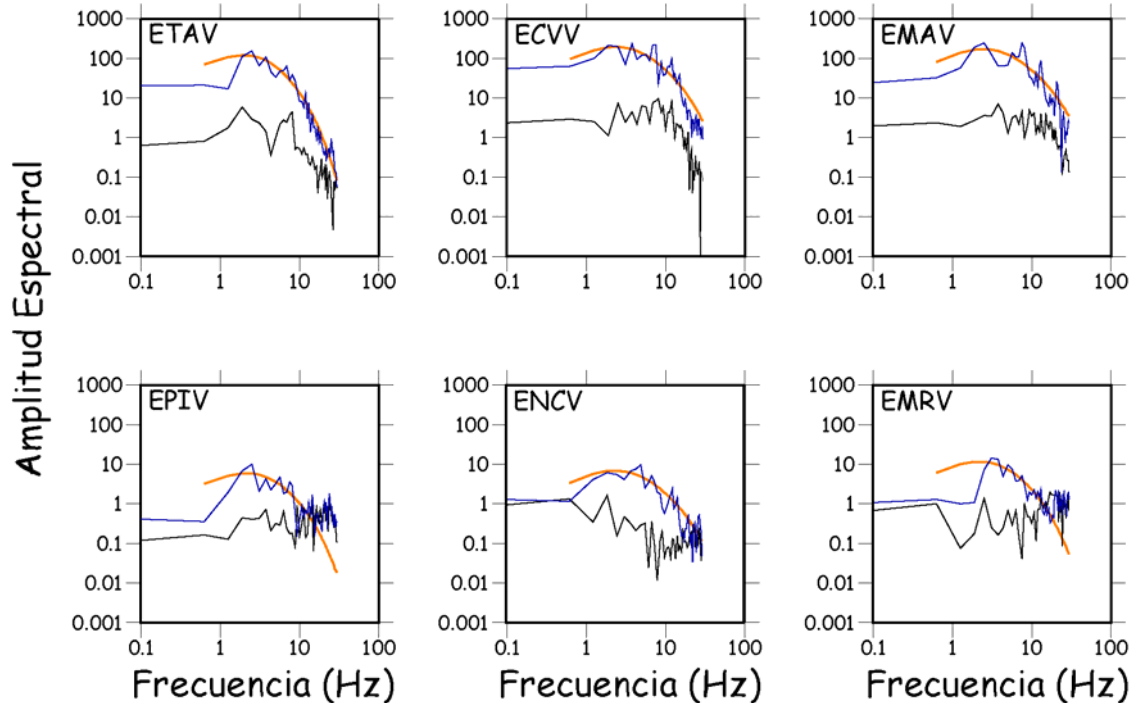


Figura 4.12. Ejemplos de los espectros en una ventana alrededor de la onda P, correspondientes a un mismo terremoto registrado en diferentes estaciones (el código de la estación en la esquina izquierda superior). En el eje de abscisas se representa la frecuencia y en el de ordenadas la amplitud espectral de los registros de velocidad. Los espectros de la onda P (línea azul superior) son comparados con el espectro del ruido (línea negra inferior). El ajuste de la inversión espectral se muestra por una línea naranja.

5.B. MÉTODO PARA LA INVERSIÓN

TOMOGRÁFICA DE t^*_{ij} .

El primer paso previo a la inversión de la expresión [2.34] es la discretización del volumen de medio a estudiar. Así el modelo solución que se obtiene (vector m de la expresión [2.34]) caracteriza la atenuación del medio en unos puntos definidos mediante el tipo de discretización adoptado. Por tanto, en esta sección además de explicar el algoritmo usado para la inversión de los factores t^* se describirá el tipo de discretización realizada.

5.B.1. DISCRETIZACIÓN DEL MEDIO.

Como ya se ha indicado en el capítulo 2 (apartado 4.B.1), la representación del medio por una malla tridimensional (Thurber, 1983) implica una distribución continua de la velocidad y del factor Q_p , no admitiendo discontinuidades bruscas dentro del volumen, como pudiera ser la discontinuidad corteza-manto. En nuestro caso, esta restricción no afecta a la resolución del problema con los datos disponibles, pues los terremotos utilizados en la inversión tienen una profundidad focal demasiado superficial como para esperar encontrar este tipo de discontinuidades en velocidad y/o atenuación. Por tanto, se ha elegido representar el medio por una malla, en cuyos nodos están definidos la velocidad y el factor Q de la onda P .

Para representar la malla que se ha definido para este estudio, se han asumido las direcciones de los ejes X , Y y Z siguientes:

- dirección positiva del eje X : dirección Este
- dirección positiva del eje Y : dirección Norte
- dirección positiva del eje Z : la profundidad.

El centro de la malla se ha situado en un punto de la superficie de longitud $15^\circ E$, y $37^\circ 44' N$ de latitud, que coincide con el origen del modelo de velocidad usado (Patanè *et al.*, 2002).

Para evitar problemas de efecto de borde, el algoritmo de inversión no tiene en cuenta los rayos sísmicos que atraviesan el espacio comprendido entre los nodos más externos y sus adyacentes. Por lo tanto, es aconsejable que la malla tridimensional se elija de tal manera que ningún rayo atraviese este espacio. La posición de los nodos de la malla respecto de este punto de referencia ($15^\circ E$, $37^\circ 44' N$) se muestran en la tabla 4.2 y se han representado

en la figura 4.13. En esta figura no aparecen los nodos externos, que son muy lejanos para que se verifique la condición anterior.

NODOS X	NODOS Y	NODOS Z	NODOS X	NODOS Y	NODOS Z
-100.0	-100.0	-100.0	4.0	2.0	4.0
-14.0	-24.0	-10.0	6.0	4.0	5.0
-10.0	-14.0	-5.0	8.0	6.0	8.0
-8.0	-10.0	-2.0	10.0	8.0	10.0
-6.0	-8.0	-1.0	14.0	10.0	14.0
-4.0	-6.0	0.0	20.0	14.0	100.0
-2.0	-4.0	1.0	24.0	20.0	
0.0	-2.0	2.0	100.0	24.0	
2.0	0.0	3.0		100.0	

Tabla 4.2. Posición de los nodos de la red tridimensional usada.

La selección de esta malla implica que las estructuras más pequeñas que se pueden resolver son de 2 km en la dirección norte-sur y este-oeste y 1 km en profundidad, en la parte central de la malla. Las anomalías fuera de esta zona no se pueden resolver, pues el número de rayos que atraviesan los nodos más externos no son suficientes para poder reproducirlas adecuadamente.

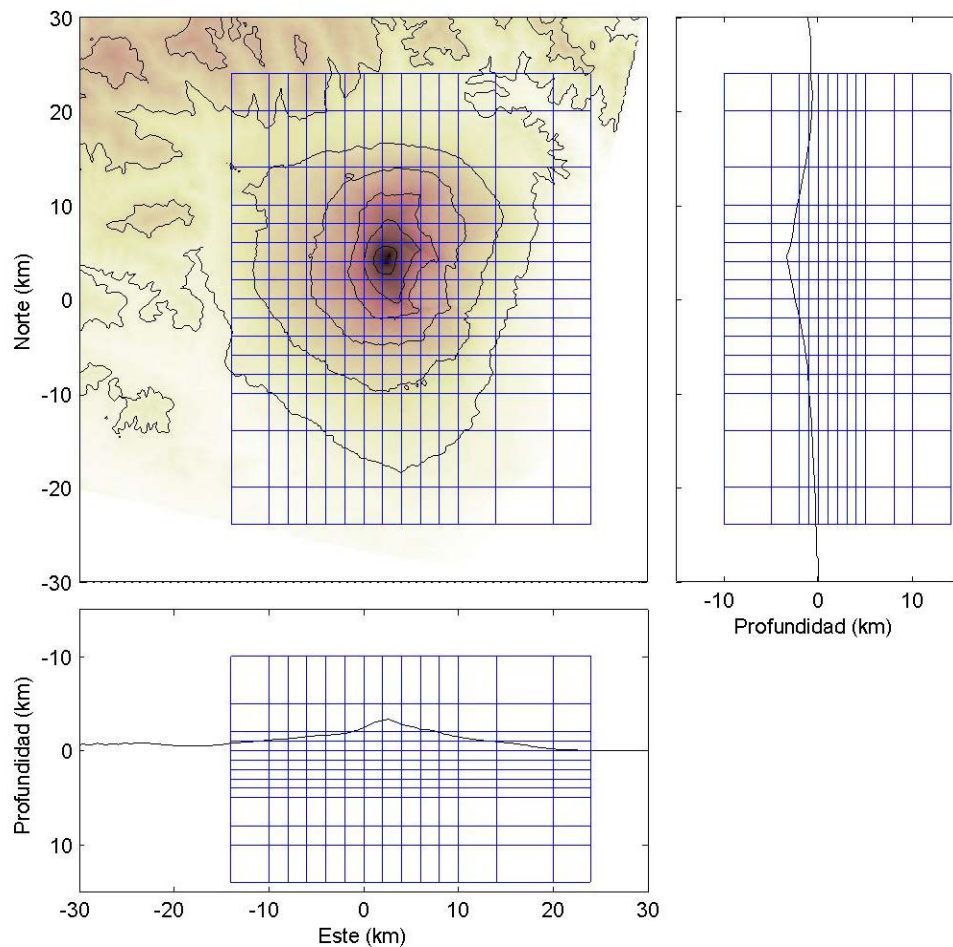


Figura 4.13. Esquema gráfico de la localización de la malla usada en la inversión.

5.B.2. MÉTODO DE INVERSIÓN.

El algoritmo seleccionado para realizar la inversión tomográfica es SIMUL2000. Fue realizado por Rietbrock (1996), quien adaptó el algoritmo SIMULPS12 (Thurber, 1983, 1993; Eberhart-Phillips, 1993), que resuelve la estructura 3-D de velocidad por inversión de los tiempos de propagación, para obtener la estructura 3-D de atenuación por inversión del factor t^* ($t^*=t/Q$). Es decir, SIMUL2000 invierte una ecuación del tipo a la dada por la expresión [2.33] o [2.34]. A continuación se va a revisar las características principales de SIMUL2000.

1) SIMUL2000 utiliza la técnica de inversión por mínimos cuadrados amortiguados (Aki y Lee 1976 y Aki *et al.* 1977) para resolver la ecuación [2.33] (o [2.34]). Este tipo de inversión implica que se necesita elegir el valor del factor de amortiguamiento (L). En este caso, se ha seguido el procedimiento descrito por Eberhart-Phillips (1993), que será explicado en el apartado 5.C.3 de este mismo capítulo.

2) Para calcular la matriz A de la expresión [2.34] se necesita conocer la trayectoria del rayo sísmico y el valor de v_p y $v_p \cdot Q_p$ en cada punto de la trayectoria.

a). La trayectoria del rayo sísmico. Ésta se calcula por el método de pseudo-bending (Um y Thurber, 1987) que ha sido explicado en el apartado 4.B.2 del capítulo 2. El cálculo de la trayectoria de los rayos sísmicos con este método es aproximado, por tanto, también el tiempo de propagación calculado a partir de dicha trayectoria. Los errores cometido con esta aproximación no afectan sustancialmente a la solución, ya que son del orden de los errores en la determinación exacta de los tiempos de llegada (Um y Thurber, 1987).

b). El valor de v_p y Q_p en cada punto de la trayectoria. El cálculo de v_p y $v_p \cdot Q_p$ en un punto (x,y,z) de la trayectoria se realiza con una función de interpolación (Thurber, 1983), que tiene en cuenta los ochos nodos de la red más cercanos al punto en cuestión (ver figura 4.14):

$$g(x,y,z) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 g(x_i, y_j, z_k) \left[\left(1 - \left| \frac{x - x_i}{x_2 - x_1} \right| \right) \cdot \left(1 - \left| \frac{y - y_j}{y_2 - y_1} \right| \right) \cdot \left(1 - \left| \frac{z - z_k}{z_2 - z_1} \right| \right) \right] \quad [4.1]$$

donde la función g representará la velocidad (v_p) o el producto $v_p \cdot Q_p$.

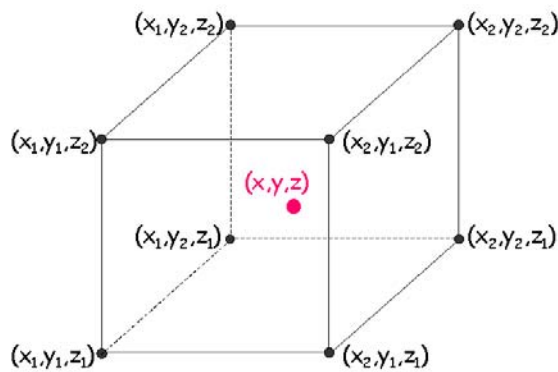


Figura 4.14. Esquema de la posición de los 8 puntos (x_i, y_j, z_k) de la malla más cercanos a un punto cualquiera (x, y, z) .

Para el cálculo de la trayectoria de los rayos se ha utilizado la estructura tridimensional de velocidad determinada por Patanè *et al.* (2002) con la misma serie de terremotos que la usada en este estudio.

5.C. APLICACIÓN DE LA INVERSIÓN TOMOGRÁFICA DE t_{ij}^* .

Una vez que se conoce la técnica elegida para realizar la inversión, se van a detallar los pasos seguidos para la obtención de la estructura del factor Q_p , explicando los criterios que se han tenido en cuenta para realizar la elección de la malla tridimensional, del modelo de atenuación para iniciar la inversión, y del factor de amortiguamiento. Por último se explicará cómo se ha evaluado la calidad de la solución, incluyendo una descripción de los tests sintéticos realizados.

5.C.1. MODELO DE PARTIDA.

Como se ha explicado en el capítulo 2 (apartado 4.A), la técnica tomográfica está basada en la minimización del residuo obtenido como la

diferencia entre los parámetros observados y los teóricos obtenidos supuesto un modelo de partida. Durante la inversión, este modelo se modifica hasta que se alcanza el residuo mínimo, tomando como modelo de partida en cada paso de la iteración el modelo solución obtenido en el paso anterior. Por tanto, para iniciar la inversión se debe de elegir un modelo de partida. Generalmente, se conoce muy poco de la estructura a determinar, por lo que se empieza con un modelo sencillo, como puede ser un modelo homogéneo. En este caso y partiendo de que la estructura a determinar es muy superficial y se corresponde con un volcán, hemos supuesto un modelo con una atenuación fuerte. Por tanto, el modelo de partida es un medio homogéneo con un valor del factor Q para las ondas P de $Q_p = 75$. Este valor está de acuerdo con el valor promedio de Q_p en los tres primeros kilómetros de la corteza etnea ($Q_p \approx 80$) encontrados por De Gori *et al.* (2005).

5.C.2. ELECCIÓN DEL FACTOR DE AMORTIGUAMIENTO (L) Y OBTENCIÓN DE LA SOLUCIÓN.

Para empezar la inversión se tiene que elegir un valor del factor de amortiguamiento (L). El criterio seguido es el propuesto por Eberhart-Phillips (1993), que busca un compromiso entre la varianza de los datos y la del modelo, ya que una disminuye a expensas de aumentar la otra. Se considera que un valor adecuado del factor de amortiguamiento es aquel en el que la varianza de los datos empieza a disminuir lentamente con una varianza del modelo no muy elevada. Para determinar este valor óptimo se representa la varianza de los datos frente a la varianza del modelo, eligiendo un valor del factor de amortiguamiento en la zona de la curva donde la varianza de los datos comienza a disminuir en menor magnitud que la varianza del modelo. A esta zona se le va a

llamar zona I, y a esta gráfica curva del factor de amortiguamiento. A continuación se muestra un ejemplo de este tipo de gráfica (figura 4.15):

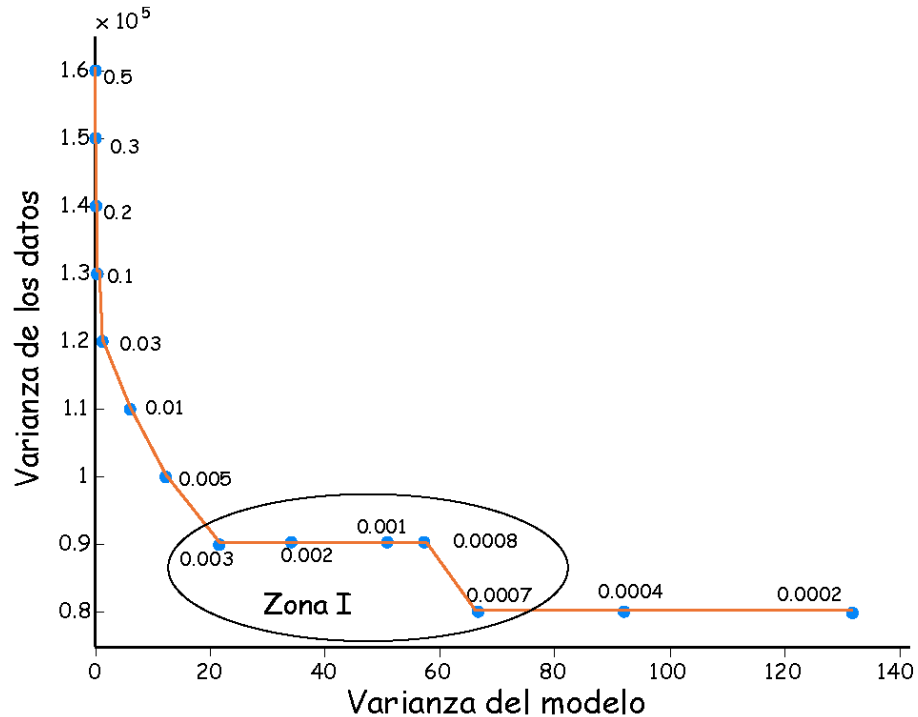


Figura 4.15. Representación de la varianza de los datos frente a la varianza del modelo (puntos azules) para inversiones realizadas con distintos valores del factor de amortiguamiento, indicados sobre cada punto.

Para realizar la curva del factor de amortiguamiento se invierten los datos para diferentes valores del factor de amortiguamiento que varían dentro de un intervalo. Una vez que se tienen todas las inversiones, nuestra solución será aquella que se corresponda con el valor del factor de amortiguamiento adecuado, según el criterio de Eberhart-Phillips (1993). A medida que el factor de amortiguamiento disminuye, aumenta la varianza del modelo y disminuye la varianza de los datos. A partir de un cierto valor del factor de amortiguamiento (en la figura 4.15 este valor es 0.003), la varianza de los datos prácticamente no varía, mientras que la varianza del modelo continúa aumentando. Si en la zona de inflexión existen varios valores del factor de amortiguamiento posibles, se elegirá aquel valor que proporcione mejor resolución de la imagen final, según se explica en el siguiente apartado.

5.C.3. RESOLUCIÓN DE LA SOLUCIÓN.

Como se indicó en el apartado 4.B.4 del capítulo 2, la calidad de la imagen viene dada por el análisis conjunto de la matriz resolución, la función DWS (ambas son calculados directamente en la inversión), y la función *spread* (que se obtiene después de la inversión, una vez que se ha calculado la matriz de resolución).

La función DWS es una medida de la densidad de rayos que pasan por las proximidades de un nodo de la malla, por lo que los valores de la función DWS son elevados en los nodos con buena resolución. Por el contrario, los nodos con valores bajos de la función DWS no se considerarán, y en ellos no habrá solución. Hasta hace poco, éste era el método usado para determinar la calidad de la solución en los distintos nodos de la malla, pero cada vez se está imponiendo más el uso de la función *spread* junto con la matriz resolución, ya que existen nodos con valores medios de la función DWS y que sin embargo no tienen una resolución óptima.

El valor de la función *spread* en un nodo dado indica la influencia que tienen los demás nodos sobre la solución en dicho nodo. Los valores más pequeños de la función *spread* para un nodo significan que la contribución de otros nodos es despreciable, y por tanto, el nodo está bien resuelto. En el cálculo de la función *spread* para cada nodo intervienen todos los demás nodos, perdiéndose la información de los nodos que influyen más en la solución en dicho nodo. Por tanto, para conocer esta información, se sigue el método propuesto por Reyners *et al.* (1999), que consiste en la representación conjunta del valor de la función *spread* en cada nodo de la malla y de las líneas de contorno de la matriz resolución con valores iguales al 75% del valor del elemento de la diagonal. A partir de esta representación se podrá conocer los valores de la

función *spread* que se corresponden con nodos con buena resolución. Si las líneas de contorno conectan nodos no contiguos, la resolución de la imagen no es buena para ese nodo, pues la solución del modelo en dicho nodo va a depender de la solución en los nodos no adyacentes.

6. TESTS SINTÉTICOS: APLICACIÓN, RESULTADOS Y CONCLUSIONES.

La realización de tests sintéticos es una herramienta muy útil para poder interpretar la solución obtenida con un método de tomografía sísmica. En este sentido, se han realizado numerosos tests con el fin de comprobar que la solución no está afectada por el propio algoritmo de inversión, y que todos los factores que intervienen en este proceso han sido tenidos en cuenta adecuadamente: discretización del volumen, modelo inicial, técnica de trazado del rayo y método de inversión. Además con la realización de los tests sintéticos también se podrá conocer si la distribución terremotos-estaciones de la que se dispone permite obtener imágenes tomográficas con una resolución óptima. Para ello se van a realizar todos los tests aplicando el mismo procedimiento (apartado 6.B):

1. discretización del medio en estudio en una malla tridimensional, tal y como se ha descrito en el apartado 5.B.1 de este mismo capítulo.
2. trazado del rayo con el método de pseudo-bending.
3. inversión por mínimos cuadrados amortiguado con la técnica de separación de variables
4. para calcular la velocidad y factor Q en cada punto de la trayectoria se utiliza la función de interpolación que tiene en cuenta los 8 puntos más cercano al punto en cuestión (apartado 5.B.4. de este mismo capítulo)

5. el modelo de partida para iniciar la inversión es un medio homogéneo con $Q_p=75$.

Con cada uno de los modelos sintéticos se genera una serie de valores del factor t^* , incluyendo un cierto nivel de ruido. A esta serie de valores se les llamará datos sintéticos, y al cálculo de los datos sintéticos problema directo. El cálculo de los factores t_{ij}^* (factor t^* asociado al terremoto i registrado en la estación j) se realiza considerando la distribución real de terremotos y de estaciones. Al valor calculado se le añadirá un cierto nivel de ruido ($\Delta t_{ij,sint}^*$) que representa las incertidumbres asociadas a la determinación de los factores t_{ij}^* .

$$t_{ij,sint}^* = \sum_{k=1}^N \frac{dl}{v_p(x,y,z)Q_p(x,y,z)} + \Delta t_{ij,sint}^* \quad [4.2]$$

donde N es el número de nodos que define el medio. El término $\Delta t_{ij,sint}^*$ se calcula a partir de una distribución normal gaussiana con una desviación estándar del 10% del valor del factor t^* .

A partir de la expresión [2.32], se calcula el residuo de los factores $t_{ij,sint}^*$, que será el valor a invertir. En las inversiones de los datos sintéticos se considerará que existe solución en un nodo cuando éste ha sido atravesado al menos por 10 rayos sísmicos. Comparando el modelo de usado para generar los datos sintéticos y el modelo final obtenido por la inversión de los residuos de los datos sintéticos, se podrá analizar la "veracidad" de la solución.

El procedimiento seguido para la obtención del modelo solución conlleva tres pasos:

1. Cálculo de la curva de amortiguamiento y determinación del factor de amortiguamiento óptimo.
2. Determinación de la estructura Q_p final.

2. Delimitación de las zonas donde la solución podrá ser considerada. Para ello se calculará la función *spread* y se estimará la calidad de la solución a partir de la visualización conjunta de la función *spread* y las líneas de contorno de la matriz resolución con valor igual o superior a 0.75 del elemento de la diagonal.

Existen muchos tests en la literatura, de los cuales se han elegido los que se detallan a continuación:

6.A. TEST CON ANOMALÍAS LOCALIZADAS.

La finalidad de estos tests consiste en comprobar si se pueden reproducir cuerpos con diferentes propiedades atenuativas y con diferente tamaño y orientación. Los modelos usados en estos tests consisten en un medio homogéneo con una o varias anomalías localizadas en su volumen. En este estudio, los modelos sintéticos se han creado con un medio homogéneo ($Q=75$) donde se ha insertado una o más anomalías con alta y/o baja atenuación ($Q=50$ y/o $Q=151$, respectivamente). Se han realizado varios tests:

1. **Modelo A1:** La anomalía ($Q_p=50$) consiste en un paralelepípedo situado entre las profundidades de -2 y 3 km, entre -2 y 2 km en dirección E-W y entre -8 y 4 km en dirección N-S (figura 4.16):

2. **Modelo A2:** El cuerpo anómalo ($Q_p=50$) es un prisma trapezoidal que se encuentra situado entre -1 y 2 km de profundidad, con orientación NE (ver figura 4.17) y al suroeste de los Cráteres Centrales.

3. **Modelo A3:** En este modelo se han insertados dos anomalías de signo diferente, con valores de los factores Q_p igual a 50 y 151. En ambos casos se trata de cuerpos en forma de prisma rectangular. La anomalía positiva ($Q_{p,1}=50$)

mide 2 km de ancho y 6 km de largo. Su centro se localiza aproximadamente a una distancia de 7 km al SSE del origen del modelo, y se extiende entre -1 y 3 km de profundidad (figura 4.18). La segunda anomalía ($Q_{p,2}=151$) es más superficial (se sitúa entre -2 y -1 km de profundidad), y está centrada a 4.5 km al SW del centro del modelo, con 8 km de ancho y 4 km de largo (figura 4.18).

4. **Modelo A4:** Este modelo consiste en un medio homogéneo con un cuerpo anómalo de signo positivo ($Q_{p,1}=50$) y otro de signo negativo ($Q_{p,2}=151$), ambos en forma de prisma rectangular (figura 4.19). La anomalía positiva se encuentra entre -1 y 1 km de profundidad y su centro está aproximadamente a una distancia de 2.2 km al NWW del centro del modelo. Posee un ancho de 4 km y mide 6 km de largo. El cuerpo anómalo con factor $Q_{p,2}=151$ mide 6 km de ancho y 4 de largo y se localiza entre 0 y 2 km de profundidad. Su centro se encuentra aproximadamente a una distancia de 6.7 km al SSE del centro del modelo.

Modelo A1

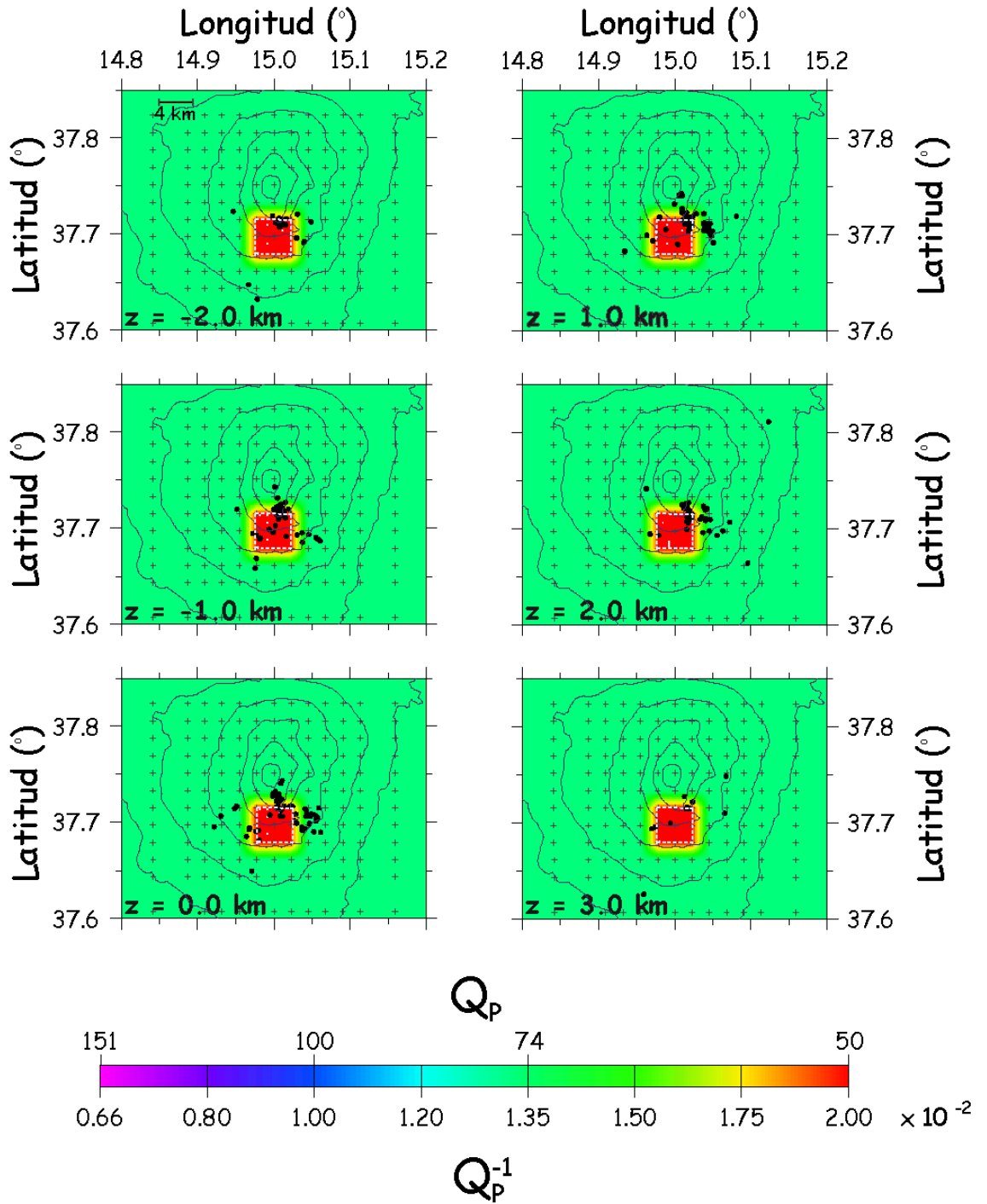


Figura 4.16. Representación del modelo A1 en capas a diferente profundidad (z). La profundidad se indica en la esquina inferior izquierda. Las líneas continuas grises corresponden a las líneas de nivel del volcán, desde 500 a 3000 m con un intervalo de 500 m, mientras que la línea discontinua blanca limita la extensión de la anomalía en cada capa. Los puntos negros representan la localización hipocentral de los terremotos ocurridos entre ± 0.5 km de cada capa, y las cruces grises la posición de los nodos de la malla.

Modelo A2

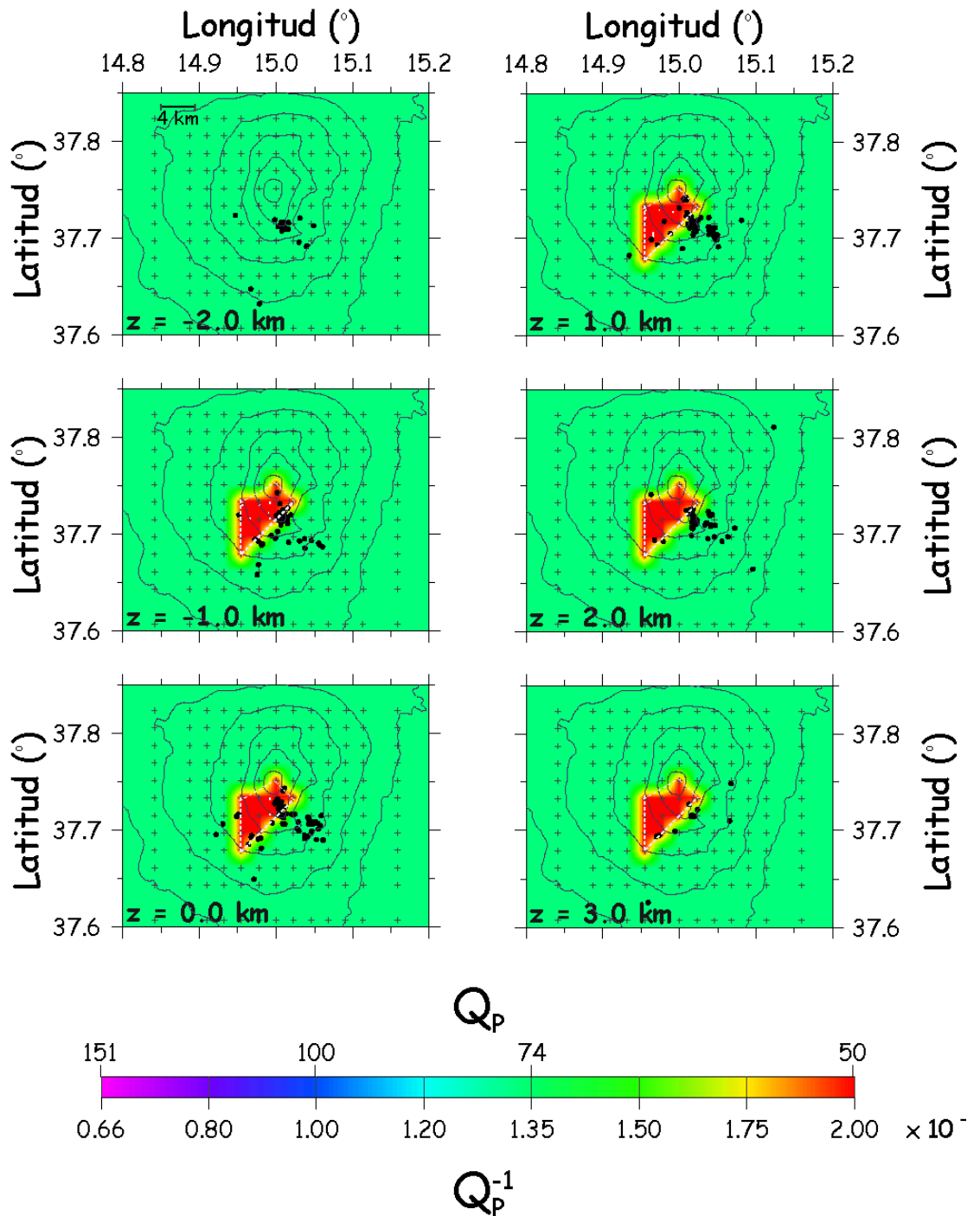


Figura 4.17. Igual que la figura 4.16 para el modelo A2.

Modelo A3

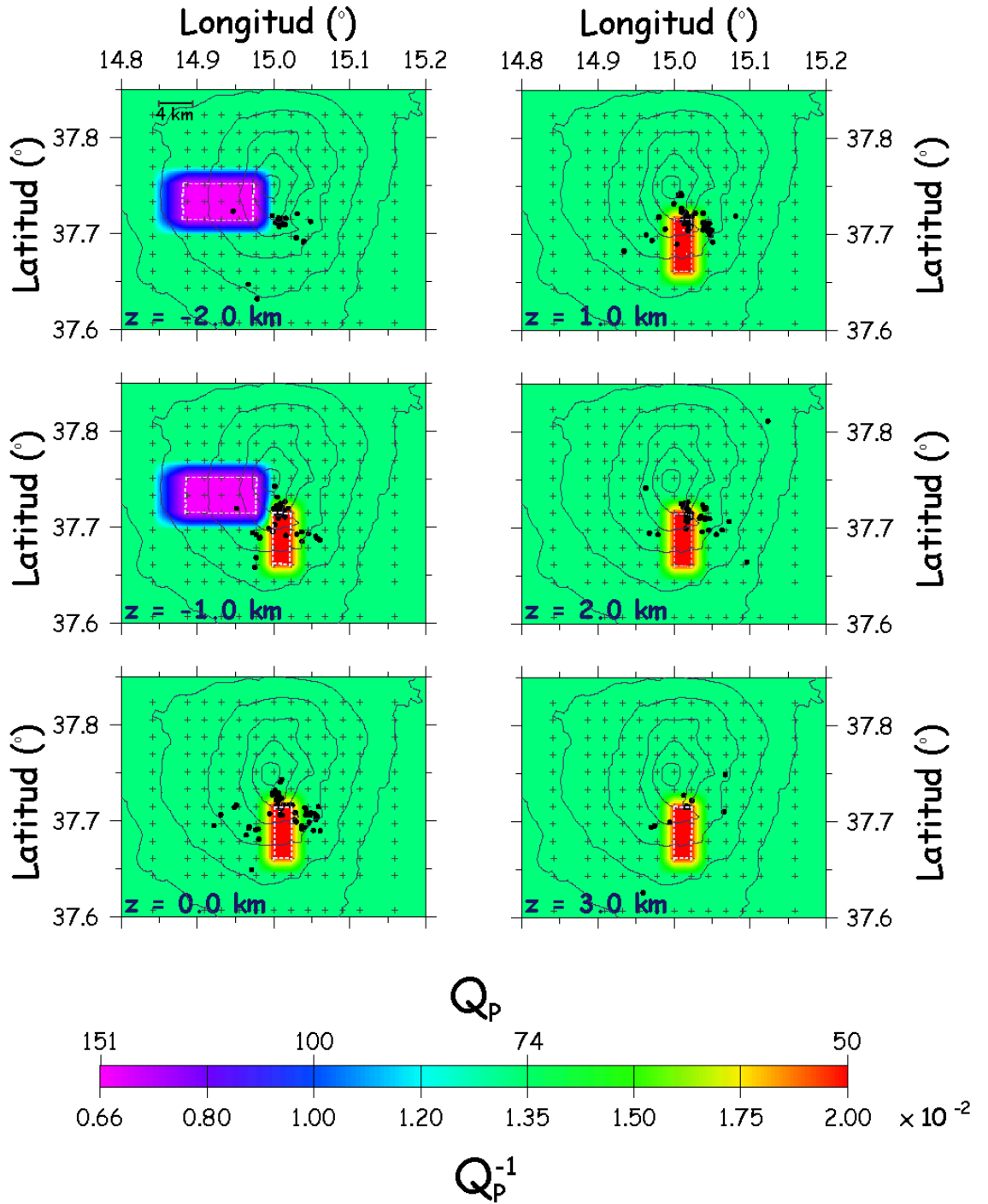


Figura 4.18. Igual que la figura 4.16 para el modelo A3.

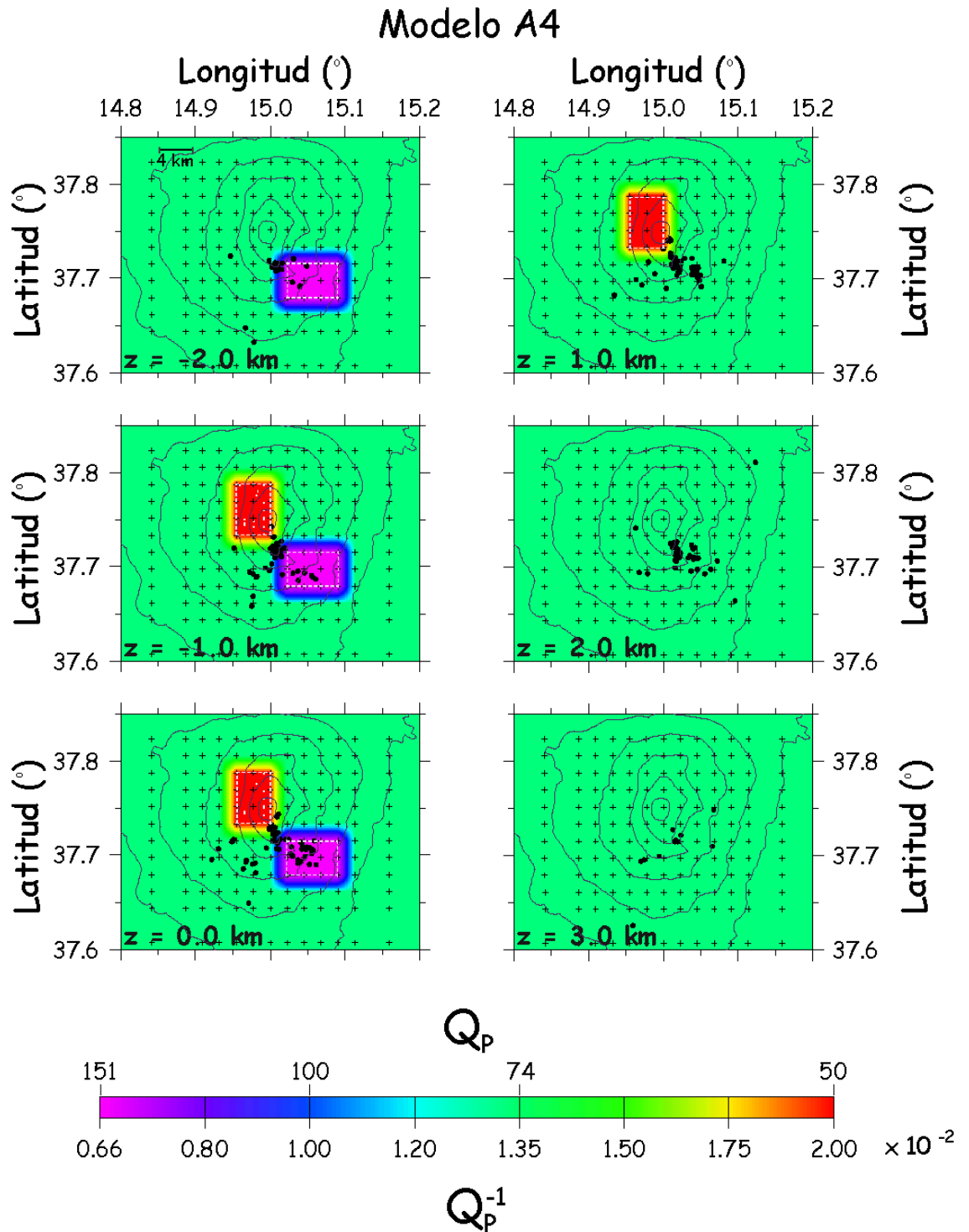


Figura 4.19. Igual que la figura 4.16 para el modelo A4.

Como se ha explicado en el apartado 5.C.2., de este mismo capítulo, el valor óptimo de L debe de encontrarse en la zona I de la curva de amortiguamiento (figura 4.15). Para estos modelos, en la zona I existen diferentes valores de L con la varianza de los datos muy similar y distinta

varianza del modelo (figura 4.20). Se ha elegido el factor de amortiguamiento que proporciona menor varianza del modelo. Los valores seleccionados se indican para cada modelo en la tabla 4.3.

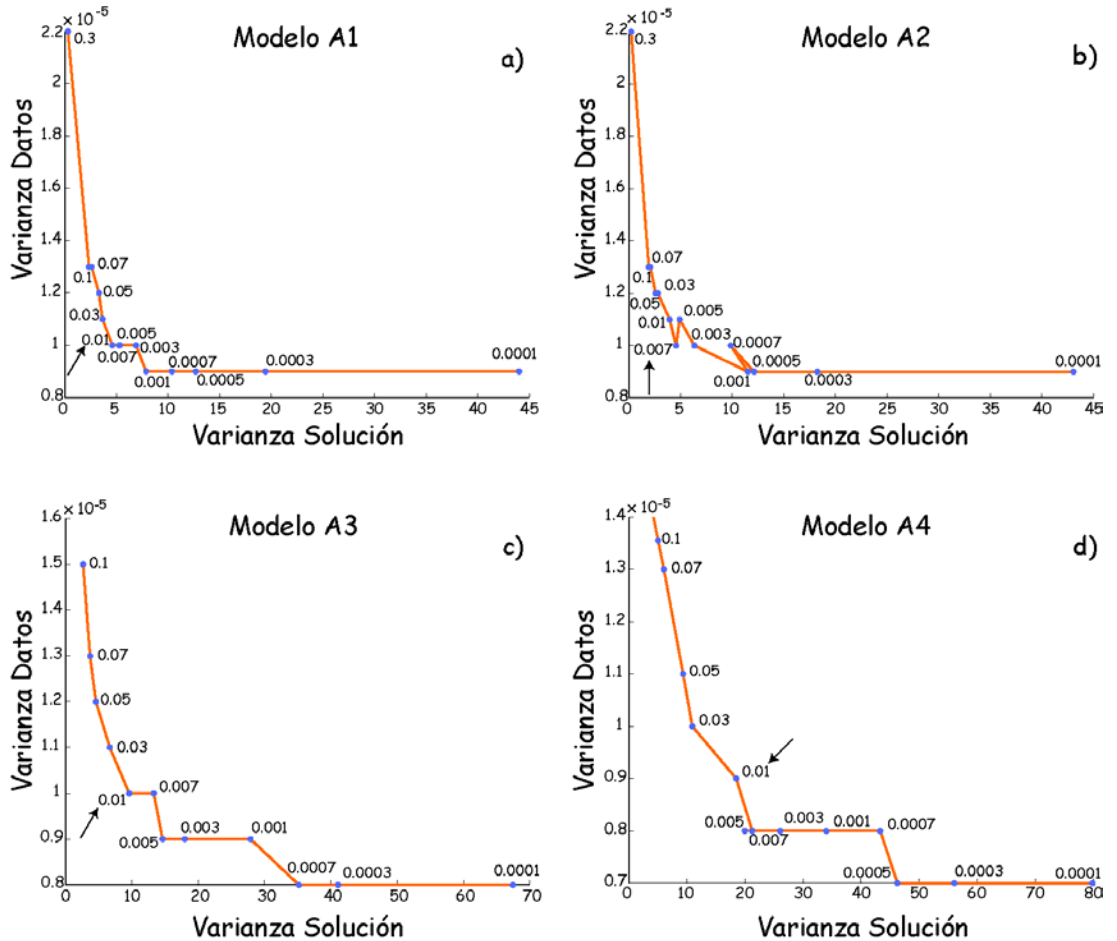


Figura 4.20. Curvas del factor de amortiguamiento para los distintos modelos sintéticos de anomalías localizadas: (a) modelo A1; (b) modelo A2; (c) modelo A3; (d) modelo A4.

Una vez obtenida la solución de la inversión se debe de conocer en qué zonas la solución muestra la "realidad". Para ello, y como se ha explicado en el apartado 5.C.3. de este mismo capítulo se representa la función *spread* junto con las líneas de contorno con valor igual al 75% del valor de los elementos de la diagonal (figuras 4.21, 4.22, 4.23 y 4.24).

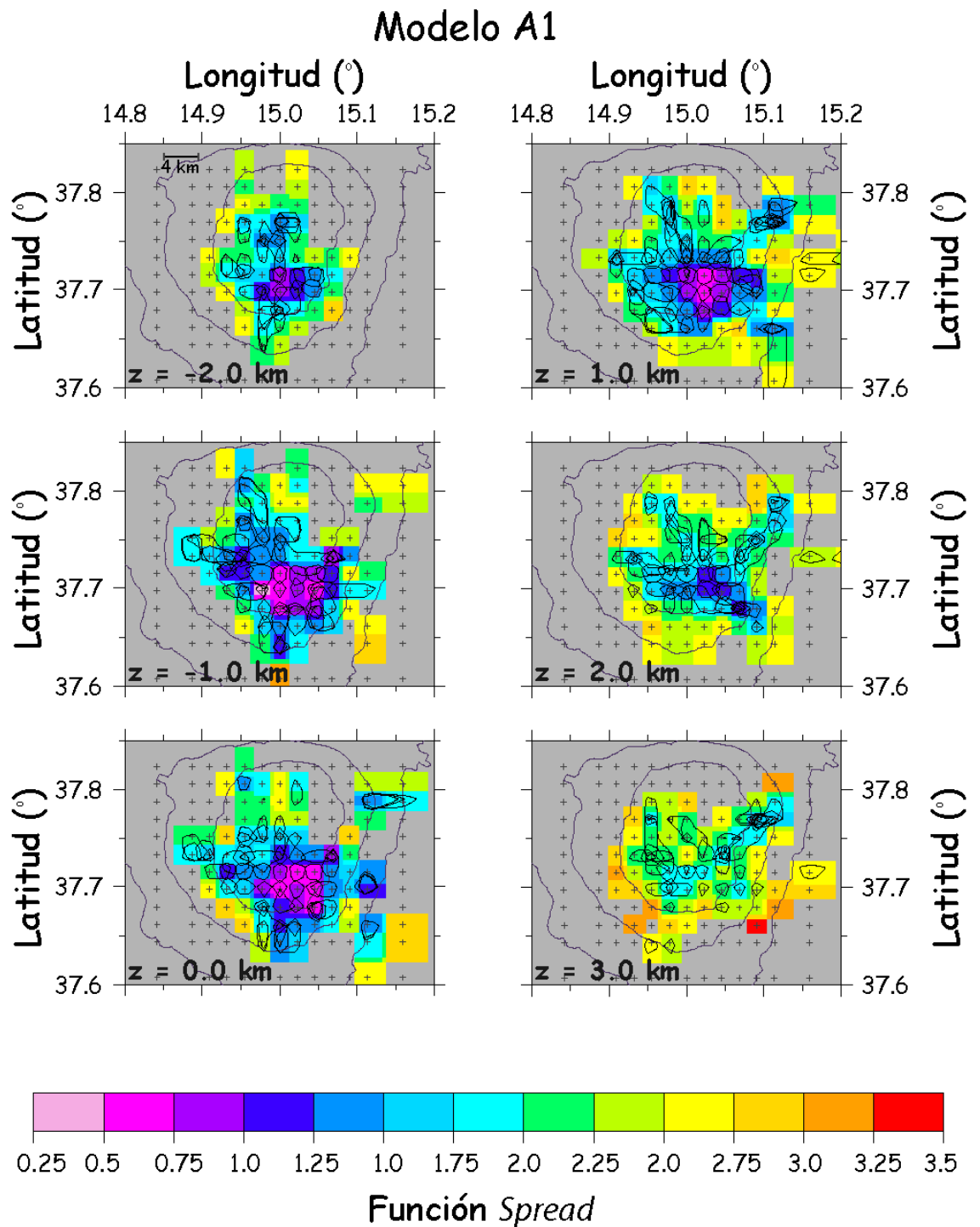


Figura 4.21. Representación de la función *spread* junto con la línea de contorno con valor igual al 75% del elemento de la diagonal de la matriz resolución. En color gris se ha representado las líneas de nivel de Mt. Etna para altitudes menores de 2000 m.

Modelo A2

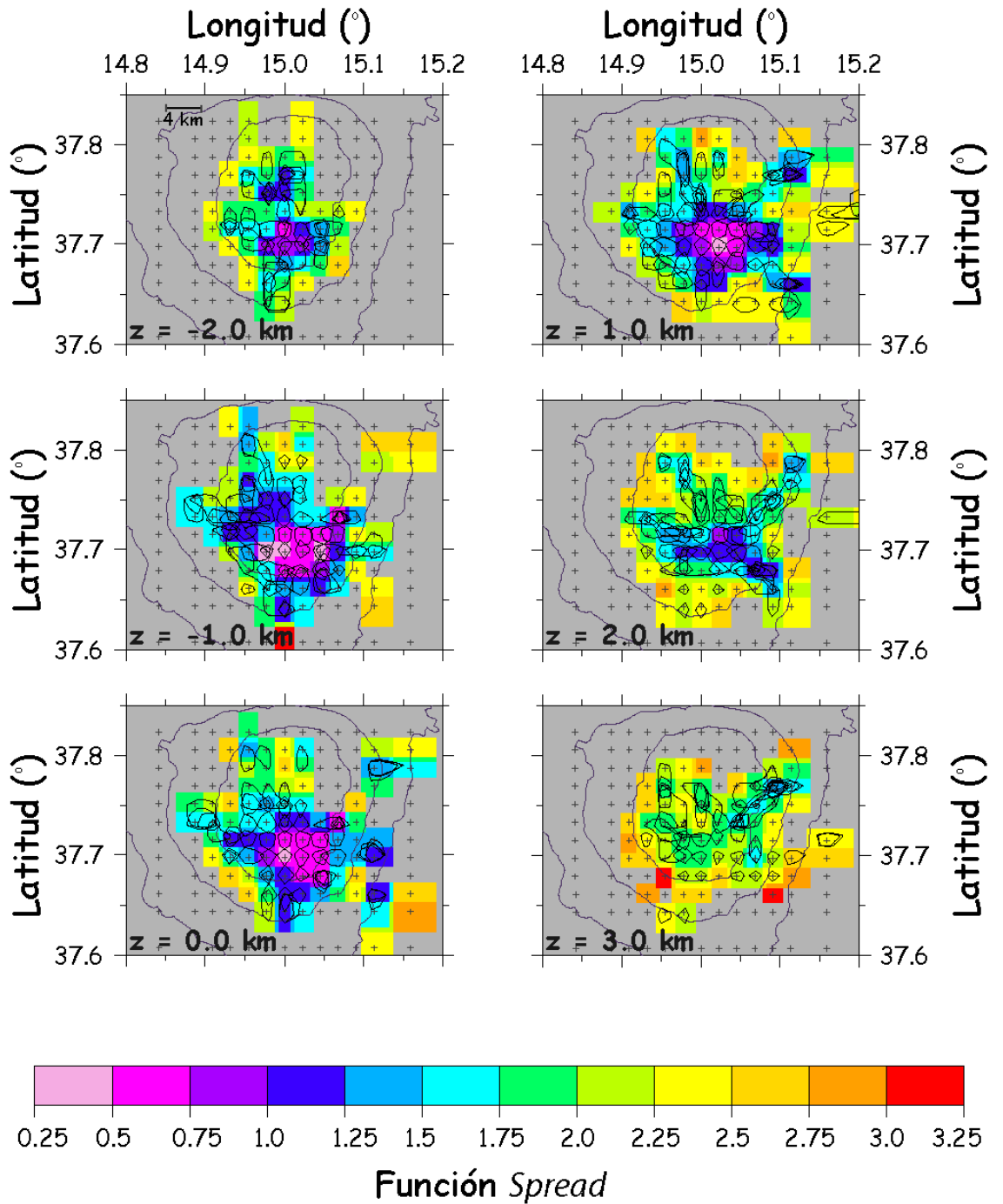


Figura 4.22. Igual que la figura 4.21 para el modelo A2.

Modelo A3

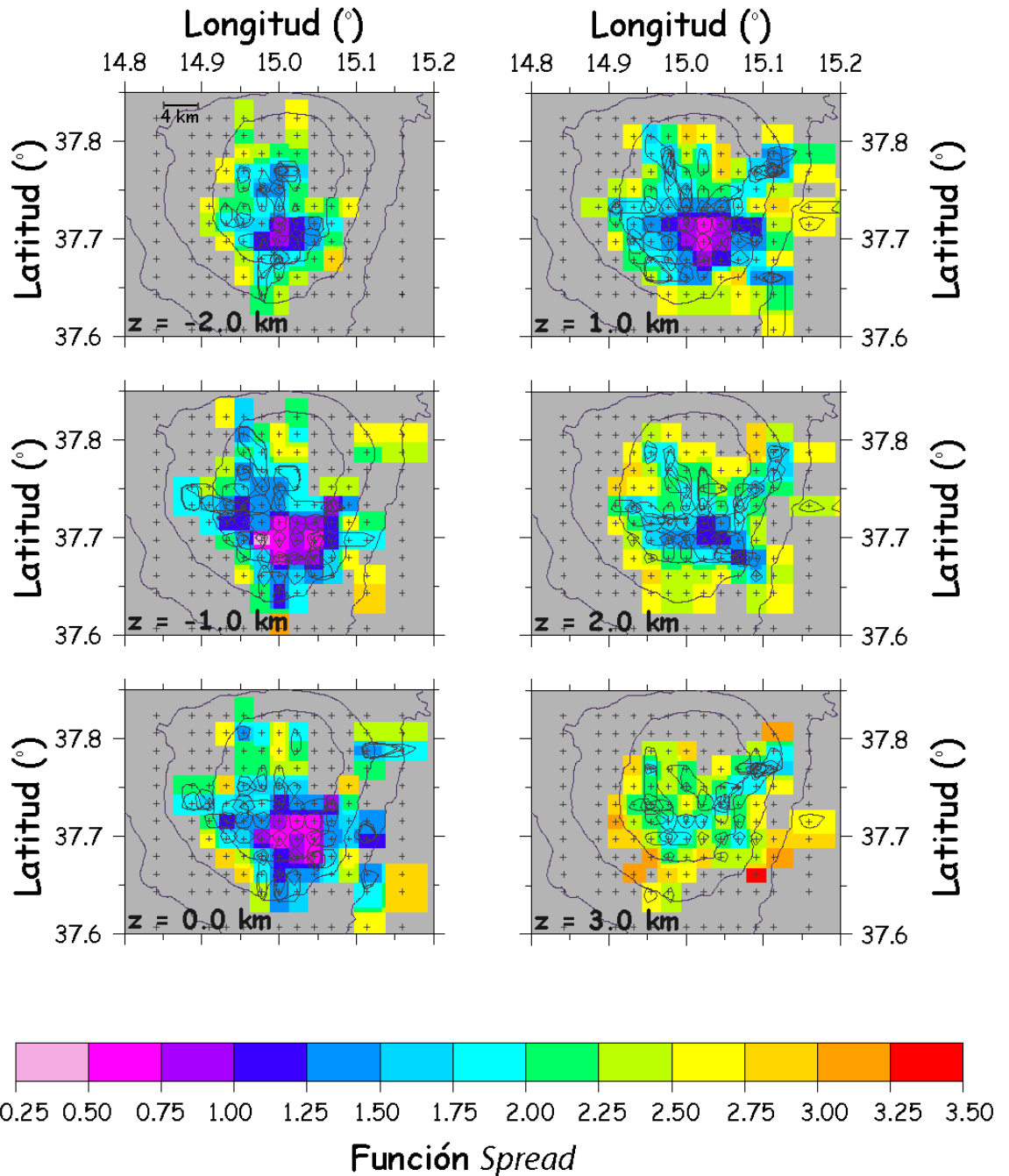


Figura 4.23. Igual que la figura 4.21 para el modelo A1.

Modelo A4

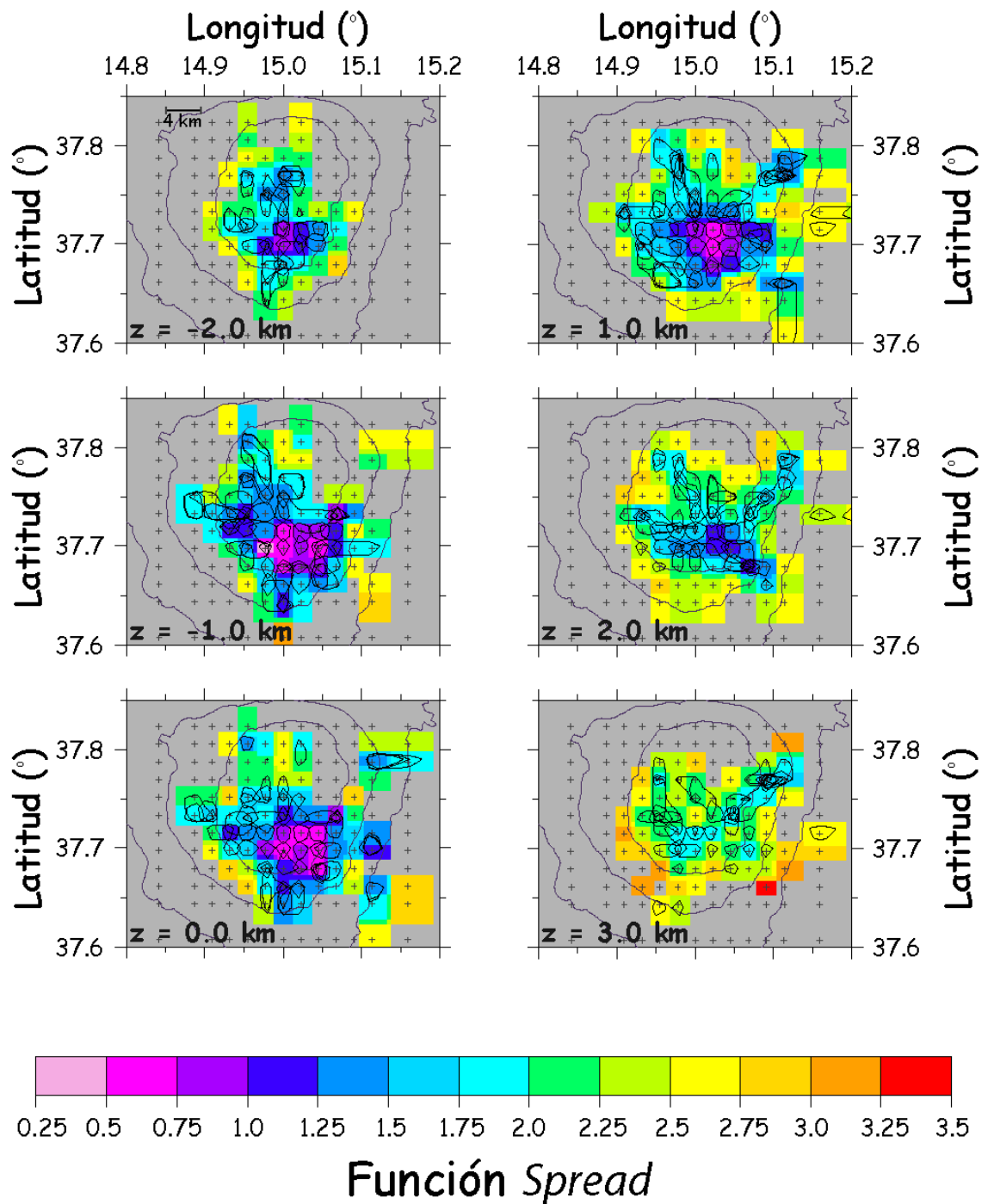


Figura 4.24. Igual que la figura 4.21 para el modelo A4.

Como se observa en estas figuras la zona con buena resolución es la parte central de las capas del modelo entre -2 y 2 km de profundidad. El valor máximo de la función *spread* que se corresponde con esta zona se muestra en la tercera columna de la tabla 4.3, y se ha marcado con una línea blanca en las figuras 4.25, 4.26, 4.27 y 4.28, en las que se presentan los modelos obtenidos como solución. En ninguno de los tests sintéticos con anomalías localizadas la función *spread* supera el valor de 2.

Modelo	Factor de amortiguamiento (L)	Función <i>spread</i>	Reducción rms
A1	0.01 (Figura 4.20(a))	1.75 (Figura 4.21)	39%
A2	0.007 Figura 4.20(b))	1.5 (Figura 4.22)	37%
A3	0.01 (Figura 4.20(c))	1.75 (Figura 4.23)	39%
A4	0.01 (Figura 4.20(d))	1.75 (Figura 4.24)	45%

Tabla 4.3. Para los modelos sintéticos con anomalías localizadas se muestra el valor del factor de amortiguamiento elegido, el valor de la función *spread* para el que la resolución de la solución es óptima, y la reducción del rms.

Conocido el valor del factor de amortiguamiento y el de la función *spread* se puede conocer las zonas donde la solución tiene una resolución adecuada, tal y como se muestra en las figuras 4.25, 4.26, 4.27 y 4.28 para cada uno de los modelos sintéticos utilizados.

Modelo A1

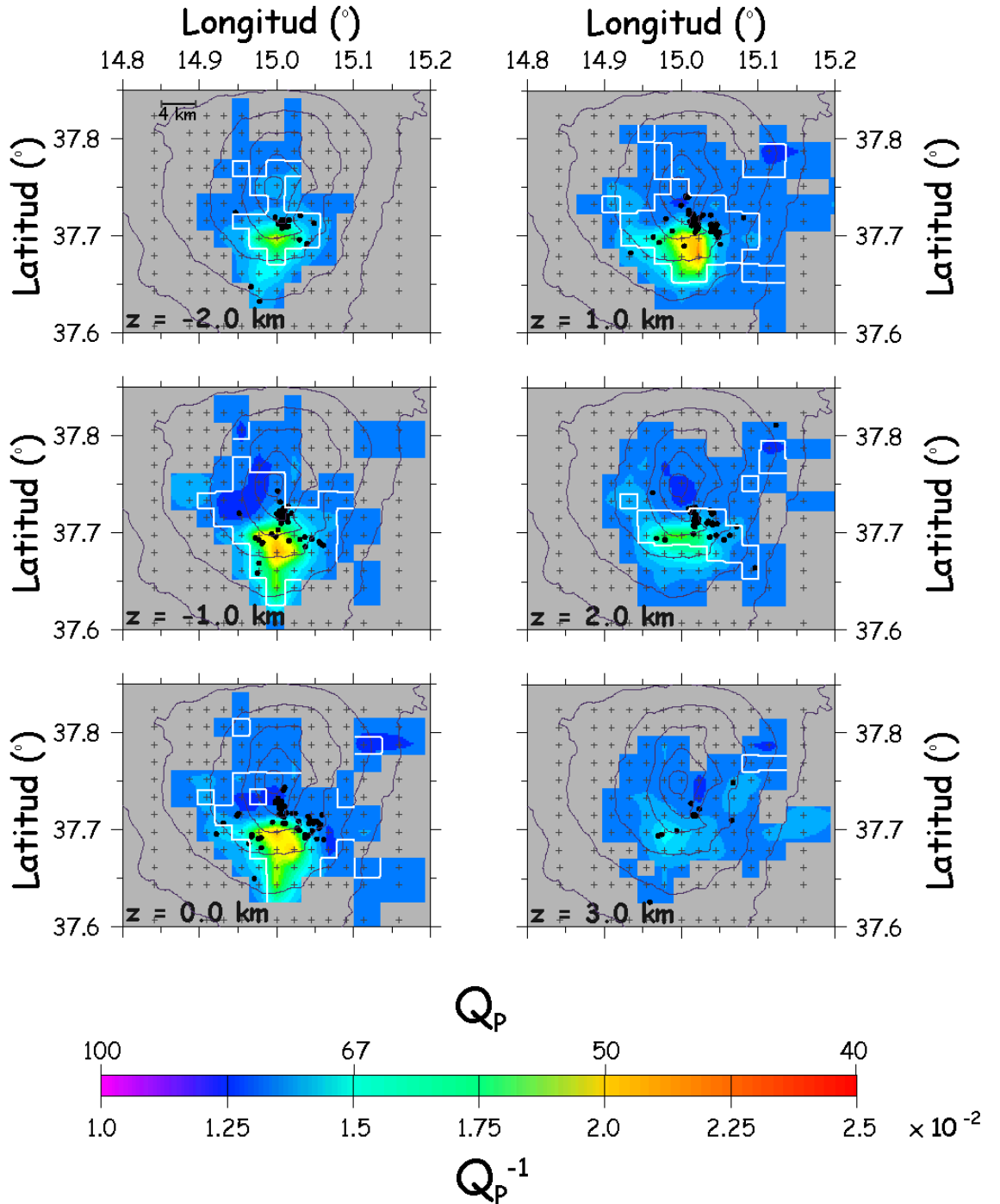


Figura 4.25. Solución obtenida para el modelo sintético A1. La línea blanca muestra el límite de la zona donde el valor de la función *spread* es tal que la solución es considerada válida. Las líneas continuas grises representan las líneas de nivel del volcán, entre 500 m y 3000 m en pasos de 500 m, y las cruces grises la posición de los nodos de la malla. Los puntos negros muestran la localización de los terremotos en las diferentes capas, ocurridos entre ± 0.5 km de cada capa.

Modelo A2

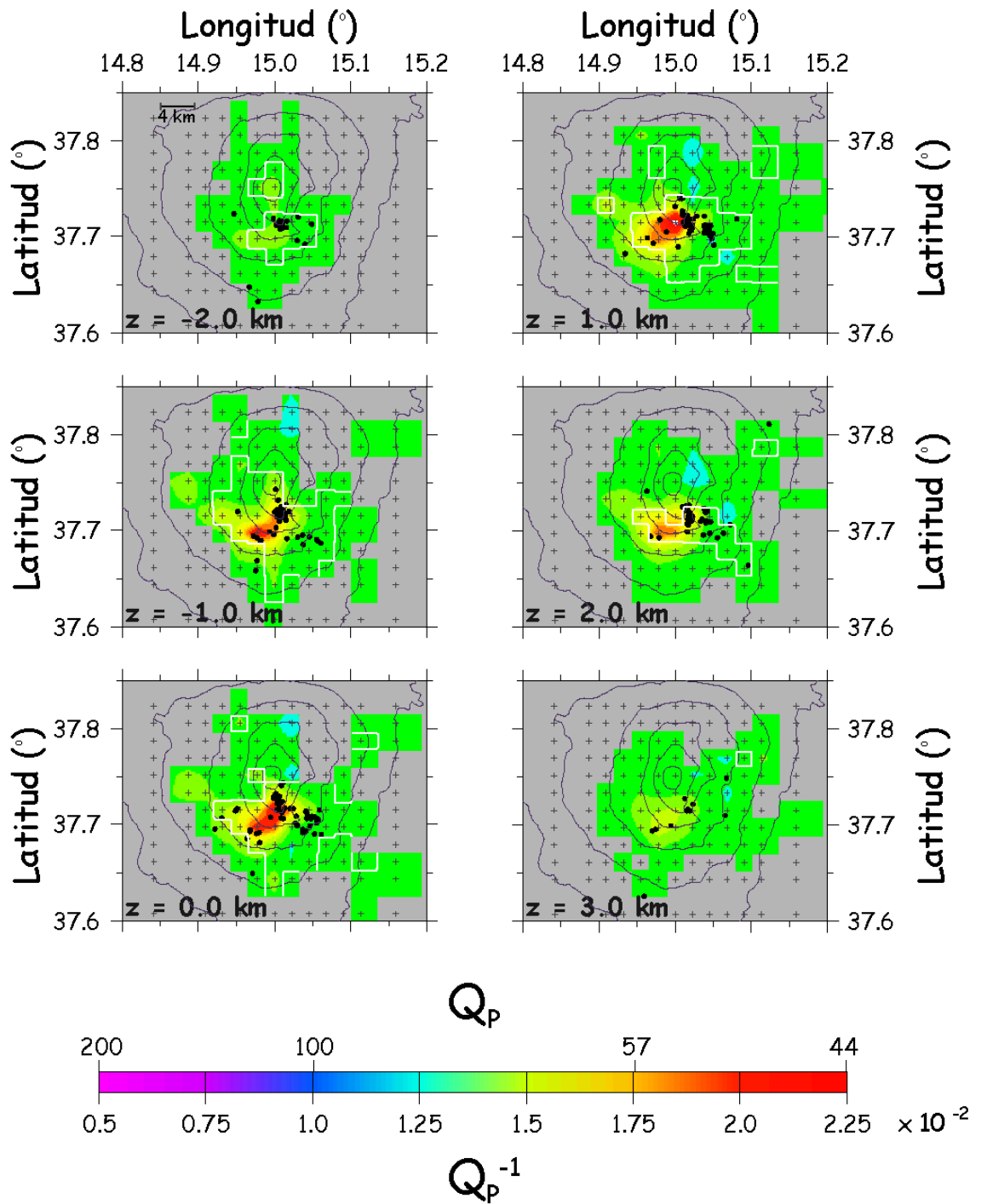


Figura 4.26. Igual que la figura 4.25 para el modelo A2.

Modelo A3

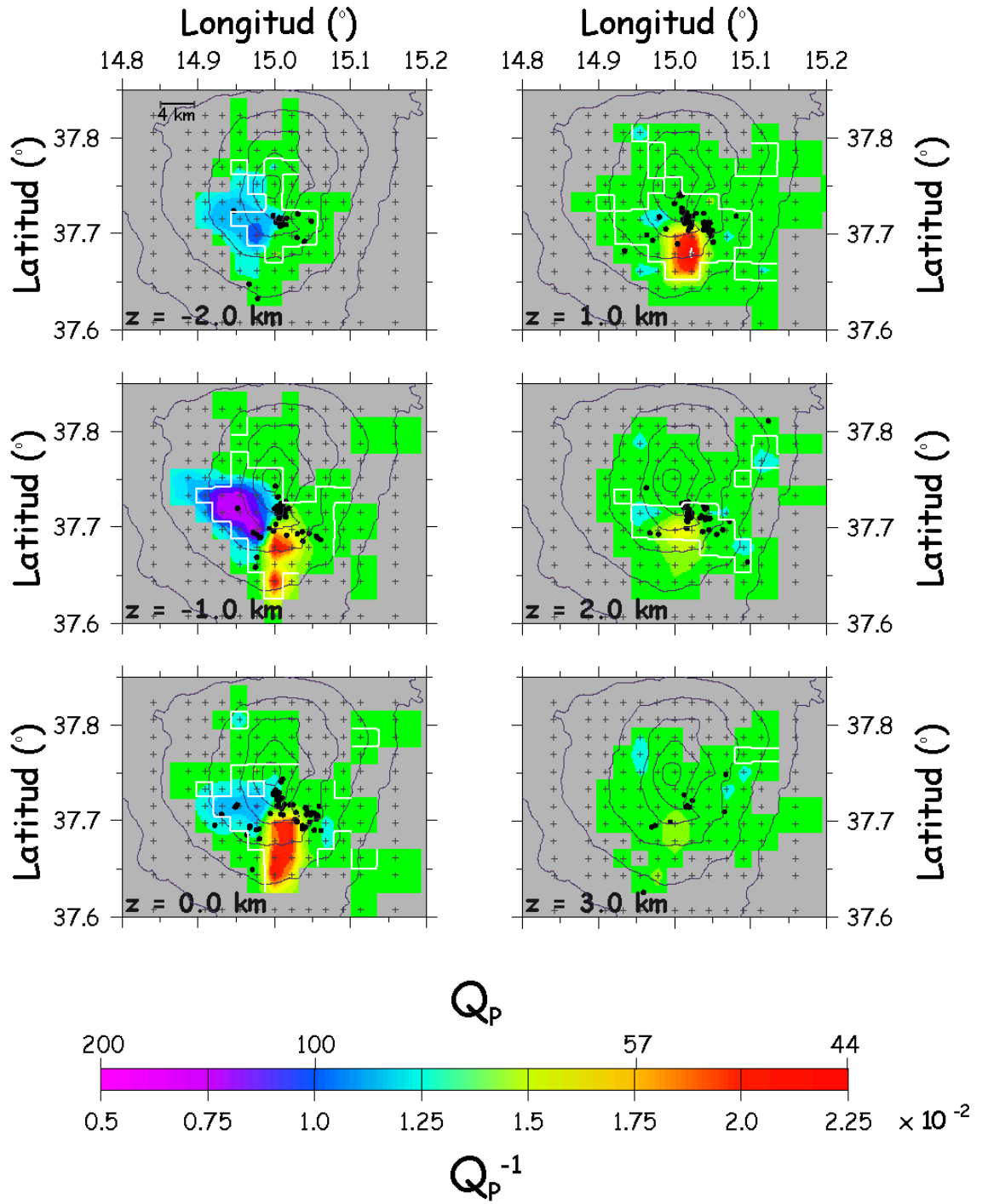


Figura 4.27. Igual que la figura 4.25 para el modelo A3.

Modelo A4

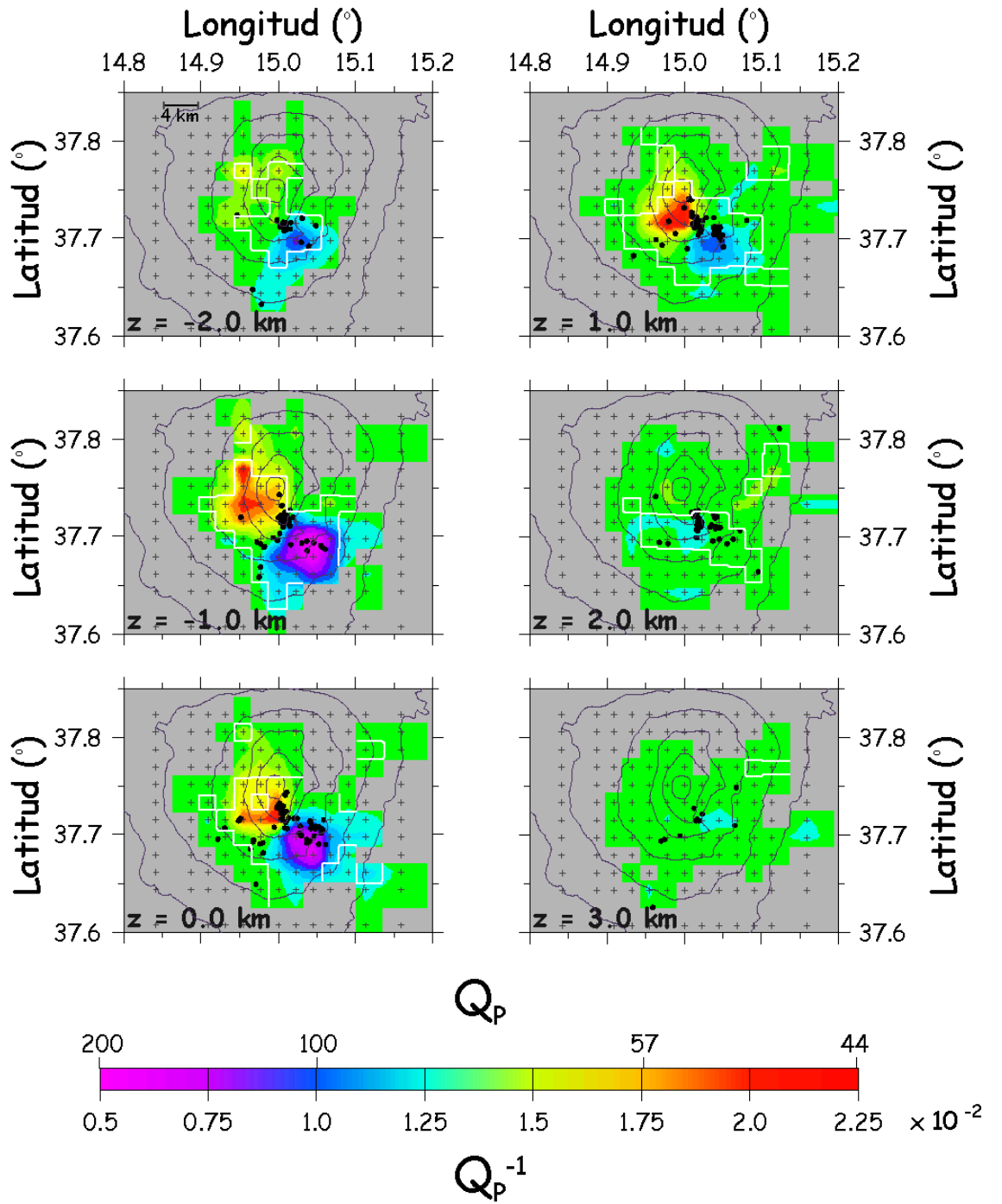


Figura 4.28. Igual que la figura 4.25 para el modelo A4.

En todos estos casos se reproducen bien las anomalías, aunque con sus límites más difuminados (ver figuras 4.25, 4.26, 4.27 y 4.28) y con un valor ligeramente diferente al valor inicial (ver tabla 4.4). A la profundidad de 3 km, la zona donde la solución se puede considerar aceptable es muy pequeña y por ello los cuerpos anómalos no se reproducen bien. Las soluciones obtenidas con estos tests indican que el método de inversión no introduce anomalías adicionales en la solución que se obtenga con la inversión de los datos reales, aunque el valor exacto del factor Q tenga cierta indeterminación.

ANOMALÍA	Q_{inicial}	$Q_{\text{solución}}$
Baja atenuación	151	125-200
Alta atenuación	50	40-70

Tabla 4.4. Variaciones del valor de Q obtenido después de la inversión en función del tipo de anomalía.

6.B. TESTS DE TABLERO DE AJEDREZ.

El fundamento de estos tests es idea de Humphreys y Clayton (1988), quienes lo usaron primero para tomografía de velocidad. Estos modelos se generan con valores de anomalías positivas y negativas, que varían alternativamente. En nuestro caso utilizaremos anomalías de atenuación, considerando anomalías positivas con un valor de $Q_p=50$, y anomalías negativas con $Q_p=151$.

Estos tests muestran de una manera rápida las zonas donde se reproduce mejor el modelo sintético de partida. Con este tipo de test se estudia el tamaño de la anomalía que cada problema de inversión es capaz de evaluar. En este trabajo se han realizado cuatro tests diferentes en función del tamaño de la anomalía:

1. **Modelo C1**: La anomalía varía alternativamente en cada nodo y en cada dirección del espacio, como se muestra en la figura 4.29. Teniendo en cuenta la distancia entre los nodos de la malla, el tamaño de la anomalía es de $2 \times 2 \times 1 \text{ km}^3$.

2. **Modelo C2**: La anomalía varía cada dos nodos en el plano horizontal XY, y cada nodo en la dirección Z (ver figura 4.30), obteniéndose anomalías de tamaño, $4 \times 4 \times 1 \text{ km}^3$.

3. **Modelo C3**: La variación de la anomalía se produce cada dos nodos en la dirección X, y cada nodo en las direcciones Y y Z. En este modelo, las dimensiones de las anomalías son diferentes en cada dirección, con un tamaño de $4 \times 2 \times 1 \text{ km}^3$, como se puede comprobar en la figura 4.31.

4. **Modelo C4**: Este modelo es muy similar al modelo anterior, siendo el tamaño de la anomalía de $2 \times 4 \times 1 \text{ km}^3$. Para ello se ha variado el valor de Q cada nodo en la dirección X, cada dos nodos en la dirección Y, y cada nodo en la dirección Z. La representación gráfica de este modelo se presenta en la figura 4.32.

El modelo C1 sirve para comprobar que el espaciado de los nodos de la malla es correcto, mientras que el modelo C2 muestra que también se pueden modelar estructuras de mayor tamaño. Los modelos C3 y C4 indican si el conjunto de datos (la distribución estaciones-terremotos) es adecuado para reproducir estructuras irregulares.

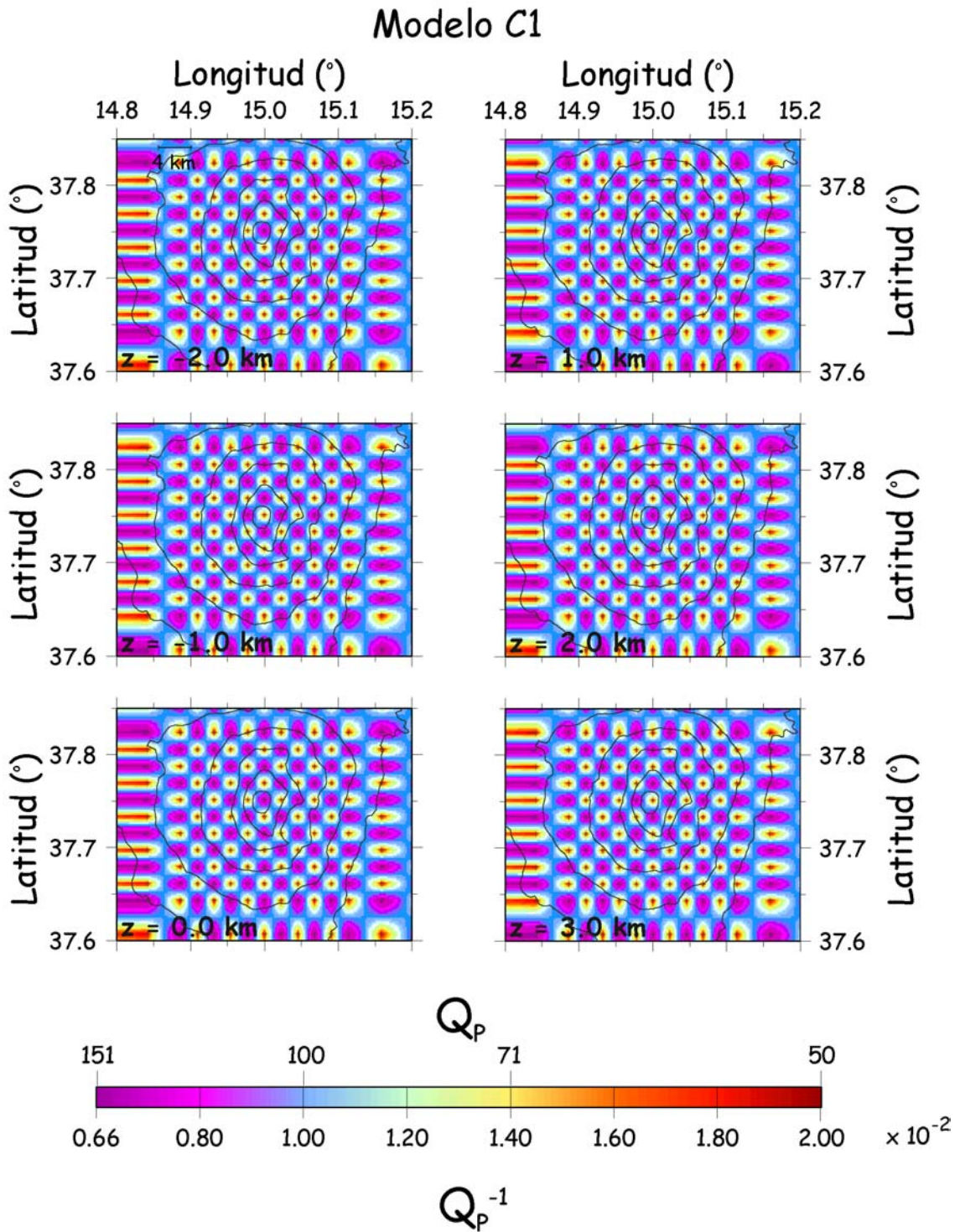


Figura 4.29. Representación del modelo C1 en capas a diferente profundidad (z). La profundidad se indica en la esquina inferior izquierda. Las líneas continuas grises corresponden a las líneas de nivel del volcán, desde 500 a 3000 m con un intervalo de 500 m. Las cruces grises posición de los nodos de la malla.

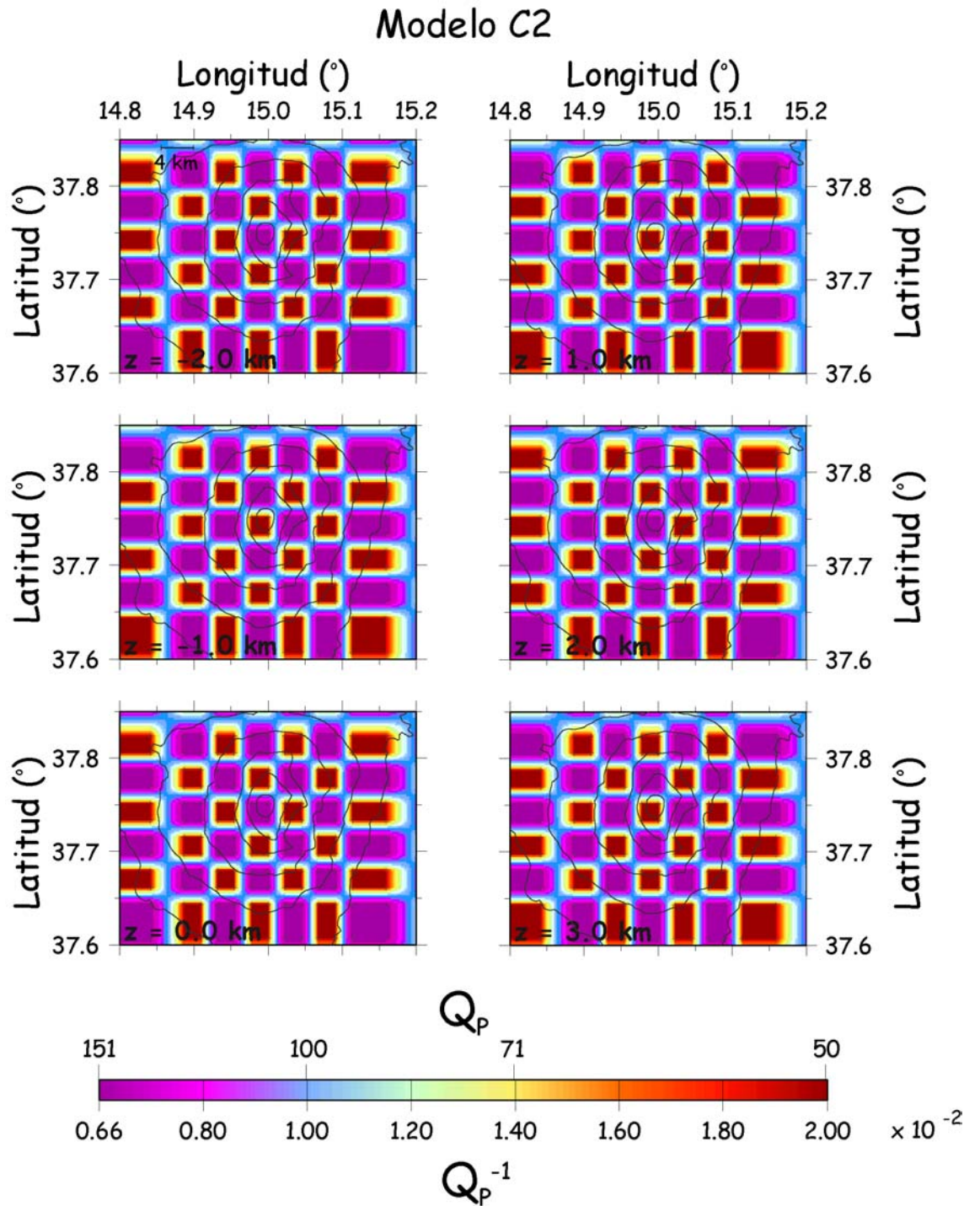


Figura 4.30 Igual que la figura 4.29 para el modelo C2.

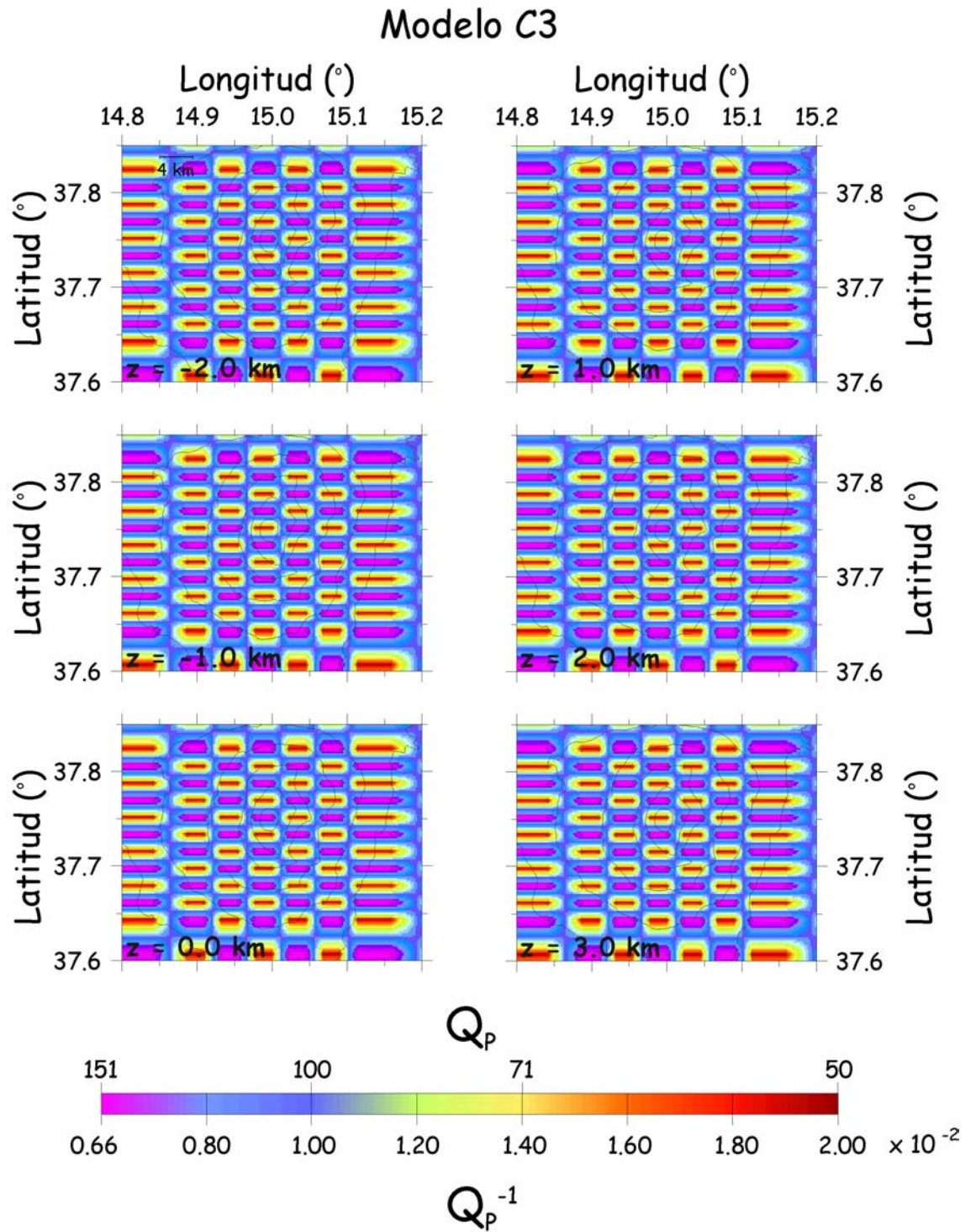


Figura 4.31 Igual que la figura 4.29 para el modelo C3.

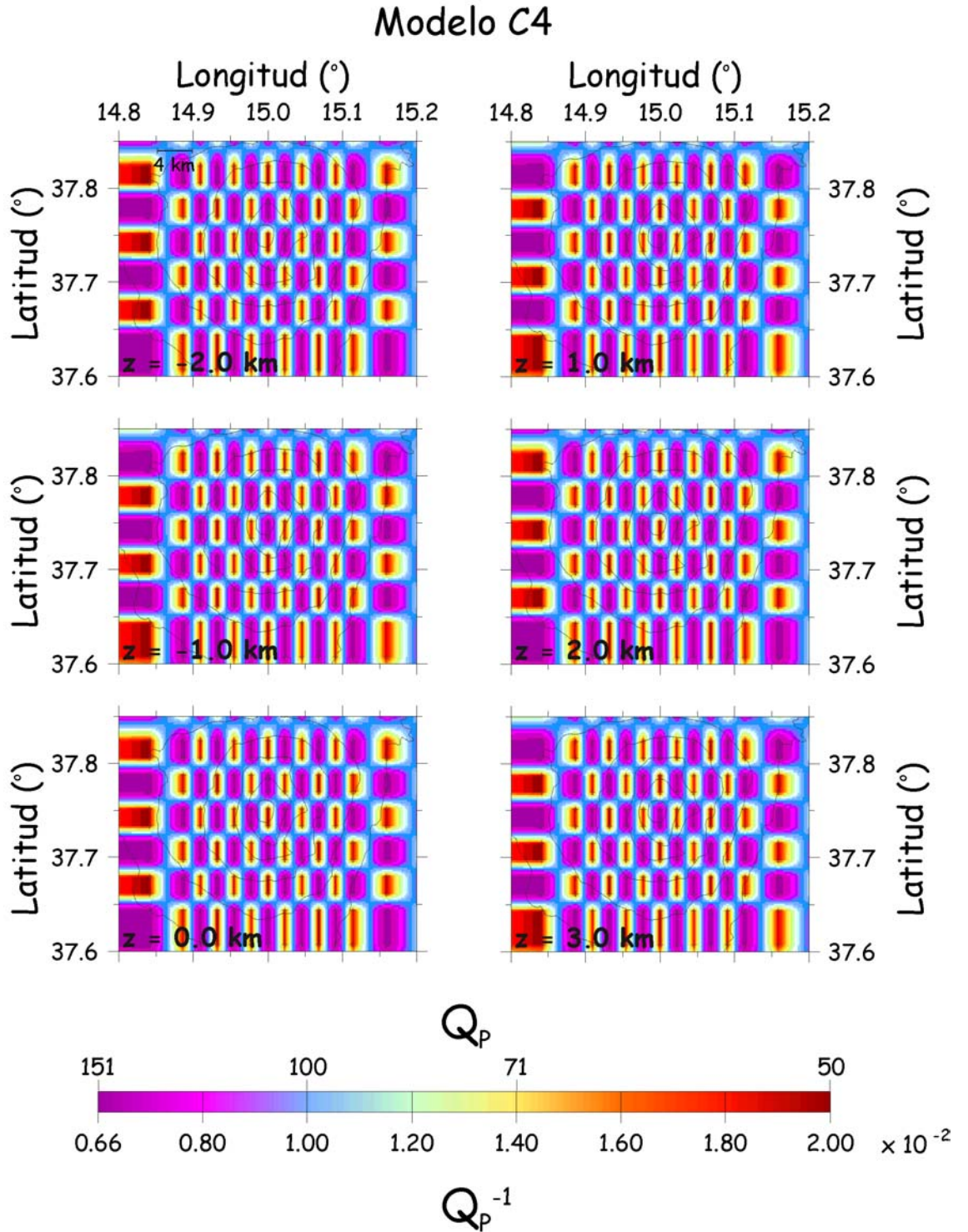


Figura 4.32 Igual que la figura 4.29 para el modelo C4.

Siguiendo el mismo procedimiento que para los tests con anomalías localizadas, el proceso de inversión se inicia con la realización de la curva de amortiguamiento. La elección del factor L ha estado sujeta a algunas limitaciones, debido a que la solución de estos tests está muy suavizada para los valores del factor L que se encuentran en la zona I. En estos casos, no ha sido posible adoptar el criterio de Eberhart-Phillips (1993), y el procedimiento seguido ha consistido en analizar la propia matriz solución y la matriz de resolución. El valor final del factor de amortiguamiento elegido (ver tabla 4.5) ha sido aquél en el que la estructura del modelo era obtenida con mayor claridad y con una matriz de resolución en la que los valores de fuera de la diagonal eran lo más próximo a cero posible y el elemento de la diagonal lo más próximo posible a 1.

Modelo	Factor de amortiguamiento (L)	Función <i>Spread</i>	Reducción rms
C1	0.0001	0.75	73%
C2	0.0005	0.75	68.5%
C3	0.0001	1.25	73%
C4	0.0001	1.0	73.5%

Tabla 4.5. Valor del factor de amortiguamiento usado en la obtención de la solución para cada uno de los tests de tablero de ajedrez. El valor máximo de la función *spread* que se corresponde con una buena resolución se representa en la columna 3, y en la última columna la reducción del rms obtenida en la inversión de los datos sintéticos.

Seguidamente, para cada una de las series de datos sintéticos invertida, se calcula el valor máximo de la función *spread*. La distribución espacial de los valores de la función *spread* con buena resolución se corresponde con la parte central de las capas con profundidad entre -2 y 2 km, y los límites de esta zona se han marcado con una línea blanca cuando se representan los modelos finales correspondientes a la inversión de estos tests.

La imagen tomográfica obtenidas para estos modelos se presentan en las figuras 4.33, 4.34, 4.35 y 4.36. Para el modelo C1, se reproduce bien el modelo inicial entre las capas de profundidad -2 km y 2 km. A la profundidad de 3 km y en las partes externas del volcán no se pueden discernir las anomalías del modelo inicial. Sin embargo, hay que tener en cuenta que el número de rayos que atraviesan estas zonas es muy pequeño. Por tanto, se puede asegurar que el espaciado de los nodos de la malla escogida para realizar la inversión es adecuado. El modelo C3 se reproduce bien en las mismas zonas que el modelo C1, mientras que para los modelos C2 y C4 la zona bien resuelta está entre -1 y 1 km de profundidad. En la parte externa del volcán y en el resto de las capas ($z=3$ km para los modelos C1 y C3 y $z=-2, 2, y 3$ km para los modelos C2 y C4), las anomalías o bien aparecen difuminadas o no se reproducen adecuadamente.

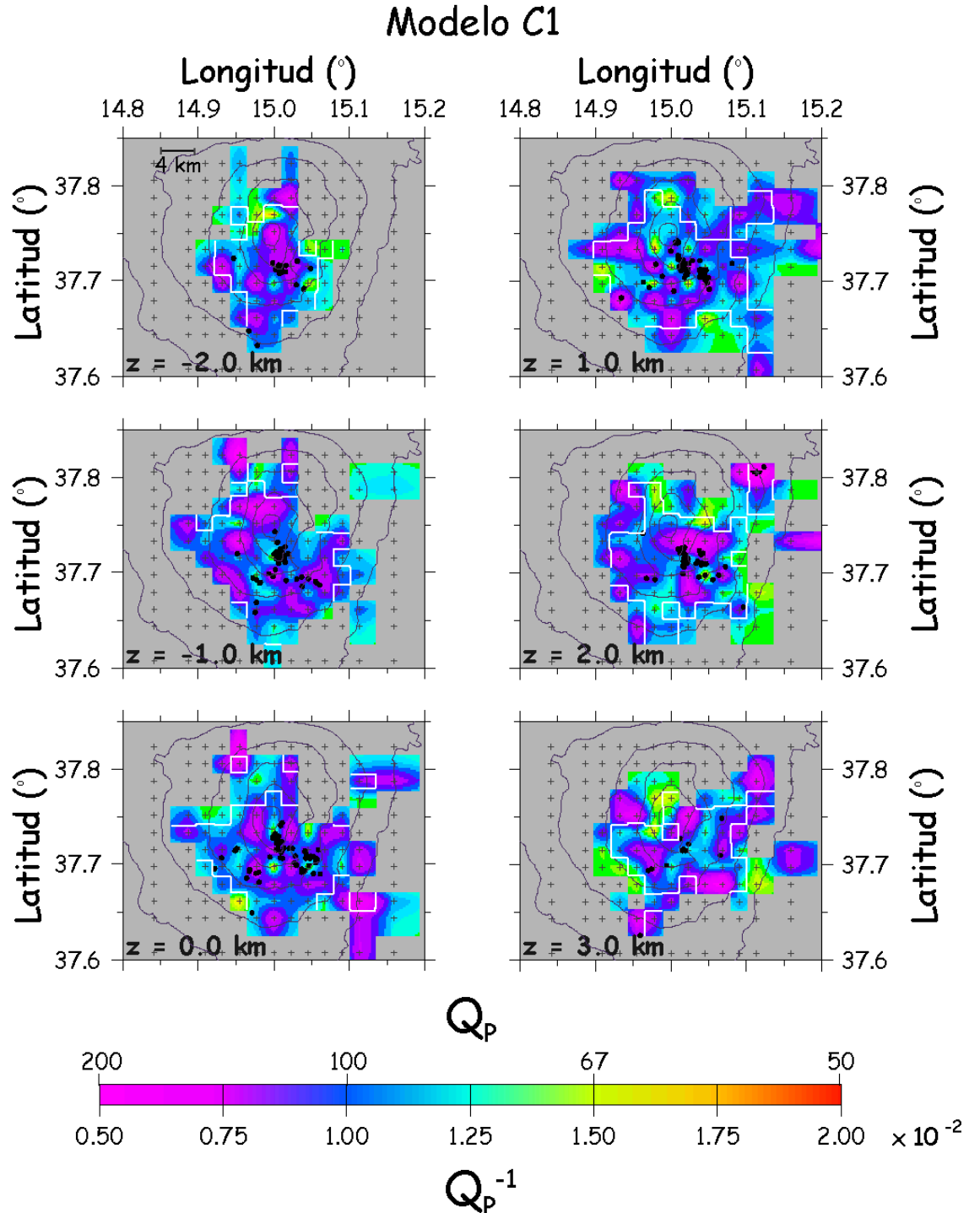


Figura 4.33. Solución obtenida para el modelo sintético C1. La línea blanca muestra el límite de la zona donde el valor de la función *spread* es tal que la solución es considerada válida. Los puntos negros muestran la localización de los terremotos ocurridos entre ± 0.5 km de cada capa. Las líneas continuas grises representan las líneas de nivel del volcán, y las cruces grises la posición de los nodos de la malla.

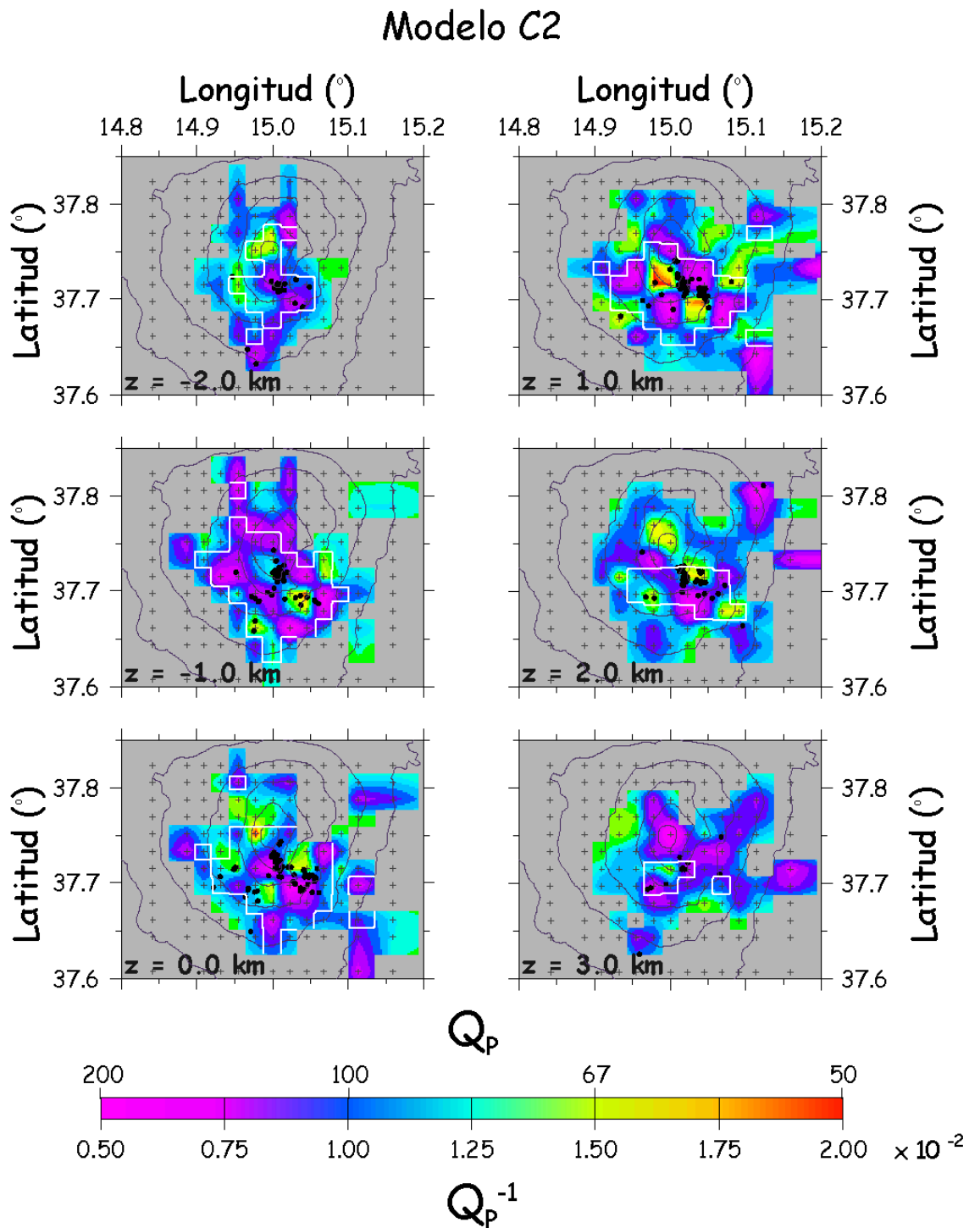


Figura 4.34. Igual que la figura 4.33 para el modelo C2.

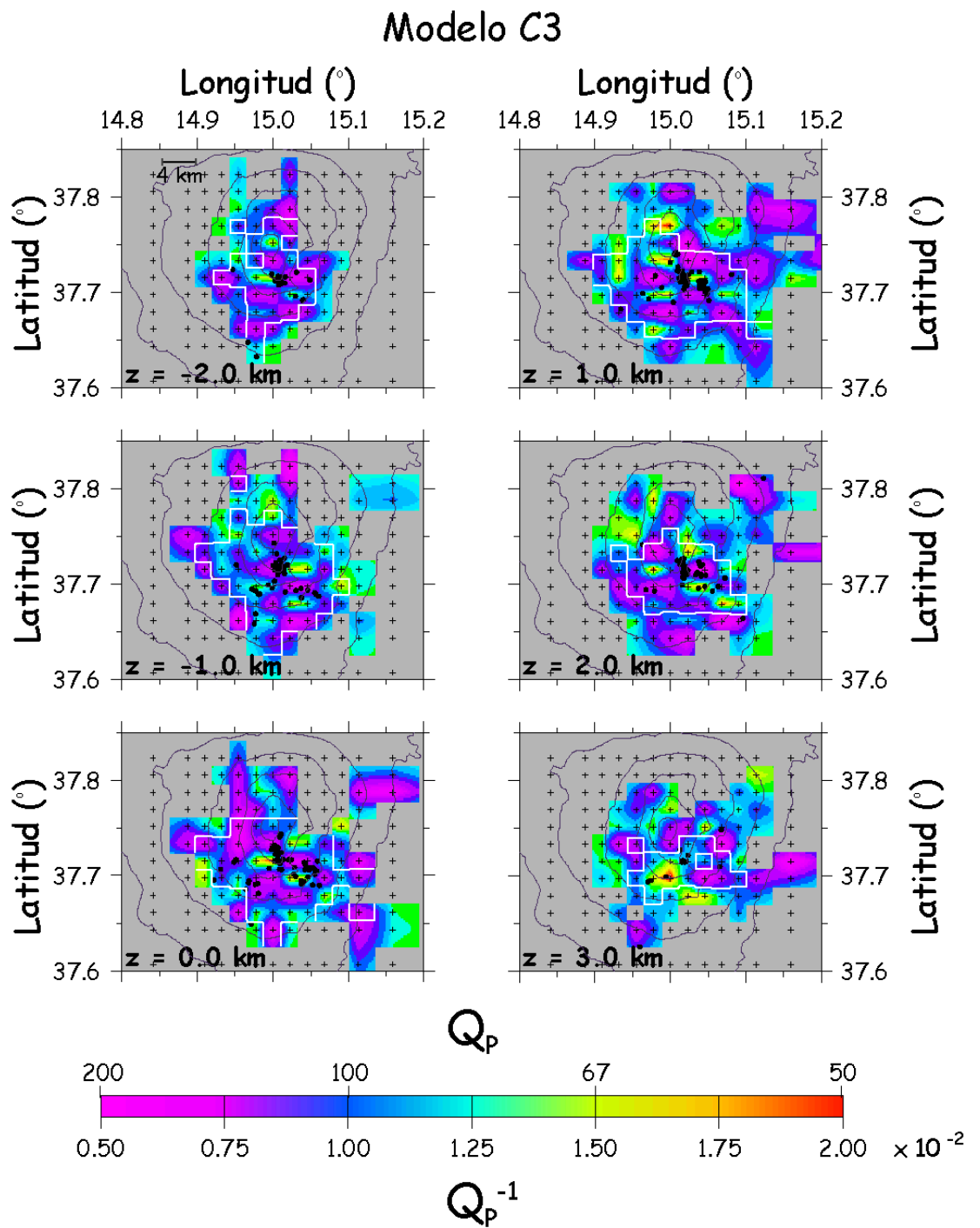


Figura 4.35. Igual que la figura 4.33 para el modelo C3

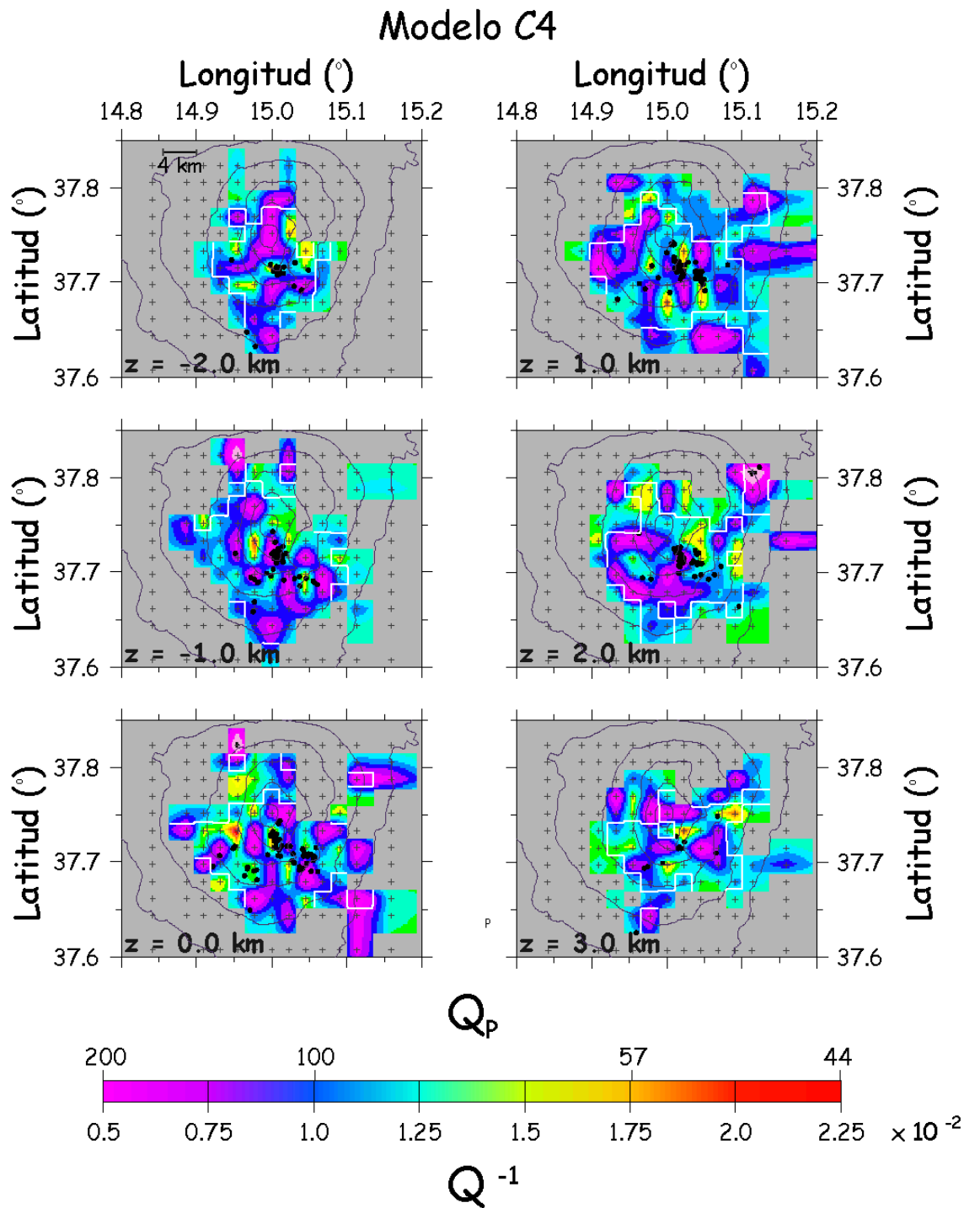


Figura 4.36. Igual que la figura 4.33 para el modelo C4.

6.C. TEST CON ANOMALÍAS DESPLAZADAS.

La resolución de las imágenes tomográficas se está comprobando asumiendo que los límites de los cuerpos anómalos coinciden con las posiciones de los nodos, pero este hecho es un caso particular de todas las posibles ubicaciones de una anomalía en el interior de un volumen. Por otro lado, cuando se realiza una inversión se elige una malla sin conocer previamente la posición de las anomalías, y puede suceder que los límites de las anomalías no estén situados en las posiciones de los nodos de la malla. Para evaluar cómo afecta este hecho a la solución del problema se intenta reproducir una situación más real, realizando una inversión con datos sintéticos generados a partir de un modelo inicial que tiene una malla desplazada respecto a la usada en la inversión, que es la misma que la usada en la inversión de los datos reales. Esto quiere decir que la malla con la que se generan los datos sintéticos y la que se utiliza en la inversión no son las mismas, y por tanto los límites de las anomalías insertadas en el medio no coinciden con las posiciones de los nodos de las mallas usada en la inversión.

El modelo elegido para realizar este test consiste en un medio homogéneo ($Q=75$), en el que se ha insertado un cuerpo más atenuativo ($Q=50$) centrado a 4 km, aproximadamente, al SSE de la zona de los Cráteres Centrales. Esta anomalía mide 4 km de ancho y 6 km de largo y se localiza entre las profundidades de -2 y 3 km. La malla utilizada para crear este modelo sintético tiene los nodos centrales desplazados 1 km hacia el este y hacia el sur respecto a la malla usada en la inversión, y a partir de ahora se la denominará malla sintética. A este modelo se le ha llamado **D1** (figura 4.37).

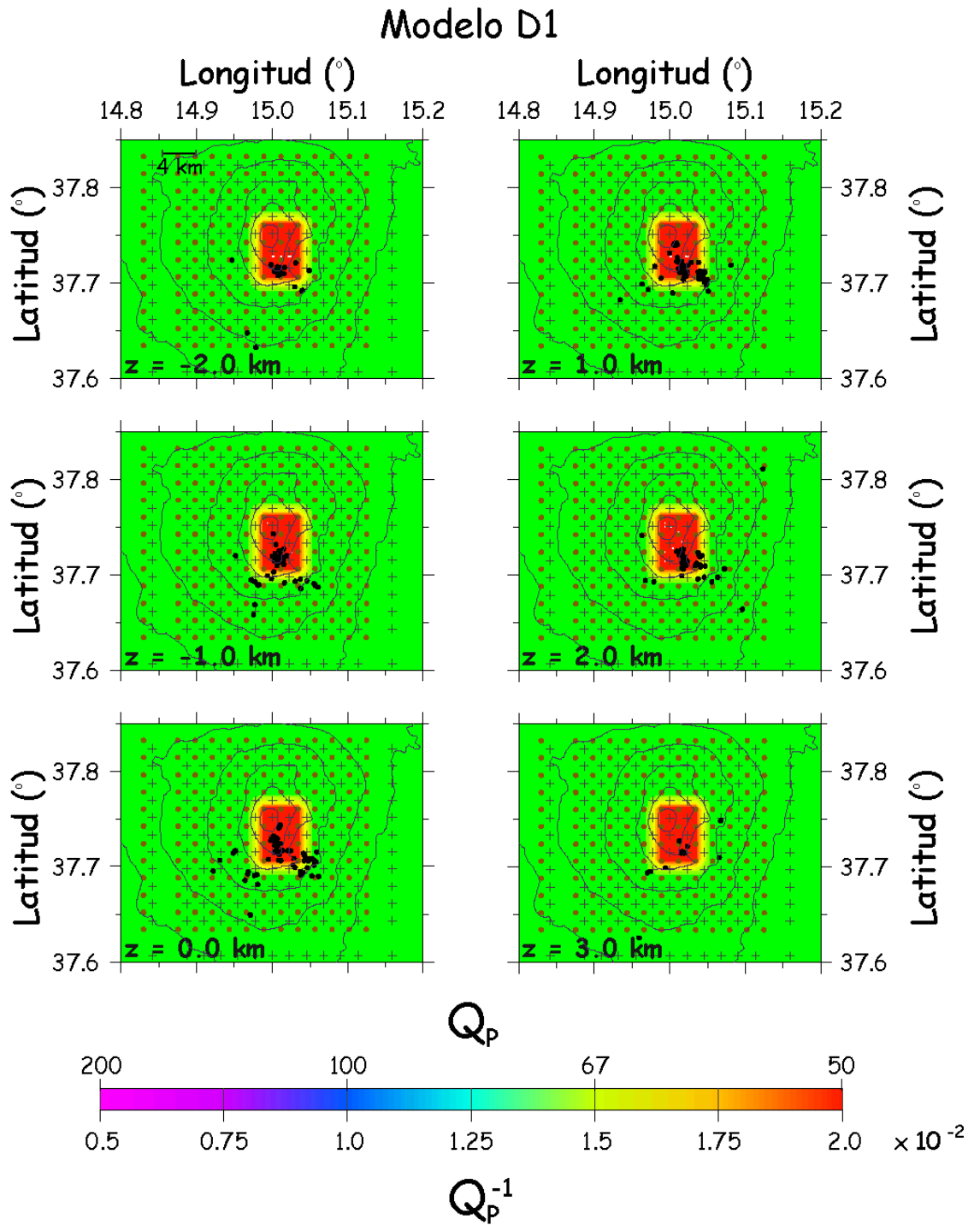


Figura 4.37. Representación del modelo D1 en capas a diferente profundidad (z). La profundidad se indica en la esquina inferior izquierda. Las líneas continuas grises corresponden a las líneas de nivel del volcán, desde 500 a 3000 m con un intervalo de 500 m. Los puntos negros representan la localización hipocentral de los terremotos utilizados en la inversión. Las posiciones de los nodos de la malla sintética se han marcado con círculos, mientras que las cruces representan los nodos de la malla usada en la inversión.

La elección del valor del factor de amortiguamiento se realiza siguiendo el criterio de Eberhart-Phillips (1993), valorando conjuntamente el valor de la varianza de los datos con la varianza del modelo. El valor elegido se presenta en la tabla 4.6. Para este valor de L se ha obtenido la solución y calculado la función *spread*. Al igual que para los modelos con anomalías localizadas, se ha estimado el conjunto de valores de la función *spread* que se corresponden con los nodos en los que la resolución es mayor. Para este modelo, el valor máximo de la función *spread* que garantiza una resolución óptima ha sido 1.5 y la zona con valores menores o iguales que éste se ha marcado con una línea blanca al presentar los resultados.

Modelo	Factor de amortiguamiento (L)	Función <i>spread</i>	Reducción rms
D1	0.007	1.5	50.78%

Tabla 4.6. Parámetros del proceso de inversión para el modelo D1.

La solución de la inversión se muestra en la figura 4.38. En ella se observa que el cuerpo anómalo se reproduce bien entre -2 y 2 km de profundidad. En las zonas fuera de la línea blanca, la anomalía aparece muy difusa. Como era de esperar, a la profundidad de 3 km, donde la cobertura de rayos no es óptima y la función *spread* alcanza valores mayores de 1.5, el modelo inicial no se ha reproducido.

Los resultados obtenidos con este test demuestran que en este estudio se podrán localizar las anomalías con un error espacial menor al asociado al uso de esta malla (2 km en la dirección norte-sur y este-oeste, y 1 km en profundidad), a pesar de que sus límites no coincidan con la posición de los nodos de la malla.

Modelo D1

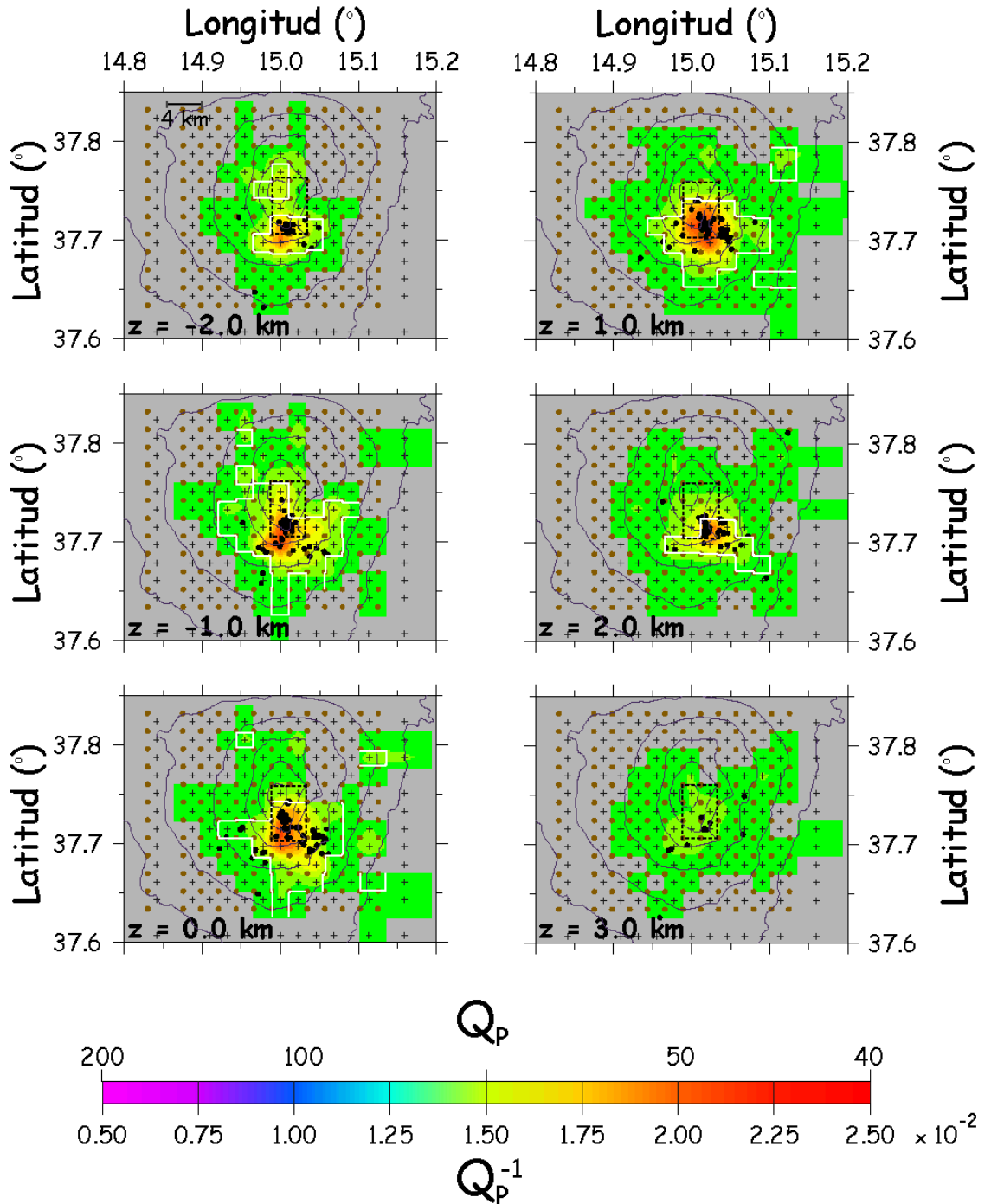


Figura 4.38. Solución obtenida de la inversión del modelo sintético D1. La profundidad se indica en la esquina inferior izquierda. Las líneas continuas grises corresponden a las líneas de nivel del volcán, desde 500 a 3000 m con un intervalo de 500 m. Los puntos negros representan la localización hipocentral de los terremotos utilizados en la inversión. Las posiciones de los nodos de la malla sintética se han marcado con círculos, mientras que las cruces representan los nodos de la malla usada en la inversión. La posición de la anomalía se marca con línea negra discontinua.

Los resultados obtenidos con los tests sintéticos de anomalías localizadas y desplazadas y de los tests de tablero de ajedrez C1 y C3, muestran que entre 37.64° y 37.77°N de latitud, 14.93° y 15.11°E de longitud y -2 y 2 km de profundidad, los modelos son bien reproducidos. Este resultado garantiza que en estas áreas se pueden reconstruir estructuras anómalas de forma irregular. Además, la inversión del test C1 permite asegurar que el espaciado de los nodos de la malla escogida para realizar la inversión es adecuada. Los resultados de los modelos sintéticos C2 y C4, reducen la zona de buena resolución a las profundidades entre -1 y 1 km. Esto podría llevar a pensar que a las profundidades de 2 km el método no puede reproducir estructuras irregulares. Sin embargo, los modelos con anomalías localizadas y desplazadas han sido adecuadamente reconstruidos a estas profundidades. En cuanto al resto del volumen, hay que tener en cuenta que se trata de zonas que están atravesadas por un número muy pequeño de rayos, por lo cual la resolución de los tests no es óptima.

7. RESULTADOS.

Una vez que se han realizado los tests sintéticos que proporcionan información sobre las regiones donde la solución tiene una calidad óptima, el siguiente paso para obtener la estructura tridimensional de atenuación consiste en la inversión de los datos reales (t^*) medidos sobre los sismogramas. El procedimiento que se va a seguir es el mismo que en el caso de los tests sintéticos. En primer lugar se determinará el factor de amortiguamiento, en segundo lugar se obtendrá la solución para dicho valor de L , y finalmente se estudiará la calidad de la imagen obtenida a partir de la función *spread* y la matriz resolución. Además, se realizará el test sintético de restauración, que consiste en usar como modelo sintético inicial la propia solución obtenida, con el

objeto de determinar la capacidad del método para reproducir anomalías en la misma posición y del mismo orden de magnitud que las anomalías observadas.

7.A. CURVA DE AMORTIGUAMIENTO.

Para obtener la curva de amortiguamiento se ha realizado la inversión de los datos reales con diferentes valores del factor L que varían entre 0.0001 y 0.1. La gráfica que resulta se muestra en la figura 4.39.

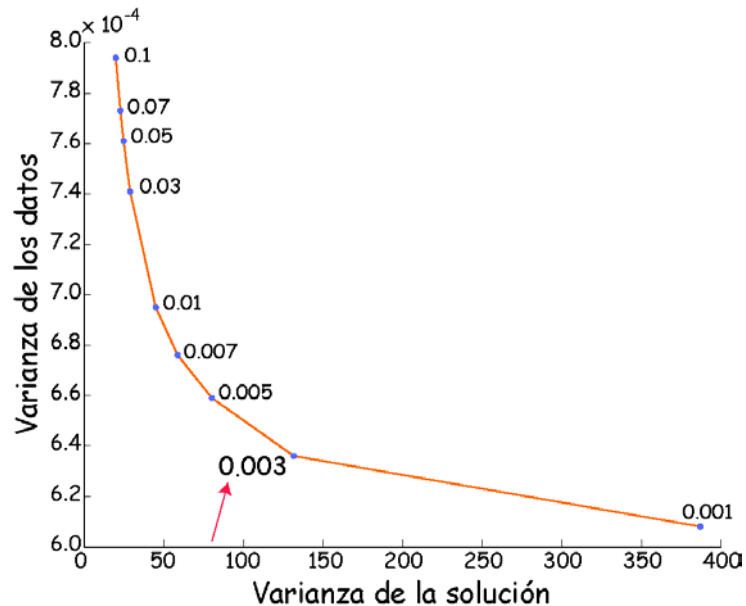


Figura 4.39. Curva de amortiguamiento en la inversión de los datos reales. El valor elegido ($L=0.003$) se ha marcado con fondo verde.

En esta figura se observa que el valor de $L=0.003$ verifica el criterio adoptado (Eberhart-Phillips, 1993), proporcionando un bajo valor de la varianza de los datos que no conlleva una elevada varianza del modelo. Este valor del factor de amortiguamiento es el que se ha seleccionado para calcular la solución.

7.B. INVERSIÓN Y SOLUCIÓN.

La inversión de los datos reales se ha realizado con 3,120 valores de Q_p . Después de 4 iteraciones, se ha obtenido una solución formada por 521 parámetros del modelo, es decir, se ha conseguido solución en 521 nodos de la malla usada. La bondad de la solución se puede confirmar a través del rms y la varianza. El valor del rms se ha reducido a 0.025 a partir del valor inicial de 0.034, y se ha conseguido una reducción de la varianza del 46%.

Al igual que sucedía en la representación de las soluciones para los modelos sintéticos, se necesita saber las zonas del volumen invertido con buena resolución, porque es en éstas donde se podrá interpretar la solución. Con este fin, se representa la función *spread* junto con las líneas de contorno de la matriz resolución con valor igual al 75% del valor de los elementos de la diagonal. Esta función se ha representado a diferentes profundidades, desde -2 hasta 3 km (figura 4.40). En esta gráfica se observa que los nodos con valores de la función *spread* menores o iguales a 1.5, tienen buena resolución, ya que las líneas de contorno de nodos no adyacentes no se superponen, por lo que se puede afirmar que la solución en estos nodos no depende de la solución en los nodos no adyacentes. Además, se muestra que la resolución es buena en las partes centrales del modelo, tal y como se ha comprobado también mediante los tests sintéticos. La solución en las partes periféricas no será totalmente fiable pues la resolución no es lo suficientemente alta como para poder considerarlas. Las zonas con la mejor resolución se han marcado en las figuras 4.41, 4.42 y 4.43 con una línea continua blanca.

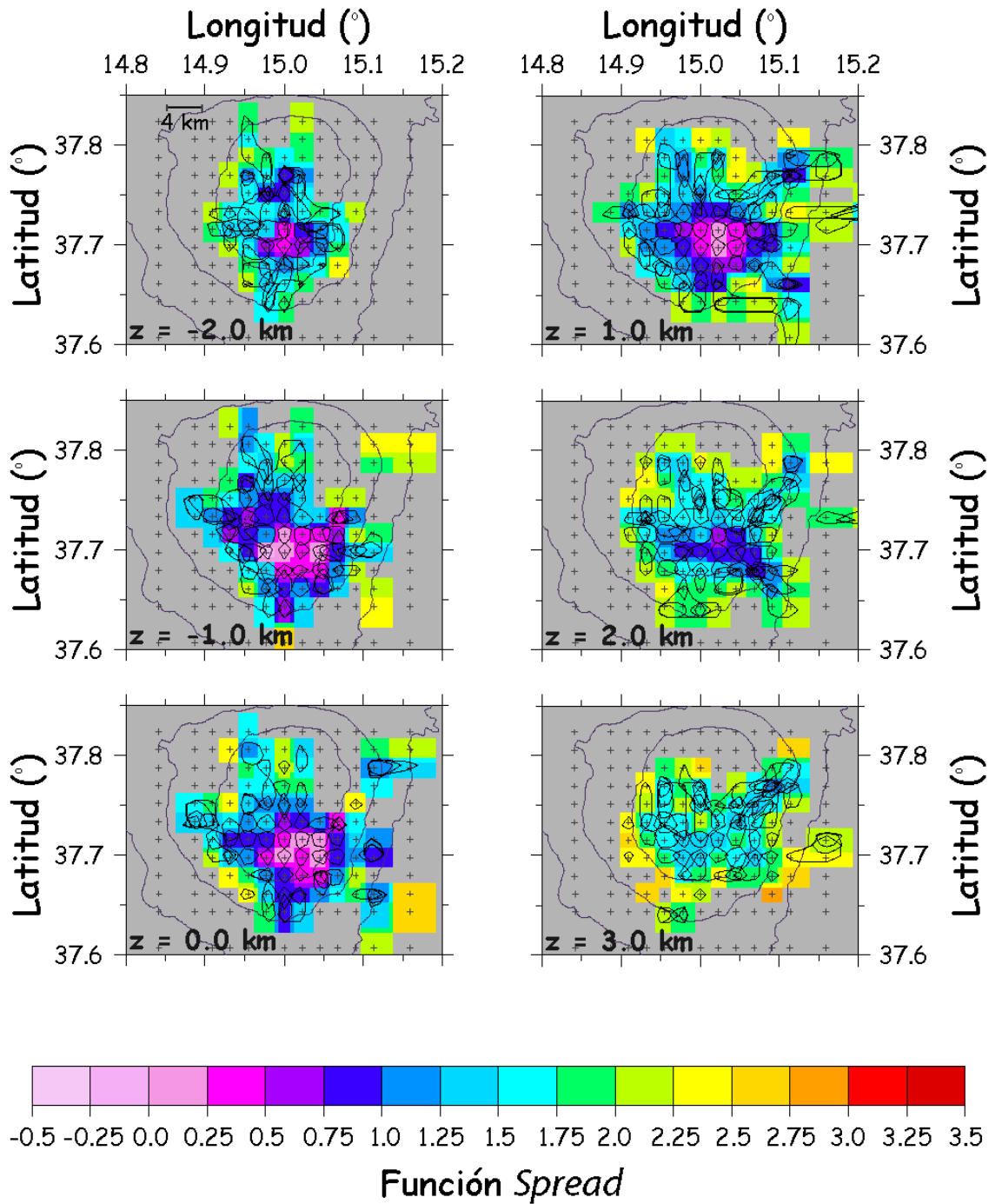


Figura 4.40. Representación en capas de diferente profundidad de la función *spread* junto con las líneas de contorno de la matriz resolución con valor igual al 75% del valor del elemento de la diagonal.

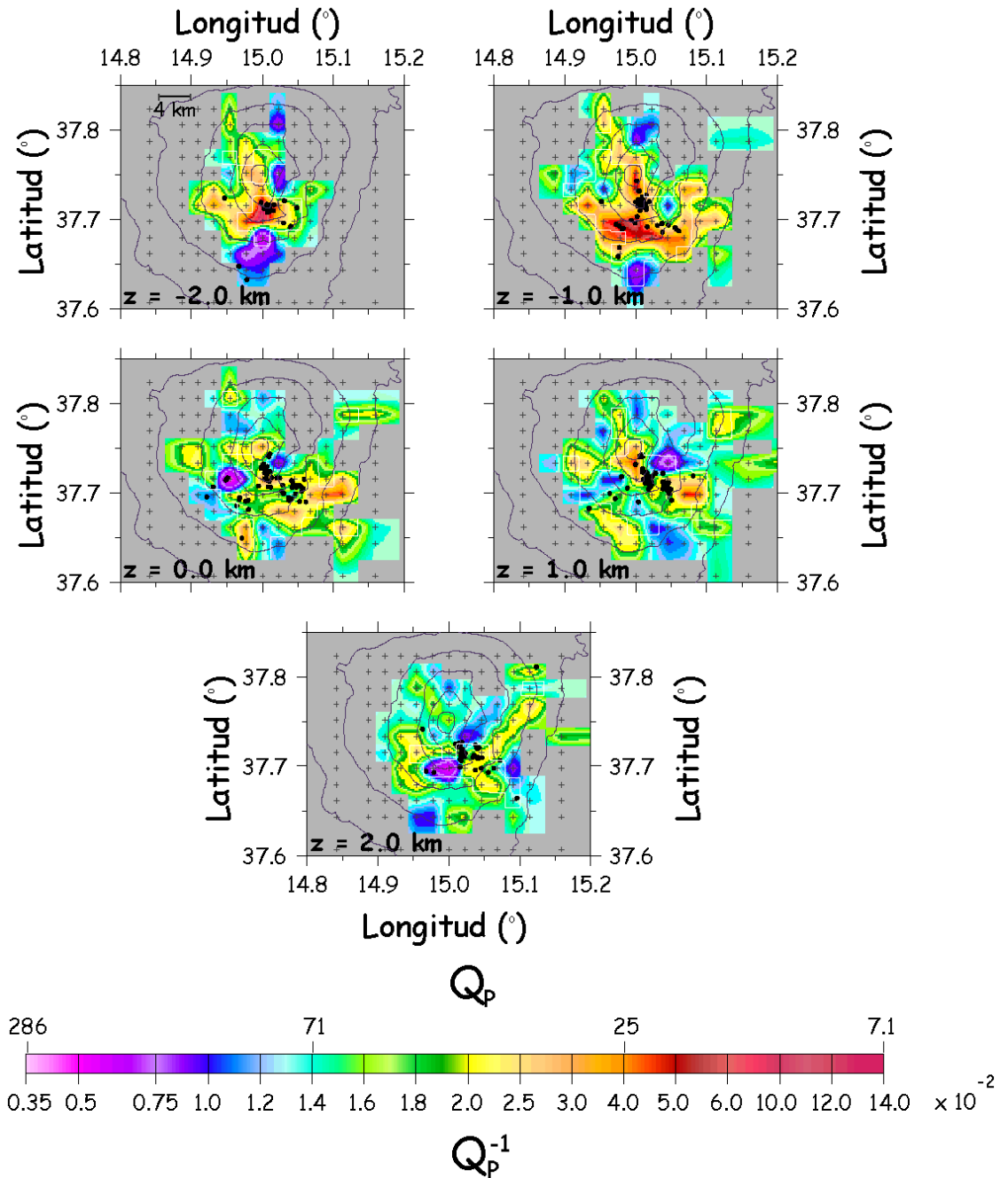


Figura 4.41. Resultado de la inversión de los datos reales para un valor del factor de amortiguamiento $L=0.003$. La profundidad de cada capa se muestra en la esquina inferior izquierda. Las cruces negras indican la posición de los nodos de la malla usada para discretizar el medio en estudio. Las líneas continuas negras representan las líneas de nivel del volcán que varían entre 500 y 3000 m. La línea continua blanca limita la zona donde el valor de la función *spread* es menor o igual a 1.5, valor para el cual se ha estimado que la resolución es óptima. Los terremotos representados en cada capa (puntos negros) han ocurrido entre ± 0.5 km de cada capa.

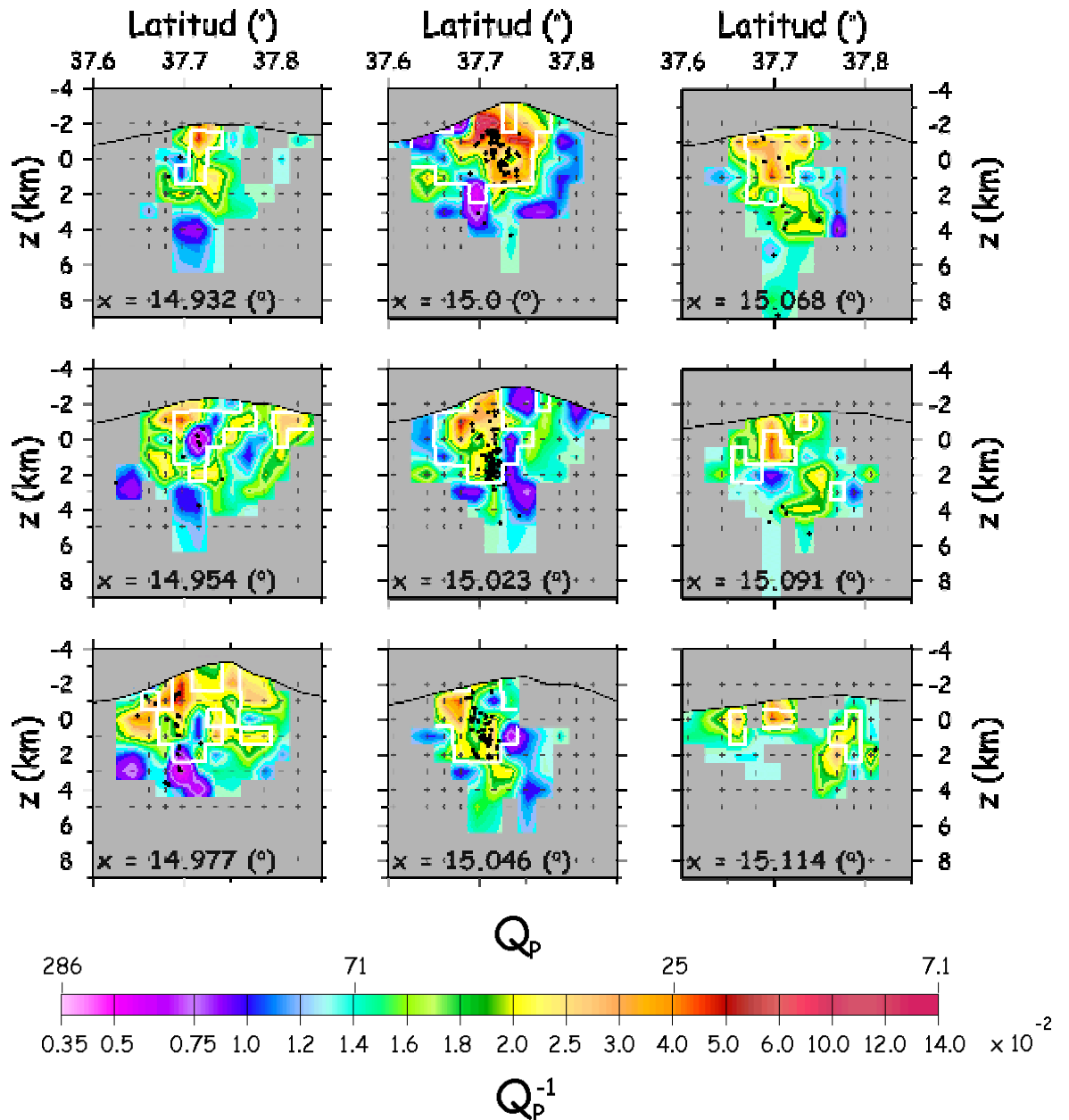


Figura 4.42. Representación en cortes verticales a diferentes longitudes del modelo 3-D de atenuación obtenido con la inversión de los datos reales. La longitud de cada corte se muestra en la esquina inferior izquierda. Las cruces grises indican la posición de los nodos de la malla usada para discretizar el medio en estudio. Las líneas continuas negras representan el perfil del volcán. La línea continua blanca limita la zona donde el valor de la función *spread* es menor o igual a 1.5, valor para el cual se ha estimado que la resolución es óptima. Los terremotos representados en cada corte (puntos negros) han ocurrido entre ± 1 km del mismo. En la parte central de cada corte, la separación de las cruces en la dirección horizontal equivale a 2 km, mientras que en la dirección vertical es a 1 km.

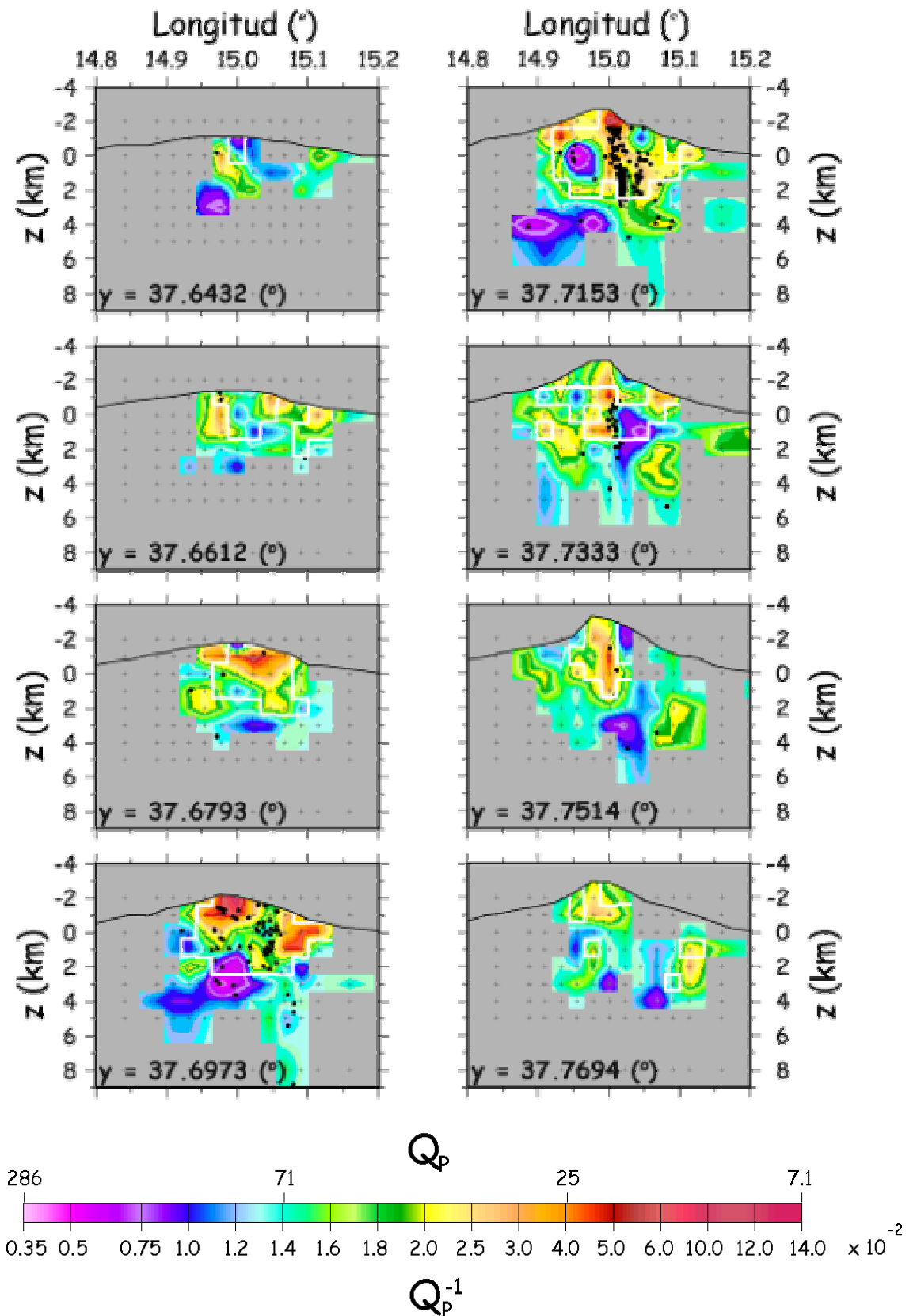


Figura 4.43. Igual que la figura 4.42 para los cortes verticales a diferentes latitudes.

Para interpretar la solución, habrá que tener en cuenta los resultados de todos los tests sintéticos realizados, la cobertura obtenida mediante el trazado de rayo (figuras 4.9, 4.10 y 4.11) y los valores de la función *spread* (figura 4.40), por lo que la solución de la inversión se muestra en las capas con la profundidades variando entre -2 y 2 km (figura 4.41), debido a la baja calidad de la solución en la capa $z=3$ km. En las figuras 4.42 y 4.43 se presenta la solución en distintas secciones verticales a latitud y longitud constantes.

La característica más sobresaliente que se observa en las figuras 4.41, 4.42 y 4.43 es que la atenuación en las capas más superficiales del volcán Etna es alta, con valores del factor Q_p que oscilan entre 50 y 75. Este resultado no es inesperado, pues se está analizando la zona más superficial de un área volcánica, en la que la estructura presenta un alto grado de heterogeneidad y está atravesada por un elevado número de fisuras eruptivas y conos volcánicos. Además los materiales que la componen son poco compactos, formados por productos de erupciones anteriores intercalados con sucesivas coladas de lava.

Para facilitar la interpretación, se presenta la figura 4.44, en la que se muestra la distribución del factor Q_p con la profundidad. En la misma figura se han señalado la posición geográfica de la zona de los Cráteres Centrales (C.C.) y del Valle del Bove (V.B.). También se resaltan las anomalías de atenuación más importantes (H1, H2, L1 y L2), que a continuación se van a describir con mayor detalle:

--> Existe una estructura muy superficial de alta atenuación (H1) que se sitúa en la parte central del volcán, elongada en la dirección N-S. Esta anomalía también se muestra claramente en la figura 4.43, a 37.73° y 37.75° de latitud. Entre -2 y 1 km de profundidad, presenta los valores más elevados de atenuación ($Q_p < 25$), disminuyendo el valor de esta anomalía a la profundidad de 2 km. A la latitud de 37.73° (figura 4.43) se puede observar el dique central responsable de la erupción en el cráter SE.

--> Al sur de la zona de los Cráteres Centrales, hay una zona de alta atenuación, deformada en la dirección E-W (H2). En las capas más superficiales (por encima del nivel del mar) alcanza sus mayores dimensiones, con un tamaño máximo entre 8 y 10 km. Sin embargo, a nivel del mar este cuerpo se divide en tres más pequeños. Esta anomalía disminuye de tamaño a profundidades mayores y se sitúa al este del Valle del Bove. Como se observa en la figura 4.42 a la longitud de 15.023° , este cuerpo sería el que alimentaría la erupción lateral ocurrida en Julio de 2001, presentando sismicidad en su parte más superficial, por el lado norte. Esta sismicidad revela zonas de rigidez, originando terremotos cuando el magma asciende a superficie.

--> La tercera anomalía (L1) consiste en un cuerpo de baja atenuación ($Q_p \approx 100-150$) bajo el valle del Bove, y entre -1 y 2 km de profundidad. Sus límites se pueden observar en la figura 4.43 a la latitud de 37.7153° y 37.73° , y en la figura 4.42 a las longitudes de 15.023° y 15.046° .

--> Finalmente, se observa una anomalía de baja atenuación ($Q_p \approx 175-200$) situado al sudoeste de la zona de los Cráteres Centrales (a 37.715° de latitud y 14.954° de longitud) y que se extiende entre -1 y 2 km de profundidad. A esta anomalía se le ha llamado L2, y su volumen aparece más claramente en la figura 4.43 a la latitud de 37.7153° . El valor de esta anomalía se acentúa más a 0 y 2 km de profundidad.

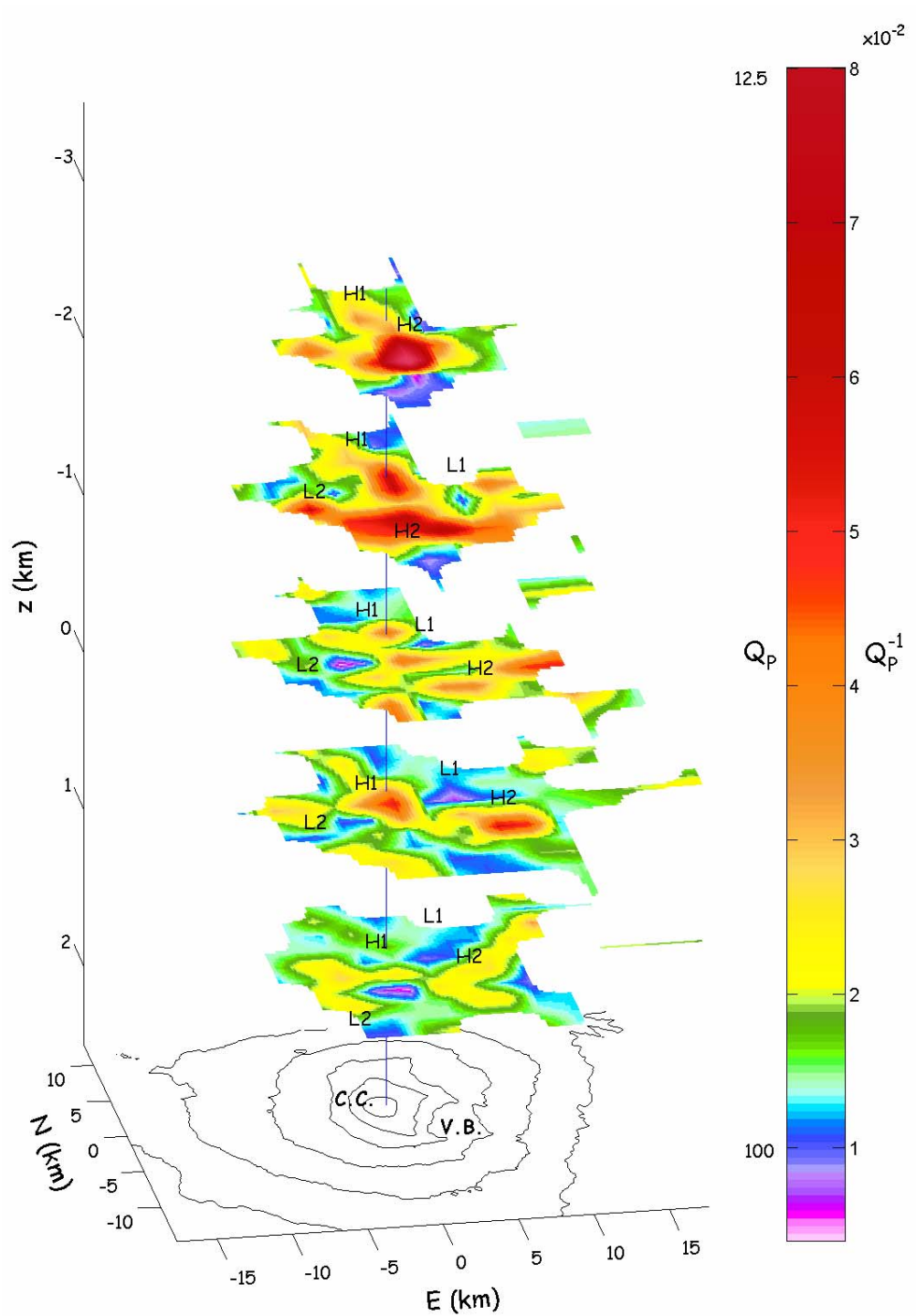


Figura 4.44. Distribución en profundidad del factor Q_p . Las cuatro anomalías de atenuación más significativas se han nombrado por H1, H2 (alta atenuación, bajo Q_p), L1 y L2 (baja atenuación, alto Q_p). C.C. indica la posición geográfica de los cráteres centrales y V.B. hace referencia al Valle del Bove.

Los tests sintéticos que se han realizado presentan anomalías que tienen formas geométricas regulares: cuadrados, rectángulos y trapecios. Para confirmar que la forma de las anomalías obtenidas con la inversión de los datos reales no es producto del propio proceso de inversión se ha realizado el test de restauración, que se muestra a continuación

7.C. TEST DE RESTAURACIÓN.

Este test consiste en usar la propia solución como modelo inicial para generar los datos sintéticos y por tanto no se puede aplicar antes de conocer la solución. A partir de ahora, a este modelo se le denominará por modelo **R1**.

El procedimiento seguido para obtener la solución usando los datos sintéticos generados con este modelo es igual al descrito con los otros tests y los datos reales. La inversión con diferentes valores del factor de amortiguamiento (L) ha dado lugar a diferentes valores de la varianza de los datos y de la solución que se han representado en la gráfica 4.45.

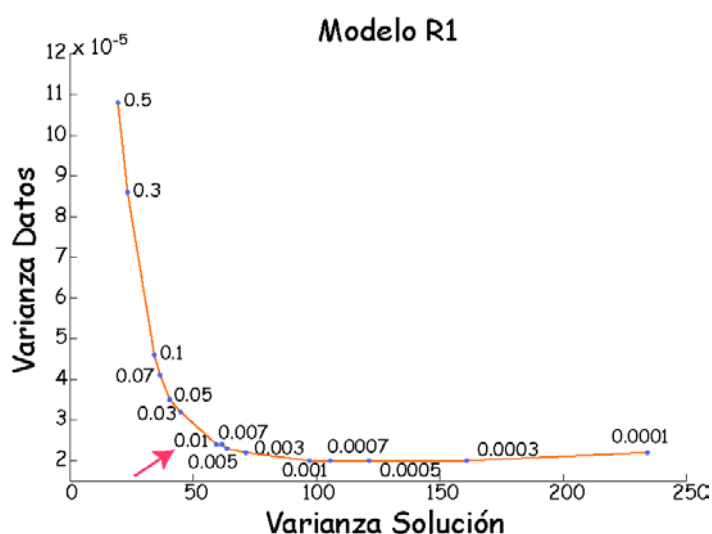


Figura 4.45. Curva de amortiguamiento para el modelo R1.

Se ha elegido como valor óptimo del factor de amortiguamiento, $L=0.01$. Para este valor de L se ha representado la función *spread* junto con las líneas de contorno de la matriz resolución que representan el 75% del valor de los elementos de la diagonal (figura 4.46), observándose que los valores de la función *spread* inferiores o iguales a 1.25, garantizan que la solución tengan buena resolución. Al igual que sucedía para el resto de los tests realizados, la zona con buena resolución se corresponde con la zona central de las capas. En la tabla 4.7 se ha resumido los valores de L , de la función *spread* y reducción del valor de rms obtenidos en la inversión de los datos sintéticos con este modelo.

Modelo	Factor de amortiguamiento (L)	Función <i>spread</i>	Reducción rms
R1	0.01 (figura 4.45)	1.25 (figura 4.46)	76.6%

Tabla 4.7. Valor del factor de amortiguamiento usado en la obtención de la solución para cada uno de los tests de tablero de ajedrez. El valor máximo de la función *spread* que se corresponde con una buena resolución se representa en la columna 3, y en la última columna la reducción del rms obtenida en la inversión de los datos sintéticos.

Los resultados de la inversión de los datos sintéticos R1 se muestran en la figura 4.47. Esta figura muestra que el proceso de inversión de los datos sintéticos reproduce el modelo inicial (modelo R1) que se presenta en la figura 4.41, asegurando que con la inversión de los datos reales se podrán obtener modelos con estructuras complejas.

Modelo R1

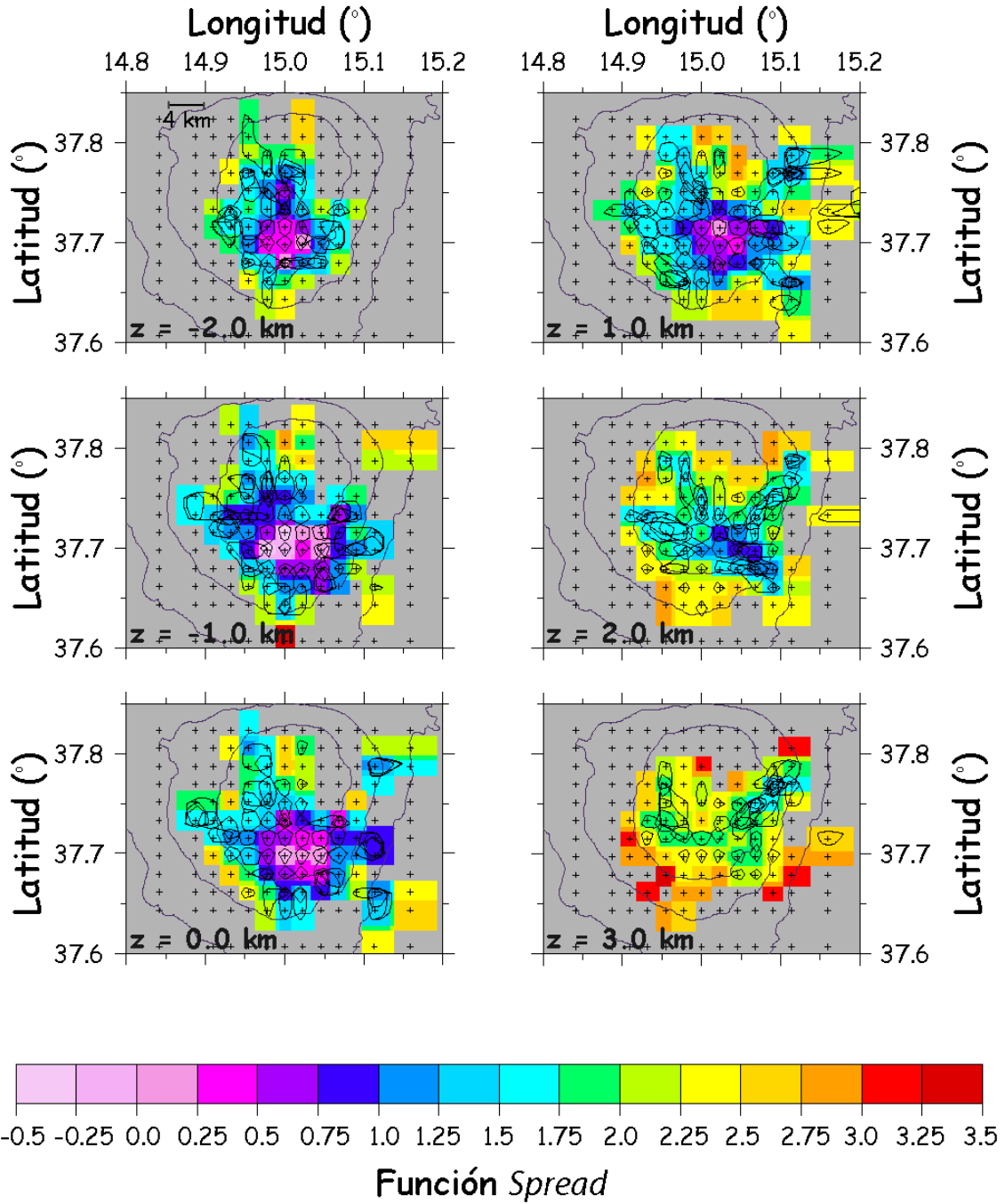


Figura 4.46. Representación en capas de diferente profundidad (entre -2 y 3 km) de la función *spread* junto con las curvas de contorno de la matriz resolución con valor igual al 75% de los elementos de la diagonal de dicha matriz. En líneas continuas grises se marca las curvas de nivel del volcán para altitudes menores de 2000 m. Las cruces negras indican la posición de los nodos de la malla usada para representar el medio.

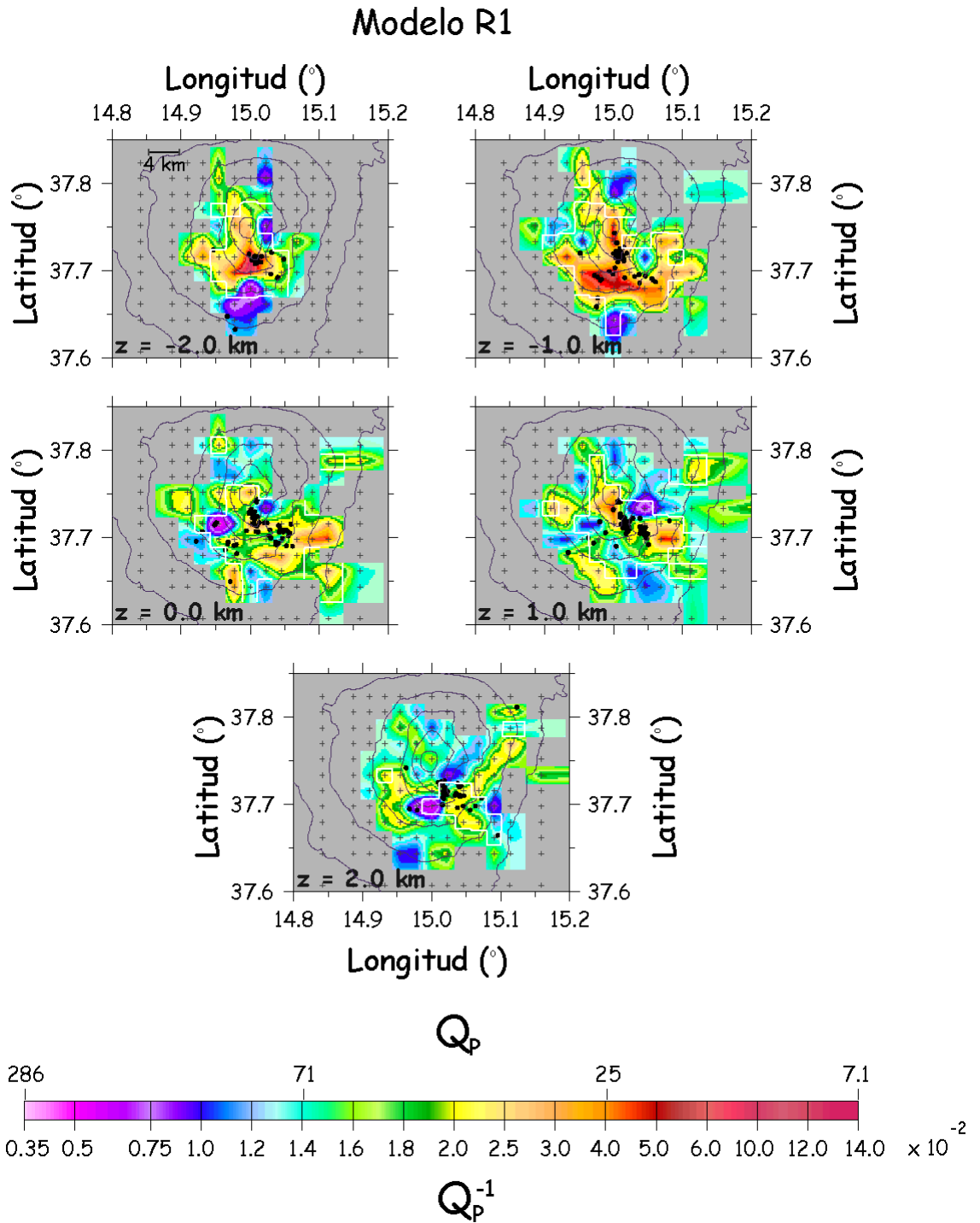


Figura 4.47. Representación en capas de diferente profundidad (entre -2 km y 2km) del modelo solución (Q_p^{-1}) correspondiente a la inversión de los datos sintéticos obtenidos con el modelo sintético R1 y con un valor del factor L igual a 0.01. La profundidad se indica en la esquina inferior izquierda. Las curvas de nivel del volcán se representan por líneas continuas grises. La línea continua blanca delimita la zona donde el valor de la función *spread* es menor o igual a 1.25. La posición de los nodos de la malla se representa por las cruces grises.

8. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.

El aumento o disminución del valor de Q_p de unas zonas de un medio volcánico con respecto a otras puede ser debida a muchos procesos. Para realizar una interpretación adecuada de la estructura de atenuación obtenida, se debe considerar conjuntamente la estructura de velocidad de la onda P y la distribución de la relación v_p/v_s . La velocidad y la atenuación en una zona de la corteza están controladas principalmente por las características de la roca (porosidad, forma del poro, naturaleza y estado de los fluidos que pueden rellenar los poros, nivel de saturación de dichos fluidos, fracción de material parcialmente fundido, etc.) y por sus propiedades físicas (temperatura y presión), más que por la composición química del material bajo estudio (Sato *et al.*, 1989). Las principales causas de atenuación de las ondas sísmicas en un volcán activo son: el porcentaje de material fundido, el grado de fracturación causado por procesos termoelásticos, y la existencia de fracturas y/o poros rellenos con fluidos hidrotermales en estado crítico o supercrítico (Sanders *et al.* 1995; Sato *et al.* 1989, entre otros). Algunos de los resultados obtenidos de experimentos en laboratorio son:

- ✓ Cuando se produce un cambio de fase de sólido a fluido a presión ambiente, v_p disminuye un 50%, v_s se aproxima a casi cero, y Q_p disminuye entre 3 y 4 órdenes de magnitud (Murase y McBirney, 1973). Mavko (1980) observó que v_p y Q_p disminuyen en función del porcentaje de fase fundida y de la geometría que adopte dentro de los poros de la roca sólida.

✓ La existencia de fracturas y/o poros en las rocas tiene diferente efecto sobre la velocidad de las ondas sísmicas, dependiendo de estar o no rellenas de fluidos. En rocas secas la presencia de fracturas causa una disminución de v_p y v_s , y al ser la disminución de v_p mayor que la de v_s , la relación v_p/v_s disminuye (O'Connell y Budiansky, 1974; 1977; 1991). Si por el contrario la roca está saturada de fluidos, un aumento de la fracturación produce una disminución de v_p y v_s , pero un aumento de v_p/v_s (Moos y Zoback, 1983).

✓ En la transición agua-vapor y en muestras completamente saturadas, a la presión de 10 MPa, v_p aumenta cuando la fase líquida está presente, mientras que Q_p es más bajo en líquidos saturados que en muestras de vapor saturado (Bourbiè *et al.*, 1987). A una presión superior de 40 MPa, por ejemplo a 1.5 km de profundidad, Q_p es muy sensible a la saturación parcial del fluido de rocas, mientras que v_p alcanza los valores más altos cuando la muestra está completamente saturada (Winkler y Nur, 1979; Ito *et al.*, 1979, Nur *et al.*, 1980).

✓ En rocas fracturadas y/o con poros, v_p/v_s y Q_p aumentan cuando la presión aumenta y los poros o fracturas se cierran (Kampfmann y Berckhemer, 1985, Sato *et al.*, 1989).

Durante los últimos años se ha determinado en numerosas ocasiones la estructura tridimensional de v_p y v_p/v_s del volcán Etna. Uno de los últimos esfuerzos realizados en este sentido (Patanè *et al.*, 2002) utilizaba la misma distribución de terremotos y estaciones que en esta memoria. Por ello, va a ser el modelo fundamental que se tendrá en cuenta para discutir los resultados.

Para comparar mejor el modelo de velocidad, v_p y de la razón v_p/v_s , se han presentado en la misma figura los cortes verticales más característicos de los

tres modelos: Q_p , v_p/v_s y v_p (figura 4.48). Las características más notables que se desprende de esta comparación son:

1. baja v_p , bajo v_p/v_s , y bajo Q_p (elevada atenuación), entre 1 y -1 km de profundidad y aproximadamente a 4 km al sur de la zona de los Cráteres Centrales (ver figura 4.48). Esta anomalía se corresponde con H2.
2. ligeramente baja v_p y bajo Q_p (alta atenuación) en la zona de los Cráteres Centrales, entre -2 y 1 km de profundidad (figura 4.5(a) y 4.41). A este cuerpo se le ha nombrado H1 en la figura 4.44.
3. alta v_p , alto v_p/v_s , y alto Q_p (baja atenuación), situado bajo el valle del Bove (ver figura 4.48(a), (c) y (e)). Esta anomalía ha sido representada por L1 (figura 4.44).
4. v_p ligeramente alta y bajo Q_p (baja atenuación), al suroeste de los Cráteres Centrales (figura 4.5(a), (c) y (e)). A esta anomalía se le ha llamado L2 (figura 4.44).

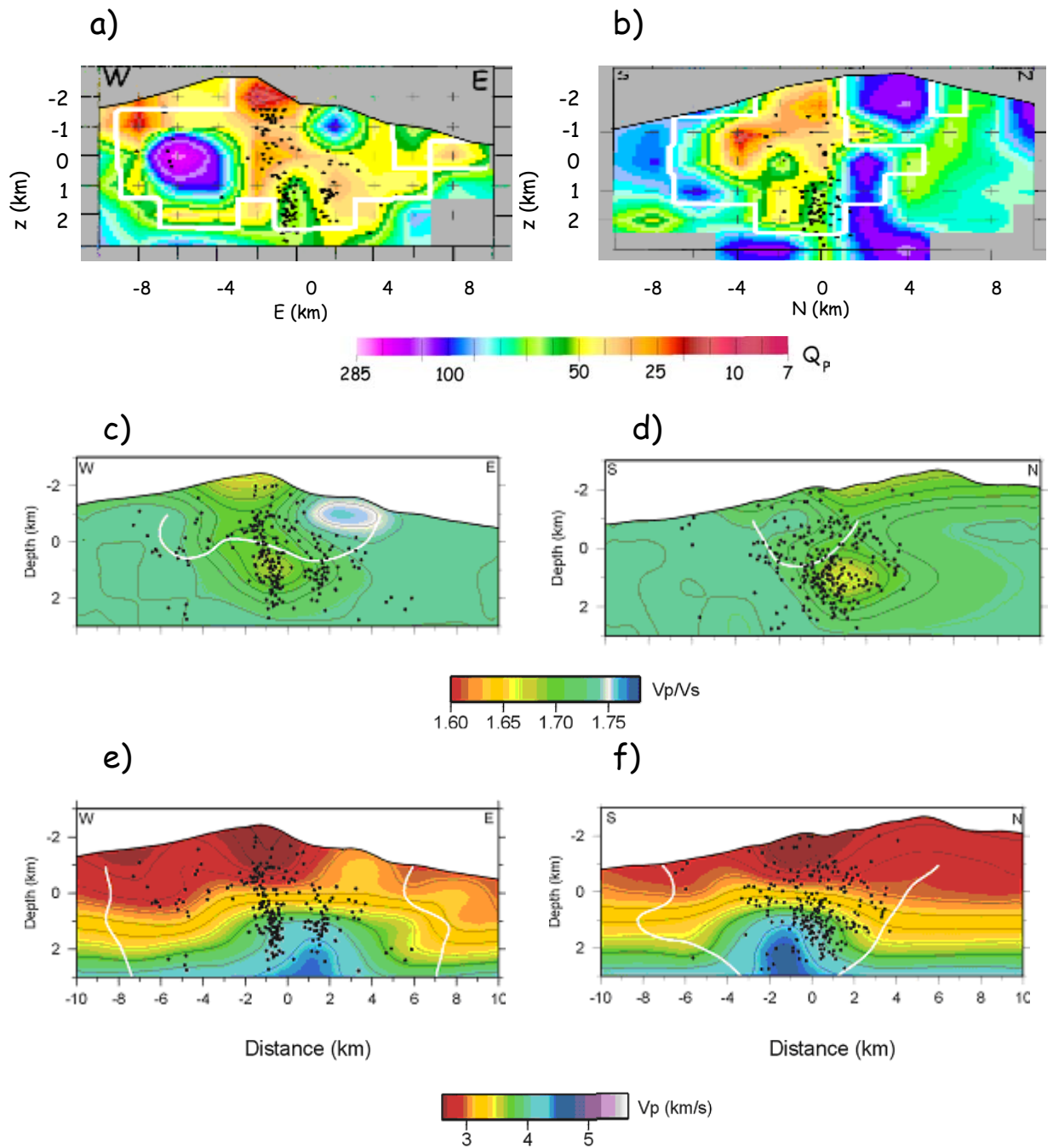


Figura 4.48. Secciones verticales de los modelos Q_p en un corte de latitud 37.71° (a) y longitud 15.02° (b). El modelo de velocidad, v_p , se presenta en la sección vertical a 37.71° de latitud (c) y 15.01° de longitud (d). La estructura del cociente v_p/v_s se presenta también a la latitud de 37.71° (e) y 15.01° de longitud (f). Las líneas de contorno blancas muestran las regiones bien resueltas del modelo (elementos de la diagonal mayor de de 0.75 para las figuras (a) y (b), y mayor de 0.5, para las figuras (c), (d), (e) y (f)).

De un análisis más detallado de cada una de estas estructuras se pueden extraer las siguientes conclusiones:

1. Estructura con bajo v_p , bajo v_p/v_s , bajo Q_p (atenuación elevada).

La zona con baja v_p y v_p/v_s se sitúa a profundidades muy superficiales y en la parte superior de un dique ascendente que alimentó las aberturas situadas al sur de los Cráteres Centrales (erupción lateral ocurrida en la erupción de Julio 2001). La expulsión de una gran cantidad de productos volcánicos arrojados en esta zona durante la erupción y las elevadas temperaturas (alrededor de 1100°C) medidas en las lavas, llevan a pensar que en esta región se encuentra material parcialmente fundido y rico en gas (Patanè *et al.*, 2002). Esta zona coincide con la región de atenuación muy elevada encontrada en este trabajo. Estos resultados son compatibles con los obtenidos por Patanè *et al.* (2002), pues las temperaturas elevadas y la presencia de fases fundidas y de gases (Sanders, 1993; Sanders *et al.*, 1995; Clawson *et al.*, 1989; Winkler y Nur, 1979) son capaces de explicar los valores elevados de la atenuación de esta zona ($Q_p < 20$). Este tipo de anomalía se corresponde con las estructuras existentes en los volcanes en períodos pre y eruptivos. En estos períodos es común la presencia de fluidos, de gases de origen magmático o hidrotermales, de materiales a elevadas temperaturas, etc.

Por otro lado, la parte inferior del dique (entre 1 y 2 km de profundidad) con valores de atenuación relativamente altos posee v_p elevada. Estas características se pueden interpretar como un cuerpo fracturado con saturación del fluido (Winkler y Nur, 1979, Ito *et al.*, 1979, y Nur *et al.*, 1980). Esta zona no se puede comparar con el modelo de v_p/v_s , ya que en esta región la resolución del modelo v_p/v_s es pobre, por lo que no se puede conocer con mayor certeza el origen de esta anomalía.

2. ligeramente baja v_p y bajo Q_p (alta atenuación).

Esta región se extiende bajo los Cráteres Centrales y entre -2 y 1 km de profundidad. Los valores bajos de la velocidad estarían relacionados con trayectorias del magma o conductos magmáticos. La alta atenuación observada en esta zona podría ser explicada por el paso del magma a través de estos conductos, dando lugar a un fuerte aumento de la atenuación.

3. Estructura con alta v_p , alto v_p/v_s , y alto Q_p (baja atenuación).

En esta zona se alcanza los valores más elevados de v_p (Patanè *et al.*, 2002, Aloisi *et al.*, 2002, Laigle *et al.*, 2000, Chiarabba *et al.*, 2000), por lo que según estos autores esta estructura puede consistir en rocas magmáticas asociadas a la actividad pasada del volcán, tales como cúmulos, diques, etc. El alto valor de v_p/v_s es debido a una v_s más baja que v_p , lo que hace pensar que esta intrusión magmática posee poros y/o fisuras rellenos de agua o de productos de anteriores erupciones (Christensen, 1986, Moos y Zoback, 1983). Un cuerpo de tales características sería de esperar que tuviera alta atenuación, sin embargo los resultados de este trabajo muestran lo contrario, una atenuación baja en esta área. Este hecho puede ser explicado por el aumento de presión que ha sufrido esta zona debido a la ascensión del dique periférico, provocando un acercamiento de las paredes de los poros y/o fracturas, y por consiguiente provocando una disminución de la atenuación (Sato *et al.*, 1989).

4. Estructura con v_p ligeramente alta y alto Q_p (baja atenuación).

Este cuerpo se sitúa al suroeste de la zona de la cima (Cráteres Centrales) y puede observarse en el corte de latitud 37.7153° de la figura 4.43. Dados los valores de la velocidad y atenuación de este cuerpo, podría tratarse de un

cuerpo formado por material magmático no erupcionado, poco fracturado, y con zonas de comportamiento frágil como indica la presencia de sismicidad.

Los resultados obtenidos en este trabajo complementan a los de De Gori *et al.* (2005), y muestran con mayor detalle la estructura de atenuación de las capas más superficiales. La comparación de los resultados obtenidos por De Gori *et al.* (2005) (figura 4.6) y el presente trabajo (figura 4.41) ponen de manifiesto que la estructura superficial de alta atenuación obtenida por De Gori *et al.* (2005) es heterogénea. Así, dentro de la región de alta atenuación existen zonas de elevada y baja atenuación. Considerando que De Gori *et al.* (2005) obtuvieron sus resultados con los terremotos registrados entre 1994 y Abril de 2001, se podría pensar que estas diferencias son debidas a una evolución temporal de las estructuras internas del volcán debido al período pre-eruptivo en el que se encontraba el volcán. La subida de material magmático a través de conductos centrales preexistentes, así como la del dique periférico que alimentó a las fracturas de la ladera sur del volcán, ha dado lugar a valores de Q_p más bajos que los obtenidos por De Gori *et al.* (2005). Por otra parte, el aumento del factor Q_p al sur del valle del Bove se ha debido al aumento de presión que ha ocasionado la subida del dique periférico. La existencia de la anomalía L2 en este trabajo y la ausencia en el de De Gori *et al.* (2005) podría ser debido a un efecto de promedio de las estructuras de atenuación en profundidad, ya que De Gori *et al.* (2005) dividieron el medio en capas de 3 km de espesor frente a 1 km de espesor que es utilizado en este trabajo. La escasez de terremotos a mayor profundidad ha impedido detallar la estructura de atenuación de las capas más profundas.

Resumiendo, con este trabajo se ha podido mostrar las estructuras que participan en la dinámica de un volcán en un período pre-eruptivo, pudiéndose observar las zonas por donde ha ascendido el magma (figura 4.49) en las capas más superficiales de la corteza etnea y como afecta su presencia a las rocas que

lo rodean. La erupción de Julio de 2001 en los Cráteres Centrales fue alimentada por magma que ascendió a lo largo de la dirección N-S por un conducto central preexistente, ya que esta zona presenta valores de v_p ligeramente bajos y un número bajo de terremotos (figura 4.49(a)). Sin embargo, la erupción lateral estuvo provocada por la ascensión de un dique (figura 4.49(b)) a través de un medio masivo de origen volcánico, provocando la fracturación del mismo y facilitando la salida del magma a la superficie.

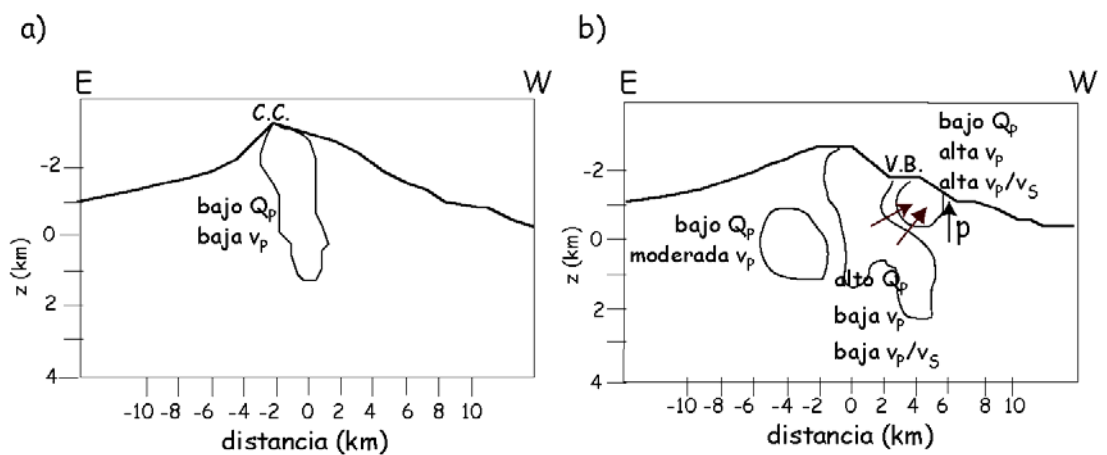


Figura 4.49. (a) Esquema de la erupción en los Cráteres Centrales y de la erupción periférica (b) pertenecientes a la erupción de Julio de 2001.

Finalmente, una comparación de los resultados obtenidos en este trabajo con las estructuras de velocidad realizadas con otra serie de terremotos, muestran:

1. En algunos trabajos de tomografía de velocidad sísmica se ha obtenido un cuerpo de alta velocidad bajo los cráteres centrales (por ejemplo, Chiarabba *et al.*, 2000, 2005; Aloisi *et al.*, 2002) o de baja velocidad (Villaseñor *et al.*, 1998). En este trabajo, esta zona se corresponde con una anomalía de elevada atenuación, por lo que los modelos de alta velocidad no son compatibles con el modelo eruptivo presente: El magma que alimento a los Cráteres Centrales asciende a través de un conducto preexistente, lo que implicaría baja velocidad en la parte superficial de esta zona. La discrepancia entre los valores de

velocidad puede ser debida a que los autores emplearon terremotos ocurridos en períodos de tiempo correspondientes a diferentes estados de evolución del volcán. Patanè *et al.* (2002) usando los mismos datos que los empleados en este trabajo, observó estas bajas velocidades hasta 2 km de profundidad. La resolución de sus imágenes tomográficas no es óptima a profundidades mayores, aunque los resultados obtenidos parecen indicar que se extiende a mayor profundidad.

2. Con la anomalía bajo al Sur del valle del Bove existe unanimidad en los resultados, y en los trabajos en los que este cuerpo anómalo se resuelve se han encontrado velocidades de la onda P elevadas, indicando la existencia de una intrusión magmática fría.

La variación del conjunto de terremotos a usar induce a modificaciones en la estructura de velocidad en la zona bajo los Cráteres Centrales, y no bajo el Valle del Bove, lo que indica la estabilidad de la estructura bajo el Valle del Bove, alterándose la estructura bajo los Cráteres Centrales en función del estado de actividad en el que se encuentra el volcán Etna. Este resultado justifica la necesidad de un estudio más detallado y preciso de los volcanes, y en particular del volcán Etna., considerando terremotos correspondientes a la misma etapa en la evolución de los volcanes.

CAPÍTULO 5:

CONCLUSIONES.

1. CONCLUSIONES DE LA TESIS.

Los análisis de los efectos del medio en la propagación de las ondas sísmicas proporcionan una valiosa información sobre las características y estado físico del mismo. Así, el estudio de la propagación de las ondas sísmicas en los ambientes volcánicos contribuye al conocimiento sobre el medio volcánico, mostrando la existencia de estructuras complejas en las capas más superficiales, como se ha puesto en evidencia en el trabajo presentado sobre el estudio de atenuación en el volcán Isla Decepción y Etna.

Estos estudios se pueden realizar adoptando diferentes aproximaciones sobre los parámetros que caracterizan al medio de propagación; por ejemplo se puede suponer un medio en el que el factor Q dependa o no de la frecuencia. Por otro lado, la interpretación de los resultados está ligada a la distribución de hipocentros y estaciones, y se pueden realizar análisis que proporcionen un valor promedio de la atenuación, como ha sido en el caso del volcán Isla Decepción; o bien obtener una estructura tridimensional de atenuación, como se ha realizado para el volcán Etna.

Las conclusiones que se extraen de este trabajo conciernen tanto a los métodos empleados, como a los resultados obtenidos. Los métodos empleados en este trabajo ya han sido usados en regiones volcánicas, y su aplicación particular en ambos volcanes ha permitido obtener diferentes conclusiones a tener en cuenta en futuros trabajos. La descripción del medio a partir de los resultados obtenidos servirá por un lado para conocer mejor al mismo, y por otro como punto de partida para desarrollar posteriores trabajos en estas zonas.

1.A. CONCLUSIONES DE LOS MÉTODOS.

La aplicación de los métodos descritos en esta memoria ha dado lugar a mejoras en algunos de ellos, que a continuación se detallan:

La aplicación del método de la duración del pulso requiere dos análisis previos. En primer lugar, conocer el ancho mínimo del pulso que se puede medir y el ancho máximo que se puede considerar. El primer valor está relacionado con el algoritmo usado para la medida del ancho del pulso y con la frecuencia de muestreo, mientras que el ancho máximo viene impuesto por la distancia hipocentral mínima del conjunto de terremotos del que se dispone. En segundo lugar, evitar cualquier efecto del mecanismo de la fuente sobre la duración del primer pulso de la onda. En general este hecho se consigue estudiando los terremotos con una misma magnitud o por debajo de un umbral determinado. En Isla Decepción no se ha podido determinar este valor umbral ni el número de eventos ha permitido el uso de una sola magnitud. Por ello se procedió a dividir el conjunto total de datos en pequeños intervalos de magnitud y obtener un factor Q para cada intervalo. La estabilidad de las soluciones encontradas en los distintos intervalos de magnitud pone de manifiesto la viabilidad de este análisis.

La aplicación del método del decaimiento espectral para frecuencias menores que la frecuencia esquina exige que el mecanismo de los terremotos se corresponda con el modelo de doble par. En caso contrario no se puede asegurar que el espectro presente un decaimiento parar frecuencias menores que la frecuencia esquina. Este método se ha aplicado a las tres componentes de las ondas S , mostrando que el cálculo del factor Q_{β} no depende de la componente usada para estimarlo. Este resultado es muy importante pues permite el estudio de la atenuación del medio usando únicamente la componente vertical. Hay que

tener presente que en muchas regiones volcánicas sólo se cuenta con estaciones de una sola componente, la Z.

La baja magnitud momento de los terremotos usados en esta memoria para estudiar la estructura de atenuación de Isla Decepción, implica que la frecuencia esquina de éstos es elevada. Este factor junto a la elevada frecuencia de muestreo de los instrumentos, 200 muestras/s hace posible que el modelo de *single back scattering* y el método de normalización de la coda hayan sido aplicados para frecuencias mayores de 20 Hz. Por ello se ha podido disponer de estimaciones de la atenuación del medio usando ondas codas y S en la banda de frecuencia entre 7 y 29 Hz cuando generalmente se suele realizar hasta 10 ó 15 Hz.

Con el fin de estudiar la dependencia del factor Q para las ondas coda y ondas S en función de la frecuencia, se han aplicado estos dos métodos en bandas estrechas de frecuencia de 2 Hz de ancho. Para las ondas coda se ha observado que se sigue manteniendo la relación $Q_c=Q_{c,0}(f/f_0)^n$ para frecuencias entre 7 y 29 Hz. La dependencia con la frecuencia encontrada para la atenuación de las ondas S (Q_d) está muy afectada por la heterogeneidad de la zona y no sigue una ley exponencial.

Se ha observado que el método de normalización de la coda no proporciona información de la atenuación de la onda S en la capa más superficial. Este hecho es debido a que este método determina la atenuación de la onda S a partir de la razón espectral de la amplitud de la onda S y de las ondas coda. Este cociente elimina los efectos del medio común a la trayectoria seguida por ambos tipos de ondas, que se corresponde con la capa más superficial.

La estimación de las contribuciones de la atenuación intrínseca y por *scattering* a la atenuación total caracteriza fielmente el medio de propagación.

Esta estimación se ha realizado siguiendo el método propuesto por Wennerberg (1993). Para aplicar este método se necesita conocer el factor Q de la coda y de la onda correspondiente a la misma, es decir Q_c y Q_β o Q_d , y que el volumen donde ambos factores estén definidos sean equivalentes. El cumplimiento de esta condición ha supuesto que la estimación de Q_i y Q_s se haya realizado con Q_c y Q_β .

La relevancia del estudio llevado a cabo en el volcán Etna radica en el uso de los terremotos previos a la erupción de Julio de 2001, que han permitido proporcionar la primera imagen tomográfica de atenuación en los días previos a una erupción. La distribución de terremotos y la excelente cobertura de la zona por estaciones, ha dado lugar a que el modelo de atenuación obtenido en las capas más superficiales sea de la mayor calidad obtenida hasta la fecha en este volcán, apreciándose los detalles de la estructura de elevada atenuación encontrada previamente por De Gori et al. (2005). Hay que destacar que la calidad de la imagen tomográfica obtenida ha sido evaluado con diferentes criterios. En primer lugar se ha usado la función *spread* (Toomey y Foulger, 1989) y el método propuesto por Reyners et al. (1999) para su análisis. En segundo lugar se han realizado tests sintéticos como los de tablero de ajedrez y con anomalías localizadas y desplazadas. Los tests de tablero de ajedrez se han realizado con diferentes tamaños de celda, con el fin de estudiar si la elección de la malla era adecuada para realizar esta inversión y si el proceso de inversión era capaz de reconstruir estructuras irregulares. Esta última cuestión también ha sido evaluada con la realización de tests sintéticos formados por una o dos anomalías localizadas en diferente posición, con diferente geometría, y también con diferente orientación. El test con una anomalía desplazado ha mostrado que el proceso de inversión es capaz de reconstruir cuerpos anómalos en cualquier posición, independientemente de que sus límites coincidan con los nodos donde se define el medio. Por último, el test de restauración pone de manifiesto la capacidad del proceso de inversión para reproducir medios muy complejos,

formados por estructuras dispuestas con diversas orientaciones y que atenúan las ondas sísmicas con diferente intensidad. Por otra parte, la posibilidad de comparar la estructura 3-D de atenuación (Q_p) con la de velocidad (v_p y v_p/v_s) obtenida con la misma serie de datos (Patanè et al., 2002) ha permitido que las conclusiones obtenidas se ajusten más a la "realidad".

1.B. CONCLUSIONES DE LOS RESULTADOS.

1.B.1. VOLCÁN ISLA DECEPCIÓN (ANTÁRTIDA).

La atenuación sísmica en Isla Decepción se ha estudiado usando diferentes tipos de ondas y de métodos. El resultado común a todos ellos muestra que la estructura superficial de Decepción (pocos kilómetros de profundidad) es fuertemente atenuativa.

La atenuación de las ondas P ha sido examinada con el método de la duración del primer pulso de la P y con el método de decaimiento espectral para frecuencias menores que la frecuencia de esquina. Ambos métodos asumen un factor Q_p constante con la frecuencia, y han revelado una fuerte atenuación de las ondas P. Así, con el método espectral y en la banda de frecuencias entre 4 y 15 Hz, el valor del factor Q_p obtenido es, $Q_p=12$. Mientras que con el método de la duración del pulso y frecuencias entre 9 y 13 Hz, el valor de Q_p ha sido, $Q_p=46$. La discrepancia de estos valores es explicada por el alto grado de heterogeneidad que presenta este volcán, dando lugar a una fuerte atenuación de las ondas sísmicas por *scattering*, probablemente *forward-scattering*.

La atenuación de las ondas S ha sido estudiada con el método de decaimiento espectral para frecuencias menores que la frecuencia de esquina (Q_β) y con el método de normalización de la coda (Q_d). El primer método asume

un factor Q constante con la frecuencia, mientras que el segundo permite cualquier dependencia de Q con la frecuencia. El método espectral ha proporcionado valores de Q_{β} muy bajos ($Q_{\beta} \sim 40$) entre las frecuencias de 4 y 15 Hz. Con el método de normalización de la coda se ha estudiado la atenuación de las ondas S entre las frecuencias de 13 y 27 Hz, y se ha encontrado una dependencia anómala de Q_d con la frecuencia, presentando un mínimo entre 19 y 21 Hz. Las longitudes asociadas con estas frecuencias se corresponden con el tamaño de las heterogeneidades reveladas por estudios del momento sísmico y modelos de fuente de las señales sísmicas registradas en este volcán.

Los valores de los factores Q_{β} y Q_d , discrepan en el rango de frecuencias común para ambos tipos de ondas. Esto es debido a que el método de normalización de la coda proporciona información de la atenuación de la onda S sin considerar la capa más superficial. La comparación de los valores del factor Q para las ondas S estimados con este método y con el método de decaimiento espectral ha permitido la estimación del factor Q de la capa más superficial (Q_{sup}), mostrando que ésta produce una fuerte atenuación de las ondas sísmicas ($Q_{sup}=18$).

El factor Q para las ondas coda (Q_c) presenta una dependencia con el lapso de tiempo, que puede ser explicada por la dependencia del factor Q_c con la profundidad del volumen implicado en la generación de las ondas coda. En este estudio ha sido posible analizar el factor Q_c para lapsos de tiempo muy pequeños, de 8 y 10 segundos, extendiéndose el volumen de medio examinado hasta profundidades equivalentes a 20 segundos de lapso de tiempo.

La dependencia de Q_c con la frecuencia se pone de manifiesto con la ley exponencial: $Q_c=Q_{c,0}(f/f_0)^n$ para frecuencias entre 7 y 29 Hz. Las variaciones de Q_c con la frecuencia pueden ser explicadas por la presencia de una distribución

no homogénea de heterogeneidades en las capas más superficiales de Isla Decepción.

Los valores encontrados de Q_c en Isla Decepción son más bajos que los obtenidos en los volcanes Vesubio y Etna, evidenciando una mayor atenuación de las ondas sísmicas en el volcán Isla Decepción que en los otros dos volcanes, probablemente debido al alto grado de heterogeneidad del medio.

A partir de los valores del factor Q_c y Q_β ha sido posible aplicar el método de Wennerberg (1993) y estimar los factores Q_i (relacionado con la atenuación intrínseca) y Q_s (asociado a la atenuación por *scattering*). Los valores obtenidos de ambos factores muestran una elevada atenuación intrínseca ($Q_i < 140$) y por *scattering* ($Q_s < 73$), predominando esta última para frecuencias mayores de 7 Hz. El comportamiento del factor Q_s con la frecuencia muestra que para frecuencias mayores de 11 Hz Q_s permanece prácticamente constante. Este resultado junto con el bajo valor encontrado de Q_s indica que existe una distribución uniforme y densa de heterogeneidades con dimensiones entre 90 y 190 m. El aumento de Q_i entre las frecuencias de 9 Hz estará relacionado con el tipo de proceso implicado en la transformación de la energía sísmica. El conocimiento actual sobre la isla y resultados obtenidos con otros trabajos hacen suponer que estos procesos estarían asociados a los fluidos presentes en la zona: fluidos hidrotermales, gases, presencia de un acuífero subterráneo, etc. Al igual que para el factor Q_c , los factores Q_i y Q_s observados en Isla Decepción son menores que los registrados en otras áreas volcánicas, y por tanto, se produce una mayor atenuación sísmica en Isla Decepción. Este resultado pone de manifiesto la existencia de una estructura muy compleja y fuertemente heterogénea en las capas más superficiales de esta isla.

Una comparación de los factores Q_c , Q_β , Q_i y Q_s pone de manifiesto la semejanza entre los factores Q_c y Q_i , por una parte, y Q_β y Q_s , por otra. Es

decir, la atenuación de las ondas coda es mayormente debida a la anelasticidad del medio, mientras que la disminución de energía de la onda S está fundamentalmente producida por procesos de *scattering*.

Los resultados obtenidos del análisis del desdoblamiento de la onda S evidencian la presencia de estructuras anisótropa en las capa más superficiales, entre 0.8 y 1.8 km de profundidad, orientada preferentemente en la dirección E-W. Próxima a la estación G3, y a la profundidad entre 0.8 y 1.4 km existen otras estructuras anisótropas orientadas a 120°N. Con estos resultados se corrobora el alto grado de heterogeneidad obtenido con el análisis de atenuación por dos razones. En primer lugar, se ha observado la existencia del desdoblamiento de la onda S producido por estructuras anisótropas, lo cual supone la presencia de heterogeneidades. En segundo lugar, el diferente comportamiento encontrado tanto del azimut de polarización como del retraso temporal en la estación G3, que es explicado por la existencia de una distribución de estructuras anisótropas de características diferentes a las encontradas en las otras dos estaciones (F1 y F2) situadas a una distancia menor de 100m.

1.B.2. VOLCÁN ETNA (ITALIA).

El uso de la técnica tomográfica junto con los terremotos del enjambre sísmico ocurrido en el volcán Etna en los días previos a la erupción de Julio de 2001, ha revelado una imagen tomográfica de la estructura de atenuación en un período pre-eruptivo.

La principal característica de la estructura 3-D obtenida muestra un cuerpo bajo los cráteres centrales y al sur de los mismos de muy elevada

atenuación, y dos cuerpos al este (sur del Valle del Bove) y oeste de baja atenuación.

La anomalía de alta atenuación situada al sur de la zona de los Cráteres Centrales se corresponde con un cuerpo de baja v_p en las capas más superficiales, mientras que la velocidad es alta para profundidades mayores de 1 km. Esta estructura puede ser explicada por un modelo de erupción. La velocidad de la onda P es elevada debido a la presencia de una intrusión magmática fría. Al ascender el magma, provoca la fracturación de la misma, dando lugar a la ocurrencia de los terremotos. Por tanto, la elevada atenuación de esta zona estaría ligada con la fracturación del medio. En las zonas donde v_p y v_p/v_s son bajos (cerca de la superficie), la atenuación está relacionada con la existencia de material fundido y con las elevadas temperaturas del magma.

En la zona de los Cráteres Centrales se ha encontrado otra estructura de alta atenuación que está asociada al material magmático que alimentó la erupción en los Cráteres Centrales. En este caso el magma ascendió por un conducto ya presente en la zona, originado en otras erupciones, tal y como muestra la baja velocidad de la onda P encontrada en esta zona y el escaso número de terremotos localizados en este área.

La atenuación anómalamente baja que se observa bajo el Valle del Bove se corresponde con una zona de alta v_p y alta v_p/v_s . Esta anomalía puede ser explicada con un aumento de la presión en la zona debido a la ascensión del dique que alimentó las fracturas al sur de los Cráteres Centrales. Este aumento de presión produce el cierre total o parcial de los poros de las rocas, explicándose así la disminución de la atenuación.

En la región donde se sitúa el cuerpo de baja atenuación al oeste del dique, la velocidad de la onda P y la razón v_p/v_s son moderadamente altas. Estos

valores pueden explicarse si se considera un cuerpo formado por material magmático no erupcionado, y poco fracturado. La escasa sismicidad en este cuerpo indica la existencia de zonas con comportamiento frágil.

Estos resultados muestran que la estructura de alta atenuación observada por De Gori et al. (2005) en los tres primeros kilómetros de la corteza es más compleja, alternando las zonas con baja y alta atenuación, debido a la heterogeneidad de la zona, presencia de fluidos magmáticos e hidrotermales, aumento de presión, de temperatura, etc.

2. TRABAJO FUTURO.

Los resultados obtenidos del estudio de estos dos volcanes (Isla Decepción y Etna) son el primer paso para un mejor conocimiento de la estructura y dinámica de ambos volcanes. En el volcán Isla Decepción, y en función de la distribución de hipocentros y estaciones, se ha estudiado la zona comprendida entre el interior de Port Foster hasta Bahía Fumarolas. El seguimiento continuado de este volcán por parte del personal de nuestro grupo ha mejorado la monitorización del mismo en los sucesivos años a la ocurrencia del enjambre sísmico de 1999, culminando con el experimento TOMODEC, que ha consistido en la producción de señales sísmicas por fuentes artificiales que han sido registradas por un gran número de estaciones desplegadas en diferentes partes de la isla. Este gran volumen de datos permitirá realizar un estudio más preciso de la estructura interna de este volcán, abriéndose la oportunidad de realizar el primer análisis sobre la estructura tridimensional de atenuación de la isla Decepción. Con este trabajo se permitirá eliminar muchas de las dudas sobre la localización, disposición y almacenamiento del magma en profundidad, de las intrusiones magmáticas de erupciones pasadas (en el caso de

que las hubiera), de las regiones con acumulaciones de fluidos que alimentan las fumarolas existentes, y de la distribución de heterogeneidades y dimensiones de las mismas.

Generalmente, las tomografías de velocidad y atenuación sísmica de una zona, y en concreto del volcán Etna, usando fuentes naturales, se están realizando considerando grandes períodos de tiempo en los que pueden haber ocurrido varias erupciones. Es decir, se obtienen imágenes tomográficas que no se corresponden con un estado concreto del volcán. El elevado número de terremotos ocurridos en los días previos a la erupción de Julio de 2001 ha cambiado esta tendencia y se han obtenido las primeras imágenes tomográficas, tanto de velocidad como de atenuación, de ese corto período de tiempo (período pre-eruptivo), mostrando ambas un modelo de la estructura interna que se corresponde con un período pre-eruptivo. Los resultados obtenidos abren un nuevo horizonte al estudio de la dinámica del volcán Etna, comparando los resultados obtenidos con datos agrupados por períodos eruptivos y no eruptivos, y pudiendo establecer una evolución temporal del mismo.

Por otra parte, una de las aproximaciones realizadas para evaluar la atenuación del volcán Etna es la suposición de que el factor Q_p es constante con la frecuencia. Es interesante obtener estructuras tridimensionales del factor Q en función de la frecuencia, que aportan información sobre las características de las heterogeneidades presentes en el medio, así como de los procesos físicos que se desencadenan en las regiones volcánicas relacionados con la dinámica de fluidos, con la interacción de los fluidos con el medio sólido que los rodea, con la coexistencia de materiales en distinto estado físico, de gradientes de temperatura y presión, etc.

Este mismo estudio que se ha realizado con las ondas P y los trabajos que se proponen realizar próximamente, deberían de ser ampliados con la

determinación de la estructura tridimensional del factor Q para las ondas S . La propagación de la onda S en un medio es muy sensible a la presencia de fluidos, lo que conlleva que el estudio del medio a partir de la atenuación de las ondas S sea especialmente interesante en los ambientes volcánicos.

BIBLIOGRAFÍA.

- Abercrombie, R. E., (1995). Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth, *J. Geophys. Res.*, 100, 24015-24036.
- Abercrombie, R.E., (1997). Near-surface attenuation and site effects from comparison of surface and deep borehole recordings. *Bull. Seism. Soc Am.*, 87, 731-744.
- Aki, K., (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 25, 415-457.
- Aki, K., M. Tsujiura, M. Hori and K. Goto., (1958). Spectral study of near earthquake waves. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 36, 71-98.
- Aki, K. and M. Tsujiura, (1959). Correlation study of near earthquake waves. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 37, 207-232.
- Aki, K., (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231.
- Aki, K., (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 615-631.
- Aki, K. and B.A. Chouet, (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- Aki, K. and W.H.K. Lee, (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, Part I. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.* 81, 4381-4399.
- Aki, K., A. Cristoffersson and E.S. Husebye, (1977). Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 82, 277-296.
- Aki, K., (1980a). Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 50-60.
- Aki, K., (1980b). Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, 6496-6504.
- Aki, K. and P.G. Richards, (2002). *Quantitative Seismology*. Sansalito, California. University Science Books.
- Akinci, A., E. Del Pezzo, and J.M. Ibanez, (1995). Separation of scattering and intrinsic attenuation in southern Spain and western Anatolia (Turkey). *Geophys. J. Int.* 121, 337-353.
- Alguacil, G., J. Almendros, E. Del Pezzo, A. García, J.M. Ibáñez, M. La Rocca, J. Morales, and R. Ortíz, (1999). Observations of volcanic earthquakes and tremor at Deception Island, Antarctica. *Annali di Geofisica* 42, 417-436.

- Almendros, J., J.M. Ibáñez, G. Alguacil, E. Del Pezzo and R. Ortíz, (1997). Array tracking of th volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 3069-3072.
- Almendros, J., J.M. Ibáñez, G. Alguacil and E. Del Pezzo, (1999). Array analysis using circular wavefront geometry: An application to locate the nearby seismo-volcanic source. *Geophys. J. Int.*, 136, 159-170.
- Almendros, J., B. Chouet, and P. Dawson, (2001). Spatial extent of a hydrothermal system at Kilauea volcano, Hawaii, determined from array analyses of shallow long-period seismicity, 2. Results. *J. Geophys. Res.* 106, 12318-12330.
- Aloisi, M., O. Cocina, G. Neri, B. Orecchio and E. Privitera, (2002). Seismic tomography of the crust underneath the Etna volcano, Sicily. *Phys. Earth Planet. Int.*, 134, 139-155.
- Al-Shukri, H.J. and B.J. Mitchell, (1990). Three-dimensional attenuation structure in and around the New Madrid seismic zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 615-632.
- Ammon, C. and J. Vidale, (1993). Tomography without rays. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 509-528.
- Anderson, J.G. and S.E. Hough, (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of aceleration at high frequencies. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 1969-1993.
- Aster, R.C., P. Shearer and J. Berger, (1990). Quantitative measurements of shear-wave polarizations at the Anza seismic network, southern California: implications for shear-wave splitting and earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, 95, 449-473.
- Azzaro, R., D. Bella, L. Ferreli, A.M. Michetti, F. Santagati, L. Serva, E. Vittori, (2000). First study of fault trench stratigraphy at Mt. Etna volcano, Southern Italy: understanding Holocene surface faulting along the Moscarello Fault. *J. Geodyn.* 29, 187-210.
- Azimi, Sh. A., A.V. Kalinin, V.V. Kalinin and B.L. Pivovarov, (1968). Impulse and transient characteristics of media with linear and quadratic absorption laws. *Phys. Solid Earth*, 1968, 88-93.
- Baker, P.E., I. McReath, M.R. Harvey, M.J. Roobol and T.G. Davis, (1975). The Geology of the South Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island, British Antarctic Survey Scientific Reports, 78, 81.
- Banda, E., N. Deichmann, L.W. Braile and J. Ansorge, (1982). Amplitude study of the Pg phase. *J. Geophys.*, 51, 153-164.

- Barberi, F., L. Civetta, P. Gasparini, F. Innocenti, P. Scandone, and L. Villari, (1974). Evolution of a section of the Africa-Europa plate boundary: paleomagnetic and volcanological evidence from Sicily. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, 123-132.
- Barberi F., M. L. Carapezza, M. Valenza and L. Villari (1993). The control of the lava flow during the 1991-1992 eruption of Mt. Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56, 1-34.
- Barberi G., O. Cocina, G. Neri, E. Privitera and S. Spampinato, (2000). Volcanological inferences from seismic-strain tensor computations at Mt. Etna volcano, Sicily. *Bull. Volcanol.*, 62, 318-330.
- Barker, P.F., (1982). The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest-trench interactions, *Journal of the Geological Society of London*, 139, 787-801.
- Barker, D.H.N. and J.A. Austin, (1994). Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica: Evidence for distributed extension in marginal-basin formation, *Geology*, 22, 657-660.
- Barker, D.H.N. and J.A. Austin, (1998). Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula, *Journal of Geophysical Research*, 103 (B10), 24017-24043.
- Barker, D.H., G.L. Christeson and J.A. Austin, (2001). Crustal structure of an active backarc basin at the rift-drift transition: Bransfield Strait, Antarctica, *EOS Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, 82 (47).
- Behncke B. and M. Neri, (2003). The July-August 2001 eruption of Mt. Etna (Sicily). *Bull. Volcanol.*, 65, 461-476.
- Ben-Menahem A. and S.J. Singh, (1981). *Seismic waves and sources*. Springer Verlag, New York, pp. 840-944.
- Benz, H.M., B.A. Chouet, P.B. Dawson, J.C. Lahr, R.A. Page and J.A. Hole, (1996). Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt volcano, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 101, 8111-8128.
- Beroza, G.C., A.T. Cole and W.L. Ellsworth, (1995). Stability of coda wave attenuation during the Loma Prieta, California, earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 100, 3977-3987.
- Berry, B.S., (1962). Review of internal friction due to point defects. *Acta Met.*, 10, 271.
- Bialas, J., R. Meissner, H. Miller, E. Fluh, T. Parker, J.P. Henriot, K. Hedrich, E.V. Heuverswyn, W. Jokat and T. Wever, (1990). Preliminary results of seismic reflection investigations and associated geophysical studies in the area of the Antarctic Peninsula, *Antarctic Science*, 2 (3), 223-234.

- Bianco, F., M. Castellano, G. Milano, G. Ventura and G. Vilardo, (1998). The Somma-Vesuvius stress field induced by regional tectonics: evidences from seismological and mesostructural data. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 82, 199-218.
- Bianco F., M. Castellano, E. Del Pezzo, and J.M. Ibáñez, (1999). Attenuation of short-period seismic waves at Mt. Vesuvius, Italy. *Geophysical J. Int.*, 138, 67-76.
- Bisztricsany, E.A., (1958). A new method for the determination of the magnitude of earthquake. *Geofiz. Kozlem*, 7, 2.
- Blair, D.P. and A.T. Spathis, (1982). Attenuation of explosion generated pulse in rock masses. *J. Geophys. Research*, 87, 3885-3892.
- Blair, D.P. and A.T. Spathis, (1984). Seismic source influence in pulse attenuation studies. *J. Geophys. Res.*, 89, 9253-9258.
- Bonaccorso, A., F. Ferrucci, D. Patanè and L. Villari, (1996). Fast deformation processes and eruptive activity at Mount Etna (Italy). *J. Geophys. Res.*, 101, 17467-17480.
- Booth, D.C. and S. Crampin, (1985). Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free-surface. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 83, 31-45.
- Bourbiè, T., O. Cousy and B. Zinszner, (1987). *Acoustics of porous media*. Gulf Publishing Company.
- Brune, J.N., (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- Canas, J.A., A. Ugalde, L.G. Pujades, J.C. Carracedo, M.J. Blanco and V. Soler, (1998). Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary islands. *J. Geophys. Res.* 103, 15.037-15.049.
- Carpenter, P.J. and A.R. Sanford, (1985). Apparent Q for upper crustal rocks of the Rio Grande rift. *J. Geophys. Res.*, 90, 8661-8674.
- Cardaci, C., M. Coviello, G. Lombardo, G. Patanè and R. Scarpa (1993). Seismic tomography of Etna volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 56, 357-368.
- Chiarabba, C., A. Amato, E. Boschi and F. Barberi, (2000). Recent seismicity and tomographic modeling of the Mount Etna plumbing system. *J. Geophys. Res.*, 105, 10.923-10.938.
- Chiarabba, C., P. De Gori, and D. Patanè, (2005). The Mt. Etna plumbing system: the contribution of seismic tomography (en revision).
- Chou, C.W. and J.R. Booker, (1979). A Backus-Gilbert approach to inversion of travel-time data for the three-dimensional velocity structure. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 59, 325-344.

- Chouet, B., (1976). Source, scattering and attenuation effects on high-frequency seismic waves. PhD thesis, Mass., Inst. of Technol., Cambridge.
- Chouet, B., (1990). Effect of anelastic and scattering structures of the lithosphere on the shape of local earthquake coda. *Pure Appl. Geophys.*, 132, 289-310, 1990.
- Chouet, B., (1992). A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. In: Aki, K., Gasparini, P., Scarpa, R. (Eds.), *Volcanic Seismology. IAVCEI Proceedings in Volcanology 3*, Springer, pp. 133-156.
- Chouet, B., (1996). Long-period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380, 309-316.
- Chouet, B., G. Saccorotti, M. Martini, P. Dawson, G. De Luca, G. Milana, and R. Scarpa (1997). Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli Volcano, Italy, *J. Geophys. Res.*, 102, 15129-15150.
- Christensen, N.I., (1986). Influence of pore pressure on oceanic crustal seismic velocities. *J. Geodyn.*, 5, 45-49.
- Clawson, S.R., R.B. Smith and H.M. Benz, (1989). P wave attenuation of the Yellowstone Caldera from three-dimensional inversion of spectral decay using explosion source seismic data. *J. Geophys. Res.*, 94, 7205-7222.
- Cocina, O., G. Neri, E. Privitera and S. Spampinato, (1997). Stress tensor computations in the Mount Etna area (Southern Italy) and tectonic implications. *J. Geodyn.*, 23, 109-127.
- Cooper, A.P.R., J.L. Smellie and J. Maylin, (1998). Evidence for shallowing and uplift from bathymetric records of Deception Island, Antarctica, *Antarctic Science*, 10 (4), 455-461.
- Cormier, V., (1982). The effect of attenuation on seismic body waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, S169-S200.
- Correig, A.M., M. Urquizu, J. Vila, and J. Martí, (1997). Analysis of the occurrence of seismicity at Deception Island (Antarctica): a nonlinear approach. *Pure and Applied Geophysics*, 149, 553-574.
- Coultrip, R., (1993). High-accuracy wavefront tracing traveltimes calculation. *Geophys.*, 58, 284-292.
- Crosson, R.S, (1976). Crustal structure modeling of earthquake data, 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *J. Geophys. Res.*, 81, 3.036-3.046.
- Dainty, A.M. and M.N: Toksoz, (1977). Elastic wave scattering in a highly scattering medium, a diffusion approach. *J. Geophys.*, 43, 375-388.

- Dainty, A.M., (1981). A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 3322-3342.
- Dainty, A.M. and M.N. Toksoz, (1981). Seismic codas on the Earth and the Moon: a comparison. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 26, 250-260.
- De Gori, P., C. Chiarabba and D. Patané, (2005). Q_p structure of Mt. Etna: constraints for the physics of the plumbing system. *J. Geophys. Res.*, (en revision).
- Del Pezzo, E., G. De Natale, G. Scarcella and A. Zollo, (1985). Q_c of three component seismograms of volcanic microearthquakes at Campi Flegrei volcanic area - Southern Italy. *Pageoph.*, 123, 683-696.
- Del Pezzo, E., S. Gresta, G. Patané, D. Patané and G. Scarcella, (1987). Attenuation of short period seismic waves at Etna as compared to other volcanic areas. *Pageoph.*, 12, 1039-1050.
- Del Pezzo, E. and D. Patané, (1989). Coda Q dependence on time, frequency and coda duration interval at Mt. Etna, Sicily. *Proceedings of Intern. Workshop on Volcano Seismology, Capri, Italy.*
- Del Pezzo, E., G. Lombardo and S. Spampinato, (1989). Attenuation of volcanic tremor at Mt. Etna, Sicily. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1989-1994.
- Del Pezzo, E., R. Allota and D. Patané, (1990). Dependence of Q_c (coda Q) on coda duration time interval: model or depth effect?. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1028-1034.
- Del Pezzo, E. and D. Patané, (1992). Coda Q dependence on time, frequency and coda duration interval at Mt. Etna, Sicily. In: Gasparini, P., R. Scarpa and K. Aki (Eds.). *Volcanic Seismology, I.A.V.C.E.I., Proceedings in Volcanology 3.* Springer-Verlag, New York.
- Del Pezzo, E., (1995). Estimate of the Q-depth pattern from coda-Q measurements. *Phys. Earth Planet. Int.* 88, 79-82.
- Del Pezzo, E., J.M. Ibáñez, J. Morales, A. Akinci and R. Maresca, (1995). Measurements of intrinsic and scattering seismic attenuation in the crust. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1373-1380.
- Del Pezzo, E., M. Simini and J.M. Ibáñez, (1996). Separation of intrinsic and scattering Q for volcanic areas: a comparison between Etna and Campi Flegrei. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 70, 213-219.
- Del Pezzo, E., M. La Rocca, and J.M. Ibáñez, (1997). Observations of high-frequency scattered waves using dense arrays at Teide volcano. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87, 1637-1647.

- Del Pezzo, E., F. Bianco and G. Saccorotti, (2001). Separation of intrinsic and scattering Q for volcanic tremor: an application to Etna and Masaya Volcanoes. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3083-3086.
- De Luca, G., L. Filippi, G. Patanè, R. Scarpa and S. Vinciguerra, (1997). "Three-dimensional velocity structure and seismicity of Mt. Etna volcano, Italy". *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 79, 123-138.
- Dietrich, R., R. Dach, G. Engelhardt, J. Ihde, W. Korth, H.-J. Kutterer, K. Lindner, M. Mayer, F. Menge, H. Miller, C. Müller, W. Niemeier, J. Perlt, M. Pohl, H. Salbach, H.-W. Schenke, T. Schöne, G. Seeber, A. Veit and C. Völkse, (2001). ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica -an analysis based on different individual solutions. *Journal of Geodesy*, 74, 756-766.
- Dziewonski A.M. and D.L. Anderson, (1981). Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297-356.
- Dziewonski, A.M., (1984). Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.*, 89, 5929-5952.
- Eberhart-Phillips, D., (1986). Three-dimensional velocity structure in northern California Coast Ranges for inversion of local earthquakes arrival times. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 1.025-1.052.
- Eberhart-Phillips, D., (1993). Local earthquake tomography: Earthquake source regions, in *Seismic Tomography: Theory and Practice*, edited by H.M. Iyer and K. Hirahara, pp.613-643, Chapman and Hall, New York.
- Eberhart-Phillips, D. and M. Chadwick, (2002). Three-dimensional attenuation model of the shallow Hikurangi subduction zone in the Raukumara Peninsula, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 107, 101029-2000JB000046.
- Evans, J.R. and J.J. Zucca, (1988). Active high-resolution seismic tomography of compressional wave velocity and attenuation structure at Medicine Lake volcano, northern California Cascade Range. *J. Geophys. Res.*, 93, 15.016-15.036.
- Felpeo, A., I. Blanco, R. Del Rey and J. Morales, (1994). Estudios de eventos de baja frecuencia registrados en Isla Decepcion (in Spanish). In: Cacho, J., Serrat, D. (Eds.), *Actas del V Simposio de Estudios Antárticos, CICYT, Barcelona*. pp. 147-154.
- Ferrucci, F., S. Gresta, D. Patanè and R. Rasà, (1992). Inferences on the magma feeding system at Mt. Etna volcano from seismological, structural and volcanological data, in *Atti 11th Convegno GNGTS, Esagrafica, Roma*, pp. 461-464.
- Ferrucci, F. and D. Patanè, (1993). Seismic activity accompanying the outbreak of the 1991-1993 eruption Mt. Etna (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 57, 125-135.

- Ferrucci, F., R. Rasà, G. Gaudiosi, R. Azzaro and S. Imposa, (1993). Mt. Etna: a model for the 1989 eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56, 35-56.
- Finetti, F. and A. Del Ben, (1986). Geophysical study of the Tyrrhenian opening. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 18, 75-150.
- Frankel, A. and L. Wennerberg, (1987). Energy-flux model of seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1223-1251.
- Frankel, A., A. McGarr, J. Bicknell, J. Mori, L. Seeber and E. Cranswick, (1990). Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: Measurements from New York state, South Africa and Southern California. *J. Geophys. Res.*, 95, 17441-17457.
- Gao, L.S., N.N. Biswas, L.C. Lee and K. Aki, (1983a). Effects of multiple scattering on coda waves in three dimensional medium. *Pure Appl. Geophys.*, 121, 3-15.
- Gao, L.S., L.C. Lee, N.N. Biswas and K. Aki, (1983b). Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes. *Bull. Seismol. Soc., Am.*, 73, 377-389.
- García, A., I. Blanco, J.M. Torta, M. Astiz, J.M. Ibáñez, and R. Ortiz, (1997). A search for the volcanomagnetic signal at Deception volcano (South Shetland Islands, Antarctica). *Annali de Geofisica*, 40, 319-327.
- Ghisetti, F. and L. Vezzani, (1982). Different styles of deformation in the Calabrian arc (Southern Italy): implications for a seismotectonic zoning. *Tectonophysics*, 85, 149-165.
- Giampiccolo, E., G. Tusa, H. Langer and S. Gresta, (2002). Attenuation in Southeastern Sicily (Italy) by applying different coda methods. *J. Seism.*, 6, 487-501.
- Gibbs, F., D. M. Boore, W. B. Joyner and T.E. Fumal, (1994). The attenuation of seismic shear waves in quaternary alluvium in Santa Clara Valley, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64, 375-385.
- Gladwin, M.T. and F.D. Stacey, (1974). Anelastic degradation of acoustic pulses in rocks. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 8, 332-336.
- Gracia, E., M. Canals, M.-L. Farran, M.J. Prieto and J. Sorribas, (1996). Morphostructure and evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula), *Marine Geophysical Researches*, 18, 429-448.
- Gracia, E., M. Canals, M.-L. Farran, J. Sorribas and R. Pallas, (1997). Central and eastern Bransfield basins (Antarctica) from high-resolution swath-bathymetry data, *Antarctic Science*, 9 (2), 168-180.

- Grad, M., A. Guterch and P. Sroda, (1992). Upper crustal structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica, *Antarctic Science*, 4 (4), 469-476.
- Grad, M., A. Guterch and T. Janik, (1993). Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake plate under the Antarctic plate, West Antarctica, *Geophys. J.* 115, 586-600.
- Grad, M., H. Shiobara, T. Janik, A. Guterch and H. Shimamura, (1997). Crustal model of Bransfield Rift, West Antarctica, from detailed OBS refraction experiments, *Geophys. J. Int.*, 130, 506-518.
- Granato, A. and L. Lücke, (1956). Theory of mechanical damping due to dislocations. *J. Appl. Phys.*, 27, 583.
- Gresta, S., L. Peruzza, D. Slejko and G. Distefano, (1998). Inferences on the main volcanotectonic structures at Mt. Etna (Sicily) from a probabilistic seismological approach. *J. Seism.* 2. 105-116.
- Guillot, P.Y., G. Kieffer and R. Romano, (1994). The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating. *Acta Vulcanol.*, 5, 81-87.
- Gupta, S.C., V.N. Singh and A. Kumar, (1995). Attenuation of coda waves in the Garhwal Himalaya, India. *Phys. Earth Planet. Int.* 87, 247-253.
- Gupta, S.C., S.S. Teotia, S.S. Rai and N. Gautam, (1998). Coda Q estimates in the Koyna region, India, *Pure Appl. Geophys.*, 153, 713-731.
- Gvirtzman, Z. and A. Nur, (1999). The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, 401, 782-785
- Haberland, C. and A. Rietbrock, (2001). Attenuation tomography in the western central Andes: a detailed insight into the structure of a magmatic arc. *J. Geophys. Res.*, 106, 11.151-11.167.
- Hanks, T.C., (1979). b values and seismic source models: implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion. *J. Geophys. Res.*, 84, 2235-2241.
- Hatherly, P.J., (1986). Attenuation measurements on shallow seismic refraction data. *Geophysics*, 51, 250-254.
- Havskov, J. and L. Ottemöller, (1999). The SEISAN, earthquake analysis software for Windows, Sun and Linux. Manual and software. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.
- Havskov J., J.A. Peña, J.M. Ibáñez, L. Ottemöller and C. Martínez-Arévalo, (2003). Magnitude scales for very local earthquakes. Application for Deception Island volcano (Antarctica). *J. Volc. Geoth. Res.*, 128, 115-133.

- Hellweg, M., P. Spudich and J.B. Fletcher, (1992). Coda Q in the region of Parkfield, California: a temporal and spatial investigation. *Eos*, 73, 200.
- Herraiz, M., Espinosa, A.F., (1987). Coda waves a review. *Pure Appl. Geophys.*, 125, 499-577.
- Hirn, A., A. Nercessian, M. Sapin, F. Ferrucci and G. Wittlinger, (1991). Seismic heterogeneity of Mt. Etna (Italy). *Geophys. J. Int.*, 105, 139-153.
- Hirn, A., R. Nocolich, J. Gallart, M. Laigle, L. Cernobori and ETNASEIS Scientific Group, (1997). Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, 171-191.
- Horie, A., (1980). Three-dimensional seismic velocity structure beneath the Kanto district by inversion of P-wave arrival times. Ph.D thesis, University of Tokio, Tokyo, Japan.
- Hoshiaba, M., (1991). Simulation of multiple scattered coda wave excitation based on the energy conservation law. *Phys. Earth Planet. Int.* 67, 123-136.
- Hoshiaba, M., (1994). Simulation of coda wave envelope in depth dependent scattering and absorption structure. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2853-2856.
- Hoshiaba, M., (1997). Seismic coda wave envelope in depth-dependent S wave velocity structure. *Phys. Earth Planet. Int.*, 104, 15-22.
- Hoshiaba, M., A. Rietbrock, F. Scherbaum, H. Nakahara and C. Haberland, (2001). Scattering attenuation and intrinsic absorption using uniform and depth dependent model - Application to full seismogram envelope recorded in Northern Chile. *J. Seism.*, 5, 157-179.
- Hough, S.E. and J.G. Anderson, (1988). High-frequency spectra observed at Anza, California: implications for Q structure. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1739-1758.
- Hough, S.E., J.G. Anderson, J. Brune, F. Vernon III, J. Berger, J. Flechter, L. Haar, T. Hanks and L. Baker, (1988). Attenuation near Anza, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 672-691.
- Humphreys, E. and R. Clayton, (1988). Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems. *J. Geophys. Res.*, 93, 1073-1085.
- Ibáñez, J. M., E. Del Pezzo, F. De Miguel, M. Herráiz, G. Alguacil and J. Morales, (1990). Depth-dependent seismic attenuation in the Granada zone (Southern Spain). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1232-1244.
- Ibáñez, J.M., (1991). Atenuación de ondas coda y Lg en el Sur de España y de Italia a partir de sismogramas digitales. Tesis doctoral. Departamento de Física Teórica y del Cosmos. Instituto Andaluz de Geofísica y P.D.S. Universidad de Granada.

- Ibáñez, J.M., F. De Miguel, G. Alguacil, J. Morales, F. Vidal, E. Del Pezzo and A.M. Posadas (1991a). Análisis de Q coda en las Béticas Centrales con datos digitales. *Rev. de Geofísica*, 47, 59-74.
- Ibáñez, J.M., J. Morales, F. De Miguel, F. Vidal, G. Alguacil and A.M. Posadas, (1991b). Effect of a sedimentary basin on estimations of Q_c and Q_{Lg} . *Phys. Earth Planet. Int.*, 66, 244-252.
- Ibáñez, J. M., E. Del Pezzo, J. Morales, M. Martini, D. Patane, F. De Miguel, F. Vidal, (1993). Estimates of coda-Q using a non-linear regression. *J. Phys. Earth*, 41, 203-219.
- Ibáñez, J.M., J. Morales, G. Alguacil, J. Almendros, R. Ortiz and E. Del Pezzo, (1997). Intermediate focus earthquakes under South Shetland Islands (Antarctica), *Geophysical Research Letters*, 24, 531-534.
- Ibáñez, J.M. and E. Del Pezzo, (1999). Seismic survey of Deception Island December 1999-March 2000. *Vesuvius Observatory Open File Report*, 4.
- Ibáñez, J. M., E. Del Pezzo, J. Almendros, M. La Rocca, G. Alguacil, R. Ortiz and A. Garcia, (2000). Seismovolcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: wavefield analysis and source modeling, *J. Geophys. Res.* 105, 13,905-13,931.
- Ibáñez, J.M., J. Almendros, E. Carmona, C. Martínez-Arévalo and M. Abril, (2003a). The recent seismo-volcanic activity at Deception Island volcano. *Deep-Sea Res. II*, 50, 1611-1629.
- Ibáñez, J.M., E. Carmona, J. Almendros, G. Saccorotti, E. Del Pezzo, M. Abril and R. Ortiz, (2003b). The 1998-1999 seismic series at Deception Island volcano, Antarctica, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 128, 65-88.
- Ito H., J. DeVilbiss and A. Nur, (1979). Compresional and shear waves in saturated rock during water-steam transition. *J. Geophys. Res.*, 84, 4731-4735.
- Jackson, D. and M. Matsuura, (1985). A Bayesian approach to non-linear inversion. *J. Geophys. Res.*, 90, 581-591.
- Janik, T., (1997). Seismic crustal structure of the Bransfield Strait, West Antarctica, *Polish Polar Research*, 18 (3-4), 171-225.
- Jin, A. and K. Aki, (1988). Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 741-769.
- Johnston, D.H., M.N. Toksoz and A. Timur, (1979). Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms, *Geophysics*, 44, 691-711.
- Jongmans, D., (1991). Near-source pulse propagation: application to Q-determination. *Geophysical Prospecting*, 39, 943-952.

- Julián, B.R., y D. Gubbins, (1977). Three-dimensional seismic ray tracing. *J. Geophys.*, 43, 95-113.
- Julián, B.R., (1994). Volcanic tremor: Nonlinear excitation by fluid flow. *J. Geophys. Res.*, 99, 11859-11877.
- Jurkevics, A., (1988). Polarization analysis of three-component array data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 1725-1743.
- Kampfmann, W., and H. Berckhemer, (1985). High temperature experiments on the elastic and anelastic behaviour of magmatic rocks. *Phys. Earth Planet. Int.*, 40, 223-247.
- Karato, S. and H.A. Spetzler, (1990). Defect microdynamics in minerals and solid-state mechanisms of seismic wave attenuation and velocity dispersion in the mantle. *Rev. Geophys.*, 28, 399-421.
- Kim, Y., H.-S. Kim, R.D. Larter, A. Camerlenghi, L.A.P. Gamboa and S. Rudowski, (1996). Tectonic deformation in the upper crust and sediments at the South Shetland Trench. In: A.K. Cooper, P.F. Barker, and G. Brancolini (Eds.), *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*. Antarct. Res. Series 68, American Geophysical Union, Washington, DC, 157-166.
- Kjartansson, E., (1979). Constant Q-wave propagation and attenuation. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4737-4748.
- Kopnichev, Y.F., (1977). The role of multiple scattering in the formation of a seismogram's tail. (English Trans.). *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Zemli.*, 134, 394-398.
- La Delfa, S., G. Patanè, R. Clocchiatti, J.-L. Joron and J.-C. Tanguy, (2001). Activity of Mount Etna preceding the February 1999 fissure eruption: inferred mechanism from seismological and geochemical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 105, 121-139.
- Lahr, J.C., (1989). HYPOELLIPSE/VERSION 2.0: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern. *U. S. Geol. Sur., Open-file 89-116*, 81 pp.
- Laigle, M., A. Hirn, M. Sapin, J.C. Lepine, J. Díaz, J. Gallart and R. Nicolich, (2000). Mount Etna dense array local earthquake P and S tomography and implications for volcanic plumbing. *J. Geophys. Res.*, 105(B9), 21.633-21.646.
- Lanzafame, G., M. Neri, M. Coltelli, L. Lodato and D. Rust, (1997). North-south compression in the Mt. Etna region (Sicily): spatial and temporal distribution. *Acta Vulcanol.*, 9, 121-133.

- La Rocca, M., S. Petrosino, G. Saccorotti, M. Simini, J.M. Ibáñez, J. Almendros, and E. Del Pezzo (2000). Location of the source and shallow velocity model deduced from the explosion quakes recorded by two seismic antennas at Stromboli Volcano. *Phys. Chem. Earth*, 25, 731-735.
- Lawver, L.A., R.A. Keller, M.R. Fisk and J.A. Strelin, (1995). Bransfield Strait, Antarctic Peninsula: Active extension behind a dead arc, in *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*, edited by B. Taylor, pp. 315-342, Plenum Press, New York.
- Lawver, L.A., B.J. Sloan, D.H.N. Barker, M. Ghidella, R.P. Von Herzen, R.A. Keller, G.P. Klinkhammer and C.S. Chin, (1996). Distributed, active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from multibeam bathymetry, *GSA Today*, 13, 2-6.
- Lee, D.K., Y.D. Kim, S.H. Nam and Y.K. Jin, (1998). Local seismic activity monitored at King Sejong Station, Antarctica, *Polar Geoscience*, 11, 76-89.
- Lee W.H.K., R.E. Bennett and K.L. Meagher, (1972). A method of estimating magnitude of local earthquake from signal duration. Open file report, 28 pp., Nat. Center for Earthquake Res., U.S. Geol. Surv. Menlo Park, Calif.
- Lee, W.H., and S.W. Stewart, (1981). Principles and application of microearthquakes networks. Academic Press. Inc. Londres, pp. 293.
- Lentini, F., (1982). The geology of Mt. Etna basement. In: Romano, R. (Ed.), *Mount Etna Volcano. Mem. Soc. Geol. It.*, 23, 7-25.
- Liu, H.P., D.L. Anderson and H. Kanamori, (1976). Velocity dispersion due to anelasticity: implications for seismology and mantle composition. *Geophys. J. R. Astr. Soc*, 47, 41-58.
- Liu, H.P., (1988). Effect of source spectrum on seismic attenuation measurements using the pulse-broadening method. *Geophysics*, 53, 1520-1526.
- Liu Z., M. E. Wuenschel and R. B. Herrmann, (1994). Attenuation of body waves in the central New Madrid seismic zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 4, 1112-1122.
- Loddo, M., D. Patella, R. Quarto, G. Ruina, A. Tramacere and G. Zito, (1989). Application of gravity and deep dipole geoelectrics in the volcanic area of Mt. Etna (Sicily). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 39, 17-39.
- Lo Giudice, E. and R. Rasà, (1986). The role of the NNW structural trend in the recent geodynamic evolution of North-Eastern Sicily and its volcanic implications in the Etnean area. *J. Geodynamics*, 25, 309-330.
- Lorca, E., (1976). Deception Island: Seismic activity prior to the eruption of 1967, in *Proceedings of the symposium on Andean and Antarctic volcanology problems*, edited by O. González-Ferrán, pp. 632-645, Int. Assoc. Volcanol. and Chem. Earth's Int., Rome.

- Lundquist, G.M. and V.F. Cormier, (1980). Constraints on the absorption band model of Q. *J. Geophys. Res.*, 85, 5244-5265.
- Madariaga, R., (1977). High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquakes faulting. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 51, 625-652.
- Malin, P.E., J.A. Waller, R.D. Borchardt, E. Cranswick, E.G. Jensen y J. Van Schaack, (1988). Vertical seismic profiling of Oroville microearthquakes: velocity spectra and particle motion as a function of depth. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 170-182.
- Martí, J. and A. Baraldo, (1990). Pre-caldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands), *Antarctic Science*, 2 (3), 345-352.
- Martí, J., J. Vila and J. Rey, (1996). Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica): an example of a volcanic caldera developed by extensional tectonics, in *Volcanic Instability on the Earth and Other Planets*, edited by W.J. McGuire, A.P. Jones, and J. Neuberg, pp. 253-265.
- Matsumoto S. and A. Hasegawa, (1991). Estimation of relative site effect, coda Q and scattering strength from the records obtained by a large airgun experiment, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 67, 95-103.
- Mavko, G.M., (1980). Velocity and attenuation in partially molten rocks. *J. Geophys. Res.*, 85, 5173-5189.
- Mayeda, K., S. Koyanagi, M. Hoshiya, K. Aki and Y. Zeng, (1992). A comparative study of scattering, intrinsic, and coda Q-1 for Hawaii, Long Valley, and Central California between 1.5 and 15.0 Hz. *J. Geophys. Res.*, 97, 6643-6659.
- Menke, W., (1989). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Rev. ed. Academic Press, San Diego.
- Michelini, A. and T.V. McEvelly, (1991) Seismological studies at Parkfield, I., Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic b-splines parameterization, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 524-552.
- Miyatake, T., (1987). On the travel time calculation by using approximate ray tracing in a laterally heterogeneous velocity structure. *J. Seismol. Soc. of Japan*, 40, 99-110.
- Modiano, T. and D. Hatzfeld, (1982). Experimental study of the spectral content for shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1739-1758.
- Monaco, C., P. Tapponnier, L. Tortorici and P.Y. Gillot, (1997). Late quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal fault and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily). *Earth Planet. Sci. Lett.* 147, 125-139.

- Moos, D., and M.D. Zoback, (1983). In situ studies of velocity in fractured crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, 88, 2345-2358.
- Morelli, C., (1970). Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 12, 275-305.
- Moser, T., (1991). Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics* 56, 59-67.
- Murase T. and A.R. McBirney, (1973). Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3563-3592.
- Murru, M., C. Montuori, M. Wyss and E. Privitera, (1999). The locations of magma chambers at Mt. Etna, Italy, mapped by b values. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2553-2556.
- Nakamura, Y., G.V. Latham, M. Ewing and J. Dorman, (1970). Lunar seismic energy transmissions (abstract). *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 51: 776.
- Newhall, C.G. and D. Dzurisin, (1988). Historical unrest at large calderas of the world, *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1855.
- Nur, A., J.D. Walls, K. Winkler and J. De Vilbiss, (1980). Effects of fluid saturation on waves in porous rock and relations to hydraulic permeability. *SPE journal*, 450-458.
- O'Connell, R.J. and B. Budiansky, (1974). Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, 79, 5412-5426.
- O'Connell, R.J., and B. Budiansky, (1977). Viscoelastic properties fluid-saturated cracked solids, *J. Geophys. Res.*, 82, 5719-5735.
- O'Connell, R.J. and B. Budiansky, (1991). Progressive inversion for hypocenters and P wave and S wave velocity structure: Application to The Geysers, California, geothermal field. *J. Geophys. Res.*, 96, 6223-6236.
- O'Neill M.E. and J.H. Healy, (1973). Determination of source parameters of small earthquakes from P-wave rise time. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 599-614.
- Ortiz, R., J. Vila, A. Garcia, J. González-Camacho, J.L. Diez-Gil, A. Aparicio, R. Soto, J.G. Viramonte, C. Risso and I. Petrinovic, (1992). Geophysical features of Deception Island, in *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, pp. 143-152, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- Ortiz, R., A. García, A. Aparicio, I. Blanco, A. Felpeto, R. Del Rey, M. Villegas, J.M. Ibáñez, J. Morales, E. Del Pezzo, J.C Olmedillas, M. Astiz, J. Vila, M. Ramos, J.G. Viramonte, C. Risso and A. Caselli, (1997). 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 Publication, Siena, pp. 1071-1076.

- Ohtake, M., (1987). Temporal change of Q_p^{-1} in focal area of 1984 western Nagano, Japan, earthquake as derived from pulse width analysis. *J. Geophys. Res.*, 92, 4846-4852.
- Paige, C. and M. Saunders, (1982). LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *Association of Computational Mechanics Transactions and Mathematical Software*, 8, 43-71.
- Patanè, D., E. Privitera, F. Ferrucci and S. Gresta, (1994a). Seismic activity leading to the 1991-93 eruption of Mt. Etna and its tectonic implications. *Acta Vulcanol.*, 4, 47-56.
- Patanè, D., F. Ferrucci, and S. Gresta, (1994b). Spectral features of microearthquakes in volcanic areas: attenuation in the crust and amplitude response of the site at Mt. Etna, Italy. *Bull Seism. Soc. Am.*, 84, 1842-1860.
- Patanè, D., F. Ferrucci, E. Giampiccolo, and L. Scaramuzzino, (1997). Source scaling of microearthquakes at Mt. Etna volcano and in the Calabrian arc (southern Italy). *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1879-1882.
- Patanè, D. and E. Privitera, (2001). Seismicity related to 1989 and 1991-93 Mt. Etna (Italy) eruptions: kinematics constraints by fault plane solution analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 109, 77-98.
- Patanè, D., C. Chiarabba, O. Cocina, P. De Gori, M. Moretti and E. Boschi, (2002). Tomographic images and 3D earthquake locations of the seismic swarm preceding the 2001 Mt. Etna eruption: Evidence for a dyke intrusion. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 101029/2001 GLO14391.
- Pavlis, G., and J. Booker, (1980). The mixed discrete continuous inverse problem: Application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure. *J. Geophys. Res.*, 85, 4801-4810.
- Pelayo, A.M. and D.A. Wiens, (1989). Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region, *Journal of Geophysical Research*, 94 (B6), 7293-7320.
- Phillips, W.S. and K. Aki, (1986). Site amplifications of coda waves from local earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 53, 1-48.
- Podvin, P. and I. Lecomte, (1991). Finite-difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. Int.*, 105, 271-284.
- Prieto, M.J., M. Canals, G. Ercilla and M. de Batist, (1998). Structure and geodynamic evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data, *Marine Geology*, 149, 17-38.

- Ramos, M., Ortíz, R., Díez-Gil, J.L. and Viramonte, J.G., (1990). Anomalías térmicas balance de flujo energético sobre el suelo del volcán Decepción, Isla Decepción (Shetland del Sur). In: *Actas del Tercer Symposium Español de Estudios Antárticos*, ed. J. Catellví, 203-219, Madrid, CICYT.
- Rautian, T.G. and V.I. Khalturin, (1978). The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 923-948.
- Reiter, L. and M.E. Monfort, (1977). Variations in initial pulse width as a function of anelastic properties and surface geology in central California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1319-1338.
- Rey, J., L. Somoza and J. Martínez-Frías, (1995). Tectonic, volcanic, and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica). *Geo-Marine Letters*, 15, 1-8.
- Rey, J., L. Somoza, J. Martínez-Frías, R. Benito and S. Martín-Alfageme, (1997). Deception Island (Antarctica): a new target for exploration of Fe-Mn mineralization?. *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*, edited by K. Nicholson, J.R. Hein, B. Buhn, and S. Dasgupta, 239-251.
- Reyners, M., D. Eberhart-Phillips and G. Stuart, (1999). A three-dimensional image of shallow subduction: crustal structure of the Raukumara Peninsula, New Zealand. *Geophys. J. Int.*, 137, 873-890.
- Ricker, N., (1953). The form and laws of propagation of seismic wavelets. *Geophysics*, 18, 10-40.
- Rietbrock, A. and F. Scherbaum, (1994). The influence of the recording site on the combined inversion for source parameters and attenuation from Loma Prieta aftershocks. *EOS AGU*, 75, 460.
- Rietbrock, A., (1996). Entwicklung eines Programmsystems zur konsistenten Auswertung großer seismologischer Datensätze mit Anwendung auf die Untersuchung der Absorptionsstruktur der Loma-Prieta-Region Kalifornien. Ph.D. thesis, Ludwig-Maximilians-Univ. München, Munich, Germany.
- Rietbrock, A., (2001). P wave attenuation structure in the fault area of the 1995 Kobe earthquake. *J. Geophys. Res.*, 106, 4141-4154.
- Rittmann, A., (1973). Structure and evolution of Mount Etna. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A274, 5-16.
- Robertson, S.D., D.A. Wiens, L.M. Dorman, P.J. Shore and E. Vera, (2001). Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands region from a combined land-sea seismograph deployment, *EOS Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, 82 (47).
- Robinson, R., (1987). Temporal variations in coda duration of local earthquakes in the Wellington region, New Zealand. *Pageoph.*, 125, 579-596.

- Romano, R. (Ed.), (1982a). Mount Etna volcano. *Mem. Soc. Geol. It.* 23, 205.
- Romano, R., (1982b). Succession of the volcanic activity in the Etnean area, in: Romano R. (Ed.), *Mount Etna Volcano. Mem. Soc. Geol. It.*, 23, 28-48.
- Roobol, M.J., (1979). A model for the eruptive mechanism of Deception Island from 1820 to 1970, *British Antarctic Survey Bulletin*, 49, 137-156.
- Roobol, M.J., (1982). The volcanic hazard at Deception Island, South Shetland Islands, *British Antarctic Survey Bulletin*, 51, 237-245.
- Rymer, H., J.B. Murray, G.C. Brown, F. Ferrucci and W.J. McGuire, (1993). Mechanisms of magma eruption and emplacement at Mt. Etna between 1989 and 1992. *Nature*, 361, 439-441.
- Saccorotti, G., J. Almendros, E. Carmona, J. M. Ibáñez and E. Del Pezzo, (2001). Slowness Anomalies from two dense seismic arrays at Deception Island volcano, Antarctica. *Bull. Seism. Soc. Am*, 91, 561-571.
- Sadeghi, H., S. Suzuki and H. Takenaka, (1999). A two-point, three-dimensional seismic attenuation and velocity anomalies in the upper mantle. *Geophys. Res. Letters*, 27, 601-604.
- Sambridge, M.S. and B.L.N. Kennett, (1990). Boundary value ray tracing in a heterogeneous medium: a simple and versatile algorithm. *Geophys. J. Int.*, 94, 653-677.
- Sanders, C.O., P. Ho-Liu, D. Rinn and H. Kanamori, (1988). Anomalous shear wave attenuation in the shallow crust beneath the Coso volcanic region, California. *J. Geophys. Res.*, 93, 3.321-3.338.
- Sanders, C.O., (1993). Local earthquake tomography: Attenuation -- Theory and results, in *Seismic Tomography: Theory and Practice*, edited by H.M. Iyer and K. Hirahara, pp. 676-694, Chapman and Hall, New York.
- Sanders, C.O., S.C. Ponko, L.D. Nixon and E.A. Schwartz, (1995). Seismological evidence for magmatic and hydrothermal structure in Long Valley caldera from local earthquake attenuation and velocity tomography. *J. Geophys. Res.*, 100, 8311-8326.
- Sato H., (1977a). Energy propagation including scattering effects: single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, 25, 27-41.
- Sato H., (1977b). Single isotropic scattering model including wave conversions. Simple theoretical model of the short-period body wave propagation, *J. Phys. Earth*, 25, 163-176.

- Sato, H., (1978). Mean free path of S-waves under the Kanto district of Japan. *J. Phys. Earth*, 26, 185-198.
- Sato, H., (1986). Temporal change in attenuation intensity before and after the eastern Yamanashi earthquake of 1983 in central Japan. *J. Geophys. Res.*, 91, 2049-2061.
- Sato, H., I. Selwyn Sacks, T. Murase, G. Muncill and H. Fukuyama, (1989). Q_p -melting temperature relation in peridotite at high pressure and temperature: attenuation mechanism and implications for the mechanical properties of the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 94, 10647-10661.
- Sato, H., M.C. Fehler, (1998). Seismic wave propagation and scattering in heterogeneous Earth. Springer Verlag, New York, 122.
- Savage, J. C., (1966). Attenuation of elastic waves by cracks. *J. Geophys. Res.*, 70, 3935-3942.
- Scandone, P., (1979). Origin of the Tyrrhenian sea and Calabrian arc. *Boll. Geol. Ital.*, 98, 27-34.
- Scandone, P., (1982). Geology of the Calabrian arc. In: Mantovani, E. R. Sartori (Eds.), Structure, evolution and present dynamics of the Calabrian arc. *Earth Evol. Sci.*, 3, 172-180.
- Scarpa R., G. Patanè and G. Lombardo, (1983). Space-time evolution of seismic activity at Mount Etna during 1974-1982. *Ann. Geophysicae*, 1, 451-462.
- Scherbaum, F., (1990). Combined inversion for the three-dimensional Q structure and source parameters using microearthquake spectra, *J. Geophys. Res.*, 95, 12,423-12,438.
- Schurr, B., G. Asch, A. Rietbrock, Ch. Haberland, (2003). Generation and transport of fluids and melts in the central Andean subduction zone, *EPSL*, 215, 105-119.
- Serrano, I., J. Morales, D. Zhao, F. Torcal and F. Vidal, (1998). P-wave tomographic images in the central Betics-Alboran Sea (South Spain) using local earthquakes: Contribution for a Continental Collision. *Geophys. Res. Letters*, 25, 4031-4034.
- Serrano, I., D. Zhao, J. Morales and F. Torcal, (2003). Seismic tomography from local crustal earthquakes beneath eastern Rif Mountains of Morocco. *Tectonophysics*, 367, 187-201.
- Shang, T. and L. Gao, (1988). Transportation theory of multiple scattering and its application to seismic coda waves of impulsive source. *Scientia Sinica (series B, China)*, 31, 1503-1514.

- Sharp, A.D.L., P.M. Davis and F. Gray, (1980). A low velocity zone beneath Mt. Etna and magma storage. *Nature*, 287, 587-591.
- Singh, S. and R.B. Hermann, (1983). Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *J. Geophys. Res.*, 88, 527-538.
- Skinner B.J and S.C Porter, (2000). *The dynamic Earth. An introduction to physical geology.* Fourth Edition. John Wiley and Sons, Inc.
- Smellie, J.L., (1988). Recent observations on the volcanic history of Deception Island, South Shetland Islands, *British Antarctic Survey Bulletin*, 81, 83-85.
- Smellie, J.L., (1990). Deception Island, in *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*, edited by W.E. LeMasurier, and J.W. Thomson, pp. 316-321, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 316-321.
- Soloviev, S.L., (1965). Seismicity of Sakhalin. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 95-102, 1965.
- Steck, L., (1995). Simulated annealing inversion of teleseismic P-wave slowness and azimuth for crustal velocity structure at Long Valley caldera. *Geophys. Res. Letters*, 22, 497-500.
- Spetzler, H. and D.L. Anderson, (1968). The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system. *J. Geophys. Res.*, 73, 6051.
- Spencer, C. and D. Gubbins, (1980). Travel time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 63, 95-116.
- Stacey, F.D., M.T. Gladwin, B. McKavanagh, A.T. Linde and L.M. Hastie, (1975). *Geophysical Surveys*, 2, 133-151.
- Tarantola, A. and B. Valette, (1982). Generalized non-linear inverse problems solved using the least-squares criterion. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, 219-232.
- Thurber, C.H. and W. Ellsworth, (1980). Rapid solution of ray tracing problems in heterogeneous media. *Bull. Seism. Soc. Am*, 70, 1137-1148.
- Thurber, C.H., (1981). Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area, central California. Ph.D. thesis, Mass. Inst. of Technol. Cambridge.
- Thurber, C.H., (1983). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *J. Geophys. Res.*, 88, 8.226-8.236.
- Thurber, C.H., (1986). Analysis methods for kinematic data from local earthquakes. *Rev. Geophys.*, 24, 793-805.

- Thurber, C.H., (1993). Local earthquake tomography: Velocities and V_p/V_s -Theory, in *Seismic Tomography: Theory and Practice*, edited by H.M. Iyer and K. Hirahara, pp.563-583, Chapman and Hall, New York.
- Tipler, P.A., (1999). *Física*, Ed. Reverté.
- Toomey, D.R. and G.R. Foulger, (1989). Application of tomographic inversion to local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland, *J. Geophys. Res.*, 94, 17497-17510.
- Tsujiura, M., (1978). Spectral analysis of coda waves from local earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 53, 1-48.
- Um, J. and C.H. Thurber, (1987). A fast algorithm for two-points seismic ray tracing. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 972-986.
- Vaišnys, J.R., (1968). Propagation of acoustic waves through a system undergoing phase transformations. *J. Geophys. Res.*, 73, 7675.
- Vidale, J., (1988). Finite-difference travelttime calculation. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 2062-2076.
- Vidale, J., (1990). Finite-difference calculation of travel-time in three dimensions. *Geophys.*, 55, 521-526.
- Vila, J., J. Marti, R. Ortiz, A. Garcia and A.M. Correig, (1992). Volcanic tremors at Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 1-4.
- Vila, J., A.M. Correig and J. Martí, (1995). Attenuation and source parameters at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica), *Pure and Applied Geophysics*, 144 (2), 229-250.
- Villaseñor, A., H.M. Benz, L. Filippi, G. De Luca, R. Scarpa, G. Patanè and S. Vinciguerra, (1998). Three-dimensional P-wave velocity structure of Mt. Etna, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1975-1978.
- Wachtman, J.B., (1963). Mechanical and electrical relaxation in ThO_2 containing CaO. *J. Res. NBS*, 69A(5), 457.
- Walsh, J. B., (1966). Seismic wave attenuation in rock due to friction. *J. Geophys. Res.*, 71, 2591-2599.
- Walsh, J. B., (1968). Attenuation in partially melted material. *J. Geophys. Res.*, 73, 2209.
- Walsh, J. B., (1969). A new analysis of attenuation in partially melted rock. *J. Geophys. Res.*, 71, 4333.

- Wennerberg, L., (1993). Multiple-scattering interpretation of coda-Q measurements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 279-290.
- Wesley, J.P., (1965). Diffusion of seismic energy in the near range. *J. Geophys. Res.*, 70, 5099-5106.
- Winkler, K. and A. Nur, (1979). Pore fluids and seismic attenuation in rocks. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 1-4.
- Wu, R.S., (1984). Seismic wave scattering and the small scale inhomogeneities in the lithosphere. Ph. D. Thesis Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
- Wu, R.S., (1985). Multiple scattering and energy transfer of seismic waves -separation of scattering effect from intrinsic attenuation - I. Theoretical modeling, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 82, 57-80.
- Wu, R.S. and K. Aki, (1988). Seismic wave scattering in three-dimensionally heterogeneous Earth. *Pure Appl. Geophys.*, 128, 1-6.
- Wu, H., J.M. Lees, (1996). Attenuation of Coso geothermal area, California, from waves pulse width. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1574-1590.
- Yoshimoto, K., H. Sato and M. Ohtake, (1993). Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method. *Geophys. J. Int.*, 114, 165-174.
- Yoshimoto, K., H. Sato, H. Ito, T. Ohminato and M. Ohtake, (1994). Attenuation of high-frequency P and S waves in shallow crustal rocks obtained from the extended coda normalization method. IASPEI Abstracts of 27th General Assembly S1.1, Wellington.
- Zener, C., (1948). *Elasticity and Anelasticity of Metals*. University of Chicago Press, Chicago, Illinois.
- Zeng, Y., (1991). Compact solutions for multiple scattered wave energy in time domain. 1. Theory, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81 1022-1029.
- Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa, (1990). 3-D seismic velocity structure of the crust and uppermost mantle in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics* 181, 135-149.
- Zhao, D., (1991). A tomographic study of seismic velocity structure of the Japan Islands. Ph.D. Thesis, Tohoku University, Sendai, Japan.
- Zhao, D., A. Hasegawa and S. Horiuchi, (1992). Tomographic imaging of the Alaska subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 100, 6487-6504.

- Zinke, J.C. and M.D. Zoback, (2000). Structure-related and stress-induced shear-wave velocity anisotropy: observations from microearthquakes near the Calaveras fault in Central California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1305-1312.
- Zucca, J.J. and J.R. Evans, (1992). Active high-resolution compressional-wave attenuation tomography at Newberry Volcano, central Cascade Range. *J. Geophys. Res.*, 97, 11047-11055.
- Zucca, J.J., L.J. Hutchings and P.W. Kasameyer, (1994). Seismic velocity and attenuation structure of the Geysers Geothermal Field, California. *Geothermics*, 23, 11-126.

