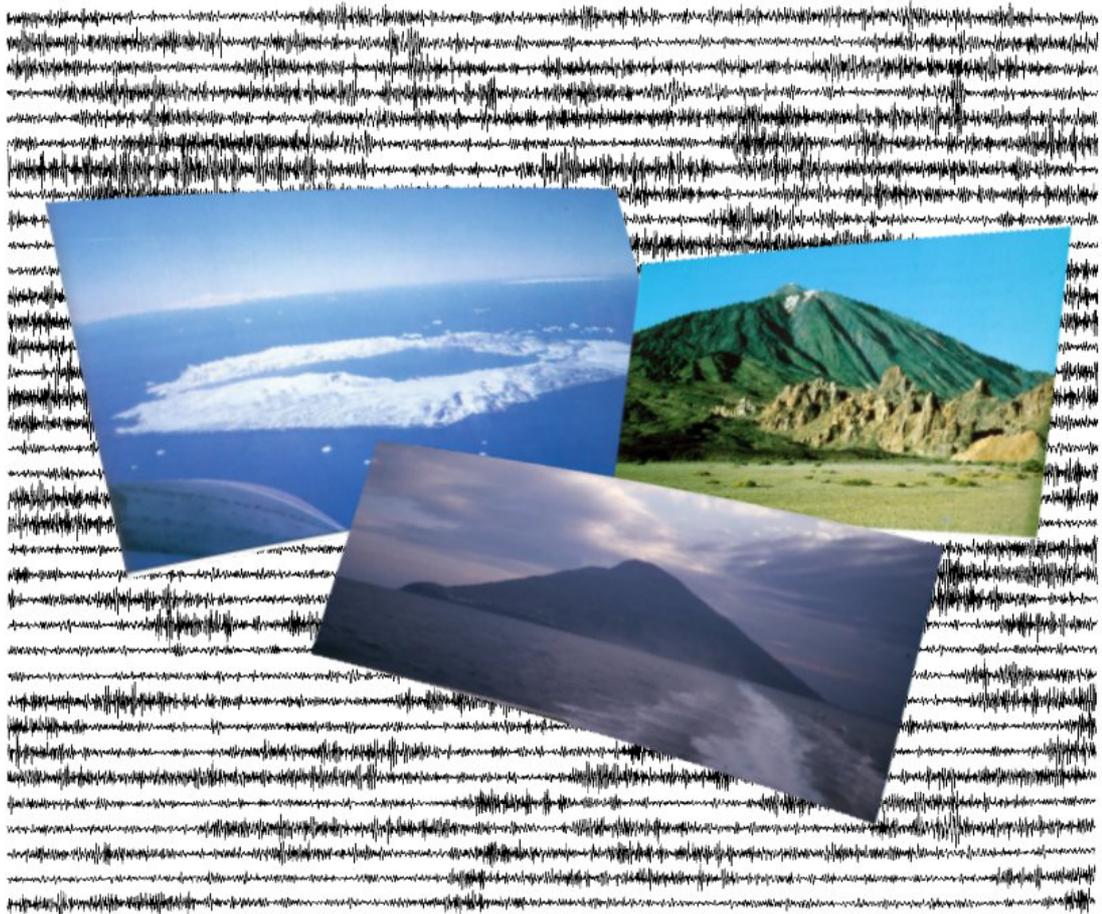


ANÁLISIS DE SEÑALES SISMO-VOLCÁNICAS MEDIANTE TÉCNICAS DE ARRAY



Francisco Javier Almendros González

Instituto Andaluz de Geofísica
Universidad de Granada



Tesis presentada en el Departamento de Física Teórica y del Cosmos de la Universidad de Granada para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Doctorando: **Francisco Javier Almendros González**

Directores: **Jesús M. Ibáñez Godoy**
Gerardo Alguacil de la Blanca

Fecha de presentación: **22 de enero de 1999**

Agradecimientos

Mañana entregaré esta tesis. ¿Qué mejor momento para mirar atrás? Quiero acordarme de todos porque a todos os quiero dar las gracias, cierro los ojos, os veo, es como si todo sucediera otra vez, no ha pasado el tiempo. Llego al observatorio y hablo con Jesús, y con Gerardo. Sonríen. Somos cuatro años más jóvenes. A veces hay mucha gente, a veces no hay nadie. Viene Inma y me cuenta cosas, la mitad no las entiendo, pero son alegres y cariñosas, y evitan que abandone antes de empezar. Todavía no sé que Jordi y Fede son el mismo, ni que en la cúpula me espera un amigo llamado Mauricio.

Bea ha sido mi compañera todo este tiempo. También mis padres han estado conmigo, a ellos les quiero dedicar mi esfuerzo. Y a mis hermanos que son mis amigos. Y a mis amigos de toda la vida, que aunque no los vea mucho siempre los tengo presentes. A Bully y Fernando, los viejos rockeros, a Alejandro, Alex y Amez. A Manolo y Alberto, todavía sobrevivimos. A Mónica, la viajera del círculo polar. A Carmen, por hacer más chulo el mundo y por estar siempre, a pesar de todo, siempre conmigo. A Consuelo, la de ideas enrevesadas. A la gente de Madrid. A Mai, que vaga por toda Andalucía. Al Shoto. A mi amiga francesa. A todos los demás.

Los marineros nos dan ánimos y cubatas para el mareo. Me he dejado el corazón en una isla. Somos hermanos, Rafa y yo, Edu, Josa. Luego vienen más y buenos, hacemos una errebeá. Nunca seremos como ellos. Seremos nativos en Decepción, *paesanos* en Ginostra. A todos los cantantes y artistas de la bucle blues band. A los que les tira más Serrat. A Paco, con quien he ido a muchos sitios. A Nilda, que casi sin conocernos nos dejó su casa. A Alberto y los demás de la base argentina. A Aurora, que me hace volar.

A todos los participantes en las campañas del Teide, Decepción y Stromboli. Al personal del Ejército de Tierra de la base Gabriel de Castilla. A Jaime. A Miguel y a Enrique, que me prestaron el hombro para dormir y siempre han sido buenos compañeros. A Olga, que me subía el pan para que no muriera de inanición en el intento de ser doctor.

Quiero agradecerle a Edoardo el haber tenido la oportunidad de trabajar con él todo este tiempo, casi desde el principio. Gracias también a Mario, y a toda la gente de Salerno. A Gilberto Saccorotti y a Bernard Chouet, por sus sugerencias y consejos. A Kagawa-san, que me dedicó su tiempo cuando casi no

sabía ni leer. Al grupo de volcanología del Museo, pionero en tantas cosas. A Manolo Berrocoso, que fue una ayuda inestimable, y a Antonio Pazos.

A Bob Crosson, por invitarme el día de acción de gracias, y a su familia. A Ruth Ludwin, Steve Malone, George, Gia, y todos los miembros del Programa de Geofísica de la Universidad de Washington. A William Wilcock, que me recogió en la calle, y a Steve Archer. A Dan y Dominique, que me hicieron sentir como en casa. Gracias a ellos pude vivir experiencias maravillosas que nunca olvidaré. A Nuria, a Marselou, a todos mis amigos de Seattle. A Chantel, la de labios dulces, por enseñarme lo bueno de su país.

El ministerio me concedió una beca. No sé si en ese sitio hay alguien o no hay nadie, pero se lo agradezco lo mismo. A los proyectos e instituciones que me han ido subvencionando los trabajos.

A la gente del Instituto Andaluz de Geofísica. A fuerza de tiempo, nos hemos ido conociendo. Gracias a Peña y a Antonio por intentar que los ordenadores no se hagan los tiranos. A Enrique, que me ha solucionado muchas cosas. A Pepe, a Encarni, a Merche, Benito, Antonio, Esquivel. A Flor y María y la otra María que bailaba descalza. A todos los demás, a todos los que estáis ahí abajo en esa foto. A los que últimamente me habéis intentado echar una mano.

Se está haciendo de día. A esos muchos que, como siempre, seguro que se me olvidan, y no es que quiera yo olvidarlos, no, pero se está haciendo de día.

A todos, muchas gracias.



Esta tesis doctoral ha sido parcialmente financiada por los siguientes proyectos de investigación:

- European Laboratory Volcanoes: Teide. Definition of the fine structures and the plumbing system aimed at eruption prediction, hazard assesment and eruptive mechanism understanding, Programa EVOP, EV5V-CT93-0283, C.E.E.
- Investigación en geofísica básica en la Base Antártica Española Juan Carlos I: sismología y geodinámica en las Shetland del Sur, CICYT, ANT94-0854-C02-02.
- Volcanismo, sismicidad, magnetismo y geodinámica de las Shetland del Sur: Estaciones sísmicas en la BAE (Livingston), CICYT, ANT95-0994-C03-02.
- Modello di velocità e di attenuazione al vulcano Stromboli, 1997, CNR-GNV 96.00856.PF62, Italia.
- Sismicidad volcánica, local y regional del área de las Shetland del Sur y Estrecho de Bransfield (Antártida), ANT98-1111.
- Grupo de investigación en Geofísica de la Junta de Andalucía RNM-104.

Las estancias en otros centros de investigación han sido parcialmente financiadas además por:

- Programa de ayudas para estancias breves en el extranjero para becarios FPI.
- Programa de Geofísica y Escuela de Oceanografía de la Universidad de Washington (Seattle, USA).
- Departamento de Física de la Universidad de Salerno (Italia).

Esta tesis ha sido realizada durante el disfrute de una beca FPI (referencia AP94-24261703) en el Instituto Andaluz de Geofísica de la Universidad de Granada.

De qué va esto

Esta tesis trata de la aplicación de técnicas de *array* a una serie de datos sísmicos procedentes de tres volcanes: Teide (Islas Canarias, España), Stromboli (Islas Eolias, Italia) y Decepción (Islas Shetland del Sur, Antártida).

He dividido el trabajo en dos partes. La primera es una introducción al tema. El Capítulo I describe los *arrays* sísmicos desde un punto de vista amplio: qué son, para qué sirven. El Capítulo II presenta la sismología en general, y los *arrays* sísmicos en particular, como herramienta especialmente adecuada para el estudio de los volcanes. En el Capítulo III se hace una exposición del fundamento matemático de los métodos más utilizados para la localización de señales sísmicas mediante un *array*. Se comparan las prestaciones de unos y otros, enfocadas a su aplicación, mediante *arrays* de pequeña apertura, en sismología volcánica. Se selecciona como método de trabajo el cálculo de la correlación cruzada promedio (CCP). Finalmente, el Capítulo IV describe el *array* sísmico que hemos utilizado y cómo se ha desarrollado el trabajo de campo en las campañas realizadas en cada uno de los volcanes.

La segunda parte contiene tres capítulos, en los que se analizan los datos procedentes de las campañas del Teide (Capítulo V), Stromboli (Capítulo VI) y Decepción (Capítulo VII). En ellos se describe toda una fauna de terremotos volcánicos, desde los microterremotos del Teide, o las explosiones de Stromboli, hasta la increíble diversidad de eventos sísmicos registrados en la isla Decepción.

Mediante las técnicas de *array*, hemos analizado un buen número de ellos, obteniendo la velocidad aparente y el azimut de procedencia de los paquetes de onda bien correlacionados. A partir de estos resultados, hemos aplicado métodos indirectos para obtener la distancia de la fuente. Además del trazado inverso del rayo, se han utilizado dos métodos novedosos para la estimación de la distancia: la localización conjunta y el mé-

todo del frente circular. Ambos han demostrado ser especialmente adecuados para el análisis de la sismicidad volcánica.

El método de la localización conjunta requiere el empleo simultáneo de dos *arrays* sísmicos. Aunque también lo hemos aplicado para localizar los terremotos volcano-tectónicos del Teide, los resultados más espectaculares se han obtenido en Stromboli, donde el propio diseño del experimento iba ya encaminado a su aplicación.

El método del frente circular permite determinar la distancia a la fuente a partir de la evaluación de la curvatura de los frentes de onda. Es aplicable hasta distancias epicentrales del orden de varias veces la apertura del *array*. El desarrollo de este método, en cuya aplicación somos pioneros, ha corrido paralelo al análisis de los datos procedentes de la isla Decepción, donde la fuente sísmica resulta estar a una distancia del orden de un kilómetro de la zona del *array*.

A través de estos métodos, hemos podido delimitar las zonas activas en cada uno de los volcanes estudiados. En el Teide, principalmente dos, una en la costa, entre Tenerife y Gran Canaria, asociada a la tectónica regional, y otra localizada justamente al sur y al este del edificio volcánico. En Stromboli, se ha comprobado la validez de las técnicas localizando las explosiones, que se producen directamente bajo el cráter. En la isla Decepción, donde hemos hecho el estudio más profundo, se ha completado el análisis con estudios de polarización de ondas y algunos cálculos sobre un posible modelo de fuente. Las zonas activas parecen estar asociadas a sistemas de fracturas con actividad hidrotermal. Además, hemos obtenido evidencias experimentales de que el tremor volcánico registrado en la isla está constituido por la superposición en el tiempo de eventos más simples. De hecho, todos los eventos registrados pueden explicarse, al menos cualitativamente, utilizando un modelo común.

Finalmente, en el Capítulo VIII se exponen las conclusiones a las que nos ha llevado este trabajo y también algunas ideas hacia las que se podría encaminar la investigación en el futuro.

Indice

PRIMERA PARTE: INTRODUCCIÓN

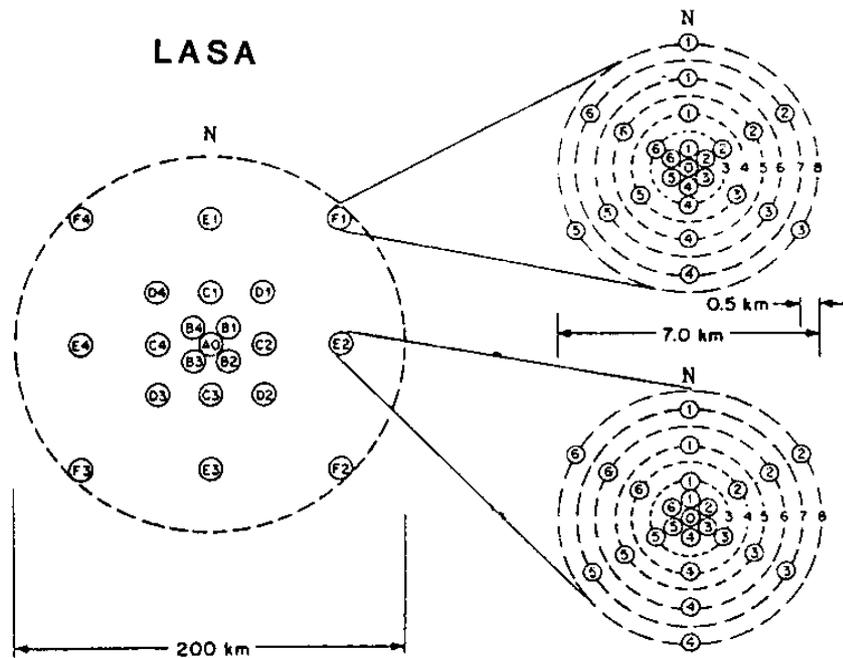
Capítulo I. Los <i>arrays</i> sísmicos	1
1. Introducción	3
2. Definición de <i>array</i> sísmico	6
3. Historia	8
4. Aplicaciones	10
4.1. <i>Detección y localización de eventos sísmicos</i>	11
4.2. <i>Estructura interna de la Tierra</i>	13
4.3. <i>Estudio de la coda</i>	14
4.4. <i>Microtemblores</i>	15
4.5. <i>Otras aplicaciones</i>	16
Capítulo II. Los <i>arrays</i> sísmicos y la sismología volcánica	19
1. Introducción	21
2. Eventos sísmicos de origen volcánico	23
2.1. <i>Terremotos volcano-tectónicos</i>	24
2.2. <i>Eventos de largo periodo</i>	25
2.3. <i>Eventos híbridos</i>	26
2.4. <i>Explosiones</i>	27
2.5. <i>Tremor</i>	27
3. Aplicaciones de los <i>arrays</i> sísmicos en sismología volcánica	28
3.1. <i>Qué se puede hacer con un array y un volcán</i>	28
3.2. <i>Ejemplos</i>	30
Capítulo III. Métodos de localización	35
1. Introducción	37
2. Planteamiento del problema	38
3. Localización de señales utilizando un <i>array</i> sísmico	42
3.1. <i>Determinación de los retrasos de la señal entre estaciones</i>	43
3.2. <i>Estimación óptima de la señal</i>	46
3.3. <i>Espectro frecuencia-número de onda</i>	52

3.4. <i>Determinación de la correlación cruzada promedio máxima</i>	59
3.5. <i>Clasificación múltiple de señales (MUSIC)</i>	63
4. Selección de un método de trabajo	70
4.1. <i>Test sintéticos</i>	71
4.2. <i>Señales reales</i>	75
4.3. <i>Estimación de la distancia</i>	76
4.4. <i>Conclusión: selección de un método</i>	78
5. Aplicación del método	79
5.1. <i>Procedimiento de análisis</i>	79
5.2. <i>Estimación del error</i>	80
Capítulo IV. Nuestro array	83
1. Introducción	85
2. Descripción del array	86
2.1. <i>Sensores</i>	87
2.2. <i>Preamplificador</i>	88
2.3. <i>Cableado</i>	89
2.4. <i>Sistema de adquisición de datos</i>	89
2.5. <i>Sincronización</i>	90
2.6. <i>Ordenador</i>	90
2.7. <i>Programa de detección</i>	
<i>y almacenamiento de los datos</i>	91
2.8. <i>Alimentación del equipo</i>	92
3. Instalación del array	92
3.1. <i>Elección del lugar y la configuración</i>	93
3.2. <i>Despliegue del array</i>	93
3.3. <i>Posicionamiento de las estaciones</i>	94
3.4. <i>Mantenimiento</i>	95
4. Campañas de array	96
4.1. <i>Teide</i>	96
4.2. <i>Stromboli</i>	98
4.3. <i>Decepción</i>	103

SEGUNDA PARTE: ANÁLISIS DE LOS DATOS

Capítulo V. Teide	113
1. Introducción	115
2. Diseño del experimento	119
3. Descripción de los datos y análisis espectral	120
4. Localización	124
4.1. Localización con frente plano	124
4.2. Estimación de la distancia	133
5. Discusión	138
Capítulo VI. Stromboli	141
1. Introducción	143
2. Diseño del experimento	146
3. Descripción de los datos y análisis espectral	147
4. Localización	149
4.1. Localización con frente plano	149
4.2. Estimación de la distancia	155
5. Discusión	157
Capítulo VII. Decepción	159
1. Introducción	161
2. Diseño del experimento	169
3. Descripción de los datos y clasificación	171
4. Análisis espectral	173
4.1. Eventos simples	174
4.2. Tremor volcánico	175
5. Algunos periodos de actividad intensa	180
5.1. 5-7 de febrero de 1995: enjambre de eventos de largo periodo	181
5.2. Finales de diciembre de 1995: actividad sísmica moderada	182

5.3. 4 de enero de 1996:	
<i>tremores de baja frecuencia</i>	184
5.4. 19-22 de enero de 1996:	
<i>tremores espasmódicos</i>	186
5.5. 5-9 de febrero de 1996:	
<i>enjambre de eventos de largo periodo</i>	188
5.6. 22-23 de febrero de 1996:	
<i>actividad de largo periodo</i>	191
5.7. 2-4 de febrero de 1997:	
<i>eventos de largo periodo</i>	191
6. Localización	192
6.1. <i>Localización con frente plano</i>	192
6.2. <i>Estimación de la distancia</i>	216
7. Polarización. Tipos de ondas	225
8. Relación entre los eventos simples y el tremor	229
8.1. <i>Ejemplo: actividad del 19 al 22 de enero de 1996</i>	230
8.2. <i>Relación entre los eventos simples</i>	
<i>y otros tipos de tremor</i>	233
9. Discusión sobre la fuente	234
10. Cuantificación energética	239
11. Discusión general	242
12. Apéndice: tablas de localizaciones	243
Capítulo VIII. Conclusiones	255
1. Conclusiones de la tesis	257
1.1. <i>Teide</i>	258
1.2. <i>Stromboli</i>	259
1.3. <i>Decepción</i>	259
2. Trabajo futuro	261
Bibliografía	263
Programas	283



De AKI & RICHARDS, 1980.

Capítulo I. Los *arrays* sísmicos

... o qué es eso de un array sísmico y para qué sirve

1. Introducción

Desde la instalación de los primeros sismógrafos capaces de registrar el movimiento del suelo, la sismología se ha convertido en una herramienta muy potente para el conocimiento de nuestro planeta a diversas escalas, desde la estructura global o el movimiento de las placas tectónicas hasta la prospección de yacimientos mineros o arqueológicos.

La tarea fundamental que hay que completar, antes de estar en condiciones de dedicarnos al estudio de los terremotos, es la determinación de la posición de la fuente sísmica en el tiempo y en el espacio. Este proceso, conocido como localización del terremoto, requiere la instalación, en configuraciones adecuadas, de instrumentos sincronizados que registren el movimiento del suelo producido por la propagación de las ondas sísmicas.

Los terremotos más frecuentes y los mejor estudiados son los de origen tectónico. Se producen por un mecanismo de dislocación o fractura, generando ondas P y ondas S que se propagan a velocidades distintas a través del medio. Para su localización, se suelen utilizar redes sísmicas. Una red sísmica es un conjunto de sismómetros distribuidos de modo que se obtenga una cobertura azimutal de la región de interés lo más completa posible. El procedimiento de localización consiste, en primer lugar, en la determinación de los tiempos de llegada de las ondas P y S a las diferentes estaciones, es decir, la identificación de las fases sobre el sismograma. A continuación, se realiza una inversión en un modelo de velocidad predeterminado, con lo que se obtiene la posición del epicentro, su profundidad y la hora origen del terremoto. Esta tarea se lleva a cabo de manera rutinaria en la mayoría de las redes sísmicas, incluyendo la red mundial, y ha conducido a la obtención de resultados de gran impacto en el campo de la sismología. Sin embargo, las redes sísmicas tienen ciertas limitaciones. Para que un terremoto pueda ser localizado con precisión por una red, tiene que ocurrir en el interior de la zona cubierta por los sensores, y ser registrado en al menos cuatro de ellos con una relación señal-ruido lo suficientemente buena como para poder identificar las fases.

Pero... ¿y si no vemos las fases? Puede que, por distintas causas, la relación señal-ruido no sea buena. Puede que la magnitud del evento no sea lo suficientemente grande, o puede que la estación más cercana no esté lo suficientemente cerca. Pensemos por un momento en la red mundial. Si un terremoto de magnitud

relativamente elevada ocurre en mitad del océano, tal vez no pueda ser localizado, mientras que no habría problema incluso para un pequeño terremoto que ocurriera en una zona con alta densidad de estaciones. También podría darse el caso de que ocurrieran dos eventos a la vez, incluso varios eventos juntos. ¿Cómo podríamos localizarlos si no *vemos* las fases?

¿Y si no *hay* fases? Supongamos que las señales que deseamos estudiar no son terremotos tectónicos. En la naturaleza existen otros mecanismos de generación de terremotos, que no se pueden asimilar al modelo de doble par. Por ejemplo, tenemos los microtemblores inducidos por las variaciones de presión en el océano, o los tremores generados por resonancia de cavidades rellenas de fluido en el corazón de los volcanes. ¿Cómo podríamos localizarlos si no *hay* fases?

En esta tesis vamos a explorar una de las posibles soluciones al problema planteado, consistente en la agrupación de sensores sísmicos en agregados densos que se conocen como *arrays* sísmicos. Este hecho, en apariencia tan simple, supone un cambio de filosofía que permite la utilización de métodos de análisis completamente nuevos.

Desde el punto de vista de las técnicas que se aplican en una red sísmica, carece de sentido situar varios instrumentos en la misma zona. Tanto las coordenadas de las estaciones como los tiempos de llegada de las fases serán aproximadamente los mismos, y por lo tanto no se añade información independiente al problema de la determinación del hipocentro. Sin embargo, mediante las técnicas de *array* se aprovecha el hecho de que las estaciones están lo suficientemente cerca unas de otras como para que los frentes de onda generados por la señal mantengan una cierta coherencia espacial entre ellas. Ya no se trata de reconocer fases distintas, sino de comparar los sismogramas registrados en una estación y en otra. De este modo, es posible detectar y localizar señales de cualquier tipo, con o sin fases, incluso las de muy pequeña amplitud o en condiciones de ruido adversas. El empleo de *arrays* sísmicos permite incrementar eficientemente la relación señal-ruido de cualquier registro, siempre que la señal sea más coherente que el ruido. El umbral de detectabilidad se hace muy bajo, de manera que se pueden estudiar señales de pequeña amplitud, incluso a distancias telesísmicas, que de otro modo pasarían desapercibidas.

En realidad, un *array* sísmico sólo es capaz de determinar la dirección de procedencia y la lentitud aparente con la que se propagan las ondas. Para estimar la distancia y la profundidad a la que se encuentra la fuente, hay que recu-

rrir a otros métodos. El más utilizado es sin duda el trazado inverso del rayo, que consiste en determinar el camino seguido por las ondas hasta llegar al *array* con los parámetros de propagación observados. Si podemos detectar las fases P y S, se puede usar la diferencia S-P para acotar el recorrido a lo largo del rayo y así determinar la posición de la fuente. En ocasiones, se supone la profundidad de la fuente, lo cual permite fijar la distancia epicentral, o viceversa. Otro método consiste en utilizar los azimutes de la fuente proporcionados por más de un *array* para determinar, por triangulación, la posición del epicentro. En este caso, es necesaria la instalación de al menos dos *arrays* sísmicos. Por último, un método novedoso, de aplicación en el ámbito de la sismología volcánica, es el método del frente circular, que será discutido más adelante.

Conceptualmente, se puede establecer una analogía entre los *arrays* sísmicos y la holografía (TROITSKIY ET AL., 1981). La relación que existe entre los datos obtenidos por una sola estación sísmica y los que proporciona un *array* es equivalente a la que hay entre una fotografía y un holograma. Tanto una fotografía como una estación aislada proporcionan un registro plano, en el que el parámetro más importante es la amplitud de la onda. Para los *arrays*, como para los hologramas, lo fundamental no es sólo el registro de la amplitud sino además, y sobre todo, de la fase. Desde otro punto de vista, el comportamiento de un *array* es similar al de una antena, y de hecho las técnicas que se aplican son a veces extrapolaciones directas de la teoría de antenas o del radar (SCHMIDT, 1986). Una antena es capaz de recibir y amplificar señales electromagnéticas débiles haciendo uso de sus propiedades de propagación, exactamente del mismo modo que un *array* permite detectar eventos sísmicos.

Nuestro interés fundamental va a consistir en la aplicación de las técnicas de *array* al estudio de señales volcánicas. La sismología en general, y los *arrays* sísmicos en particular, han demostrado ser herramientas muy útiles para la investigación sobre el mecanismo que gobierna la actividad de los volcanes. En concreto, el estudio de los eventos de largo periodo y el tremor volcánico, que se describirán más adelante, permite echar una ojeada a los procesos físicos que tienen lugar en su interior. La comprensión de estos fenómenos podría conducir, en un futuro tal vez no muy lejano, a una mayor capacidad para predecir las erupciones a partir de las observaciones de la actividad sísmica.

2. Definición de array sísmico

Entendemos por antena sísmica, agregado sísmico, dispositivo sísmico, arreglo sísmico (término más utilizado en Latinoamérica), o *array* sísmico (utilizando directamente el término inglés), un conjunto de instrumentos sísmicos, sincronizados y de características comunes, dispuestos sobre una zona homogénea según una cierta configuración con el objeto de obtener a lo largo del tiempo un muestreo espacial coherente del campo de ondas.

¿Qué significa esta definición? Por lo pronto, que un *array* es algo para hacer algo, un instrumento con una función. Vamos a explicar ambos más detenidamente. Como decíamos, un *array* sísmico es...

... un conjunto de instrumentos sísmicos...

Un *array* sísmico tiene que estar constituido al menos por tres estaciones para poder estudiar la propagación de las ondas en un plano. Los instrumentos pueden ser tanto sismómetros, que registran la velocidad del movimiento del suelo, como cualquier otro tipo de sensor sísmico. Por ejemplo, los *arrays* de acelerómetros han permitido hacer interesantes estudios acerca de la fuente de los terremotos (BULLEN & BOLT, 1985). De hecho, el concepto de *array* no se restringe sólo a la sismología sino que tiene aplicaciones en otros muchos campos como la radioastronomía o la física de partículas.

... sincronizados...

Es fundamental que el registro de los datos de cada una de las estaciones que forman el *array* se realice en base a una señal de tiempo común o al menos con una buena sincronía que garantice que los datos procedentes de los distintos canales se hayan producido aproximadamente en el mismo instante de tiempo. La enorme importancia del sincronismo en los *arrays* se debe a que, como se verá en el Capítulo III, los métodos de análisis se basan en la comparación de unas trazas con otras. Cualquier error en la sincronía afecta de manera crítica a los resultados, sobre todo en *arrays* de pequeña apertura, y en cualquier caso mucho más que en la localización de eventos sísmicos mediante una red.

... de características comunes...

Los instrumentos que se utilizan para formar *arrays* tienen que ser del mismo tipo y tener las mismas propiedades para registrar la señal de idéntica manera. El motivo es que las técnicas de *array* se basan en la comparación de las trazas registradas en cada uno de los sensores y la búsqueda de diferencias entre ellas debidas a la propagación, no a la respuesta del instrumento. En algu-

nos métodos, las diferencias en amplitud, y por tanto la amplificación del instrumento, no afectan prácticamente al resultado. Sin embargo, el registro correcto de las diferencias de fase es crucial para el análisis de los datos de *array*, por lo cual no debe permitirse ningún efecto que las perturbe.

... dispuestos sobre una zona homogénea...

Conviene que la estructura geológica sobre la que se coloca el *array* sea homogénea para que no se produzcan efectos de sitio importantes que puedan distorsionar nuestra interpretación de la señal. La homogeneidad será función de la longitud de onda que nos interese, ya que cuando mayor sea ésta menos van a influir las pequeñas heterogeneidades del terreno. De ahí que se puedan emplear *arrays* de gran apertura, del orden de cientos de kilómetros (GREEN ET AL., 1965), o incluso redes sísmicas locales (JANSSON & HUSEBYE, 1968), para el estudio de telesismos, ya que las longitudes de onda resultan ser también del mismo orden.

... según una cierta configuración...

La configuración del *array* es el conjunto de puntos del espacio en los que colocamos los sensores. La mayoría de los *arrays* se colocan sobre la superficie de la Tierra en configuraciones planas, aunque también es posible utilizar *arrays* tridimensionales instalados en túneles o pozos (MORI ET AL., 1994). El diseño de la configuración depende mucho de las posibilidades que nos ofrezca el terreno, del número de estaciones de que dispongamos y del tipo de señal que nos interese estudiar. Una vez instalado el *array*, su configuración actúa como un filtro espacial para ciertas longitudes de onda, por lo cual resulta muy importante saber qué nos interesa registrar para optimizar la respuesta a esas señales (MYKKELTVEIT ET AL., 1983).

... con el objeto de obtener a lo largo del tiempo un muestreo espacial...

La función de los *arrays* sísmicos es medir cómo varía el movimiento del suelo en el tiempo y en el espacio. Puesto que es imposible realizar esta medida continuamente en todos los puntos del espacio, lo que se hace es un muestreo. Se entiende por muestreo la medida a intervalos discretos de una función continua. La mayoría de los instrumentos sísmicos actuales son digitales, por lo que muestrean el movimiento del suelo cada cierto intervalo de tiempo. Dado el desarrollo que ha alcanzado la tecnología, este intervalo puede hacerse lo suficientemente pequeño como para que la señal quede perfectamente caracterizada, en los rangos de interés, por su versión discretizada. Los *arrays* sísmicos, además, muestrean la señal en el espacio a través de la distribución sobre una

zona de varios sensores que registran simultáneamente. Este segundo muestreo es más costoso, ya que normalmente disponemos de un número limitado de instrumentos, y está fuertemente influenciado por la configuración del *array*.

... coherente...

La coherencia de la señal entre las trazas registradas en las distintas estaciones es la hipótesis básica subyacente en todas las técnicas de *array*. Depende de muchos factores, entre ellos las propiedades del medio sobre el que se ha instalado el *array*, de la configuración en la que situemos las estaciones, la longitud de onda de la señal, etc. Para que podamos sacar partido de un *array*, los registros tienen que parecerse de algún modo unos a otros, aunque esto no tiene por qué resultar aparente a simple vista. De hecho, los *arrays* tienen la capacidad de detectar y localizar señales que para cualquier estación aislada pasarían desapercibidas, por ejemplo por tener poca amplitud o por registrarse en condiciones de ruido adversas. Para ello hacen uso precisamente del hecho de que los frentes de onda generados por la señal, por débil que sea, mantienen una cierta coherencia espacial al atravesar el *array*, mientras que el ruido no.

... del campo de ondas.

Cuando trabajamos con *arrays*, el movimiento del suelo no se interpreta como un fenómeno puntual como podría ser la llegada de las fases P y S a una estación tras producirse un terremoto. Se entiende como un campo vectorial continuo, en el que en cada punto y en cada instante hay definido un cierto vector que representa la velocidad del suelo. Este campo de velocidad puede imaginarse, utilizando el concepto de transformada de Fourier, como un campo de ondas, es decir, una superposición de ondas procedentes de todas direcciones, con amplitudes y velocidades distintas, y cuya composición, además, cambia con el tiempo. En teoría, un *array* sísmico permite analizar cada una de estas componentes por separado, aunque en la práctica hay varias limitaciones que se discutirán más adelante.

3. Historia

Los *arrays* sísmicos no siempre han sido tan ampliamente utilizados como en la actualidad. Aunque eran conocidos desde el nacimiento de la sismología, su mayor desarrollo se produjo gracias a un motivo fundamentalmente político, durante los años de la guerra fría.

Los primeros en darse cuenta de que la agrupación de sensores sísmicos en un espacio relativamente pequeño era extremadamente útil fueron los prospectores. Ya en el segundo cuarto de este siglo, se habían desarrollado técnicas de procesado multicanal y se empleaban fuentes sísmicas activas y líneas de geófonos para estudiar la estructura superficial de la corteza en busca de yacimientos de recursos (KLIPSCH, 1936; McDERMOTT, 1937; SMITH, 1956). Esto permitía la aplicación de métodos de análisis distintos de los utilizados en la sismología clásica, con los que se obtenía una gran cantidad de ventajas relacionadas sobre todo con la reducción del nivel de ruido de los registros (KANASEWICH, 1996).

Los sismólogos también reconocieron pronto las potenciales aplicaciones de las agrupaciones de sismómetros en la localización de terremotos y explosiones y en el estudio de la propagación de las ondas. Sin embargo, los instrumentos eran pesados y costosos, al contrario que en prospección, donde se utilizan sensores de muy corto periodo, manejables y relativamente baratos. La instalación de *arrays* sísmicos, adecuados para los rangos de frecuencia de interés en sismología, requería una inversión bastante considerable, por lo que pocas instituciones podían hacerse cargo de ella. Esto hacía difícil su empleo generalizado. Además, las técnicas utilizadas para analizar el enorme caudal de datos que proporcionaban requerían mucho tiempo y esfuerzo que no siempre se veían recompensados.

La fecha clave para el desarrollo de la sismología de *array* fue el verano de 1958. En ese año, en pleno ambiente de guerra fría, tuvo lugar en Ginebra una Conferencia de Expertos en la que se sugirió la posibilidad de efectuar una vigilancia sísmica por medio de *arrays* para detectar violaciones de acuerdos sobre la suspensión de ensayos nucleares. A partir de entonces, los gobiernos (sobre todo Estados Unidos y Gran Bretaña) incrementaron las partidas presupuestarias destinadas al diseño y la instalación de *arrays* sísmicos, y se construyeron los llamados *arrays de Ginebra*. Se trataba de instalaciones compuestas por una decena de instrumentos, con apertura de unos pocos kilómetros, destinadas únicamente a la detección de explosiones nucleares. Se instalaron cinco en Estados Unidos, y otros en Escocia, Canadá, Australia, India y Brasil. En España, también a finales de los años cincuenta, fue instalado el *array* de Sonseca (Toledo), con el mismo objetivo de detectar y localizar explosiones nucleares (MARTÍNEZ SOLARES, 1995).

A partir de los años sesenta, la introducción de sensores ligeros y baratos, junto con el desarrollo de ordenadores cada vez más rápidos y capaces y el

avance en las comunicaciones, propiciaron una auténtica revolución en todos los campos de la sismología, lo que permitió, en particular, que se extendiera el uso de los *arrays* sísmicos y se les empezara a sacar todo el rendimiento que pueden dar. Aprovechando la experiencia adquirida en la verificación de ensayos nucleares y el esfuerzo teórico realizado, se diseñaron *arrays* que podían ser utilizados en aplicaciones más generales. Primero fueron de gran apertura, del orden de centenares de kilómetros, como LASA (*Large Aperture Seismic Array*), construido entre 1964 y 1965 en el estado de Montana (EE.UU.), o NORSAR (*Norwegian Seismic Array*), instalado en el sur de Noruega en 1971. Posteriormente se construyeron otros, de unos pocos kilómetros de apertura solamente, con el objeto de estudiar eventos regionales. Así tenemos por ejemplo el NORESS (*NORSAR Experimental Small Subarray*, instalado en 1984 dentro del NORSAR para completar su configuración), o FINESA (*Finnish Experimental Seismic Array*, construido en Finlandia en 1985) entre otros muchos. Se han llegado a hacer incluso portátiles, como PANDA (*Portable Array for Numerical Data Acquisition*, construido por la Universidad Estatal de Memphis, EE.UU., alrededor de 1986) o el *array* sísmico diseñado por investigadores del Museo Nacional de Ciencias Naturales, del Instituto Andaluz de Geofísica de la Universidad de Granada y del *Servei Geologic* de Cataluña, que se ha utilizado en la elaboración de esta tesis. La tendencia ha continuado hasta la actualidad, y en algunos campos, como la sismología volcánica, se usan *arrays* sísmicos de tan sólo unos pocos cientos de metros de apertura, ya que a pesar de su pequeño tamaño proporcionan datos de gran interés.

4. Aplicaciones

Aunque el incentivo para la construcción y mantenimiento de los *arrays* sísmicos se debía a su capacidad para la vigilancia y el control de los ensayos nucleares realizados en todo el mundo, son útiles en otras muchas aplicaciones más directamente relacionadas con el conocimiento de la Tierra. La principal ventaja de los datos de *array* es que ofrecen un muestreo espacial denso del campo sísmico, lo cual permite estudiar sus propiedades espaciales además de las temporales.

El análisis detallado de los datos de *array* ha llevado al refinamiento de los modelos de velocidad del interior de la Tierra y a una mejor comprensión de los fenómenos de propagación de ondas.

Los *arrays* sísmicos han cambiado nuestra visión del sismograma, ya que nos permiten sacarle partido al sismograma completo. Las técnicas de procesado se pueden aplicar al estudio de la propagación no sólo de las fases sísmicas sino de cualquier porción coherente del sismograma. El concepto de fase sísmica es puramente determinista. Los métodos de *array* llevan progresivamente más allá de esa visión. Si nos quedamos sólo con las primeras llegadas, podemos localizar los eventos incluso cuando la relación señal-ruido es muy pequeña; si buscamos otras llegadas por todo el sismograma, descubrimos fases que se propagan a través del interior de la Tierra y que nos permiten determinar su estructura y sus propiedades con mucha resolución; si además nos fijamos en las ondas de coda, podemos caracterizar las fuentes de scattering a lo largo del camino de propagación de la señal y descubrir los efectos de las heterogeneidades laterales y de la topografía; y finalmente, si consideramos señales estocásticas, carentes de fases, podemos estudiar los microtemblores que forman el ruido de fondo (Figura 4.1).

Terremotos tectónicos	Pocas fases	Localización
	Muchas fases	Estructura de la Tierra
	Coda	Heterogeneidades
Terremotos volcánicos	Primeras fases	Localización
	Señal completa	Seguimiento de la fuente
Microtemblores	Señal completa	Estructura

Figura 4.1. Algunas posibilidades del análisis de *array*.

A continuación, vamos a repasar algunos resultados que reflejan la versatilidad de los *arrays* sísmicos (ver FILSON, 1975, y RINGDAL & HUSEBYE, 1982, para una revisión más detallada). Las aplicaciones relacionadas con la sismología volcánica merecen una especial atención en esta tesis, por lo que las trataremos separadamente en el Capítulo II.

4.1. Detección y localización de eventos sísmicos

Para la localización de un evento sísmico, lo más conveniente suele ser situar una red de sismómetros alrededor de la zona de estudio, de manera que permita registrar los tiempos de llegada de las ondas generadas en la fuente. Sin embargo, eso aparentemente tan sencillo no es posible en ocasiones debido a limitaciones logísticas, materiales o incluso estratégicas. Los *arrays* sísmicos pueden en esos casos sustituir a las redes ya que son capaces de obtener la

localización de los eventos que registran a través de la determinación del azimut y la lentitud aparente de las ondas, aunque eso sí, con un rango de incertidumbre más amplio (BROWN, 1973; BRATT & BACHE, 1988; CARR, 1993). Una sola estación sísmica de tres componentes también sería suficiente para obtener una localización aproximada (ROBERTS, 1989), pero siempre que el nivel de ruido sea bajo. En condiciones de ruido intensas, la capacidad de los *arrays* para localizar las señales es muy superior a la de una estación de tres componentes, ya que utilizan el muestreo espacial del campo de ondas para reducir la parte incoherente del ruido (HARRIS, 1990; SUTEAU-HENSON, 1990).

El mayor esfuerzo investigador se dirigió al desarrollo de técnicas que permitieran optimizar el rendimiento del *array*, en el sentido de incrementar al máximo la relación señal-ruido. Como consecuencia, los *arrays* son capaces de detectar y localizar eventos muy pequeños o muy lejanos que para cualquier otro instrumento pasarían desapercibidos, debido a que, por la proximidad entre las estaciones, la señal mantiene un alto nivel de coherencia espacial.

De todo lo dicho, puede verse por qué los *arrays* sísmicos fueron una herramienta fundamental para la detección, discriminación y localización de explosiones nucleares subterráneas durante la guerra fría (ANGLIN, 1971; DAHLMAN & ISRAELSON, 1977; HUSEBYE & MYKKELTVEIT, 1981). Se trataba de localizar explosiones lejanas, enmascaradas en el ruido de fondo o incluso superpuestas a un terremoto. Esto no era casual, ya que los experimentos nucleares se solían hacer en regiones sísmicas y justo cuando ocurría un terremoto, para confundir y hacer más difícil su detección (EVERNDEN, 1976). Además, era imposible desplegar una red alrededor de los campos de pruebas de la potencia adversaria, por motivos obvios. Así que se emplearon *arrays*, enfocados hacia las zonas fuente más probables. Esta aplicación, debido a su contenido político, gozó de un gran apoyo económico, lo cual permitió un rápido desarrollo de la instrumentación necesaria para la instalación generalizada de *arrays* sísmicos.

Pero los *arrays* son capaces de localizar cualquier otro tipo de señal, incluyendo terremotos, aunque sólo sustituyen a una red sísmica en estudios específicos o cuando las condiciones del experimento no permiten una instalación dispersa. Por ejemplo, en IBÁÑEZ ET AL., 1997, se instaló un *array* de pequeña apertura que detectó y localizó terremotos de foco intermedio-profundo en la zona del rift de Bransfield, entre las islas Shetland del Sur y la Península Antártica, demostrando así que la zona de subducción tiene una actividad modera-

da. En este caso, debido a las condiciones climáticas extremas del entorno y a las restricciones logísticas, no resultaba viable la instalación de una red sísmica.

4.2. Estructura interna de la Tierra

Otra aplicación en la que los *arrays* sísmicos, sobre todo los de gran apertura, han dado grandes resultados, consiste en aprovechar su capacidad para estimar el parámetro del rayo de las fases que se propagan por el interior de la Tierra con el fin de indagar sobre su estructura. El parámetro del rayo equivale a la lentitud aparente, y representa la variación del tiempo de viaje de los frentes de onda con la distancia epicentral. Puesto que dicha magnitud está íntimamente relacionada con el medio que atraviesa la onda, su determinación es fundamental para el conocimiento de la estructura del interior de nuestro planeta. Los métodos clásicos se basan en la estimación de la pendiente de las dromocronas (curvas de tiempos de viaje de las diferentes fases en función de la distancia epicentral), lo cual no siempre es posible ya que hay que disponer de un número suficiente de estaciones cubriendo varias distancias en las que la fase sea identificable. Los *arrays* sísmicos, sin embargo, permiten realizar una medida directa del parámetro del rayo (CHINNERY & TOKSÖZ, 1967; HUSEBYE, 1969), y no sólo para las fases que aparezcan claramente en las trazas sino para cualquier porción coherente del sismograma, incluso cuando la relación señal-ruido es mala, ya que son capaces de realzar la parte coherente de los registros frente al ruido. Así, permiten extraer de los sismogramas fases muy débiles causadas por las discontinuidades del interior de la Tierra, con lo cual no sólo se puede medir con más detalle el parámetro del rayo de las fases ya conocidas, sino que se llegan a detectar incluso fases no observadas hasta el momento, como la PKJKP (JULIAN ET AL., 1972), que demostró el carácter rígido del núcleo interno.

Como ejemplo, citemos que el estudio de los precursores de las fases que atraviesan las capas más internas de la Tierra (CHANG & CLEARY, 1981; BATAILLE ET AL., 1990) ha permitido determinar la estructura de la frontera entre el manto y el núcleo, que resulta ser una región enormemente heterogénea en las que las ondas sufren scattering, ya sea debido a la presencia de anomalías volumétricas de velocidad o a la topografía irregular de la discontinuidad (JOHNSON, 1969; WRIGHT, 1973; VAN DER BERG, 1978; TONO & YOMOGIDA, 1996). También se detectaron reflexiones y conversiones de ondas en el manto superior a distintas profundidades (ENGDahl & FLINN, 1969; HUSEBYE ET AL., 1977; PAULSEN, 1985; NIU &

KAWAKATSU, 1995), así como variaciones laterales de velocidad (WALCK & MINSTER, 1982), lo cual revela la existencia de discontinuidades, unas veces globales y otras intermitentes, que han sido atribuidas a cambios de fase mineralógicos y a las consecuencias de los procesos tectónicos superficiales. En cuanto a la corteza, las ondas muestreadas por los *arrays* aparecen con distorsiones de la forma de onda, la amplitud y los tiempos de llegada tales que no caben en la visión clásica de estructuras litosféricas homogéneas, incluso cuando las estaciones se sitúan en zonas de geología simple, por lo cual se ensayaron explicaciones no deterministas que consideraban medios aleatorios (AKI, 1973; CAPON, 1974), y modelos tridimensionales que posteriormente dieron origen a las técnicas de tomografía sísmica (AKI & LEE, 1976; SPENCER & GUBBINS, 1980).

Todo estos nuevos conocimientos, junto con otros procedentes de la aplicación de otras técnicas diversas, han conducido finalmente el reconocimiento de la complejidad de la estructura de la Tierra a todas las escalas y a la necesidad de modelos de interior cada vez más detallados (MORELLI & DZIEWONSKI, 1993).

4.3. Estudio de la coda

Los sismogramas no están compuestos solamente por las llegadas de una serie de fases más o menos claras producidas por el efecto combinado de la fuente y las discontinuidades del medio por el que se propagan, sino que además contienen trenes de ondas conocidos como codas. Generalmente, se piensa que se deben al scattering que sufren las ondas en las heterogeneidades del interior de la corteza, aunque hay cierta discusión en torno a los detalles del proceso (SPUDICH & BOSTWICK, 1987). Además, producen cambios en la forma y en la fase de las ondas emitidas desde la fuente (VERNON ET AL., 1991).

Como ya se ha dicho, los *arrays* sísmicos permiten localizar no solamente las fases sísmicas sino cualquier porción coherente del sismograma, incluyendo las ondas de coda (AKI, 1973; DAINY & TOKSÖZ, 1990). Se puede hacer entonces un estudio de la coda para determinar la posición de las heterogeneidades más importantes bajo el *array* (WAGNER & LANGSTON, 1992; MOHAN & RAI, 1992; GUPTA ET AL., 1993) o cerca de la fuente (GUPTA ET AL., 1990), y las irregularidades topográficas que afectan al campo de ondas (BANNISTER ET AL., 1990). En la actualidad, los resultados son muy pocos, debido a la dificultad experimental de encontrar fases bien correlacionadas en la coda. Por ejemplo, Frankel et al., 1991, utilizan-

do registros de un pequeño *array* en Sunny Valley, California, encontraron que la coda de los terremotos locales está compuesta principalmente por ondas superficiales con direcciones de llegada aleatorias y velocidad aparente que decrece conforme se incrementa el lapso de tiempo a lo largo de la coda. Un ejemplo de fuerte heterogeneidad localizada lo presentan Spudich & Botswick, 1987, que encontraron que en la región de Morgan Hill, California, había una posible fuente de scattering múltiple a menos de unos 2 km de las estaciones sísmicas.

DEL PEZZO ET AL., 1997, utilizaron un *array* sísmico de pequeña apertura para registrar terremotos locales en Tenerife (Islas Canarias). Sus resultados muestran que una gran parte de la coda tiene poca coherencia, aunque existen una serie de llegadas bien correlacionadas, con distribución de azimutes casi aleatoria y lentitudes entre 0.25 y 2 s/km. Estas ondas coherentes se interpretan como generadas por fuertes heterogeneidades, probablemente relacionados con las irregularidades topográficas de los alrededores (el cono del Teide y el borde de la caldera de las Cañadas).

4.4. Microtemblores

La manera clásica de interpretar los sismogramas consiste en la identificación de fases como llegadas individuales de frentes de onda que se propagan por el medio. Implícitamente, suponemos un modelo determinista que nos permite calcular curvas de tiempos de viaje y estimar las propiedades de las estructuras que atraviesan las ondas. Esta hipótesis es muy natural cuando se estudian terremotos, ya que la duración de la sacudida es despreciable en comparación con el tiempo que invierten las ondas en atravesar el medio hasta llegar al sensor sísmico. Pero a veces dicha suposición no es válida, como por ejemplo cuando se estudian la coda, el tremor volcánico o los microtemblores asociados a las perturbaciones atmosféricas, al tráfico y a otras fuentes artificiales. En esos casos, el concepto de fase carece de sentido y resulta más conveniente considerar modelos estocásticos de señal que permitan caracterizar las propiedades espaciales y temporales de las ondas (AKI, 1957).

Los *arrays* sísmicos son la herramienta más adecuada para esa tarea, precisamente por el hecho de muestrear el campo de ondas tanto en el tiempo como en el espacio. A partir de los datos registrados, se puede determinar la composición del campo de ondas y su distribución de frecuencia y lentitud, aunque no existan fases distinguibles. Ello permite explorar la estructura local bajo el

array (TOKSÖZ, 1964; AKI, 1965; ASTEN & HENSTRIDGE, 1984), estudiar la respuesta de sitio y los efectos de amplificación local (MALAGNINI ET AL., 1993), o dilucidar la composición de las señales generadas por los volcanes (FERRAZZINI ET AL., 1991), entre otras aplicaciones. El uso de microtemblores para determinar la estructura superficial resulta a veces muy conveniente, ya que el ruido está siempre presente en cualquier lugar, y no hay que emplear fuentes artificiales que pueden causar problemas ambientales y no son apropiadas en áreas urbanizadas (HORIKE, 1985).

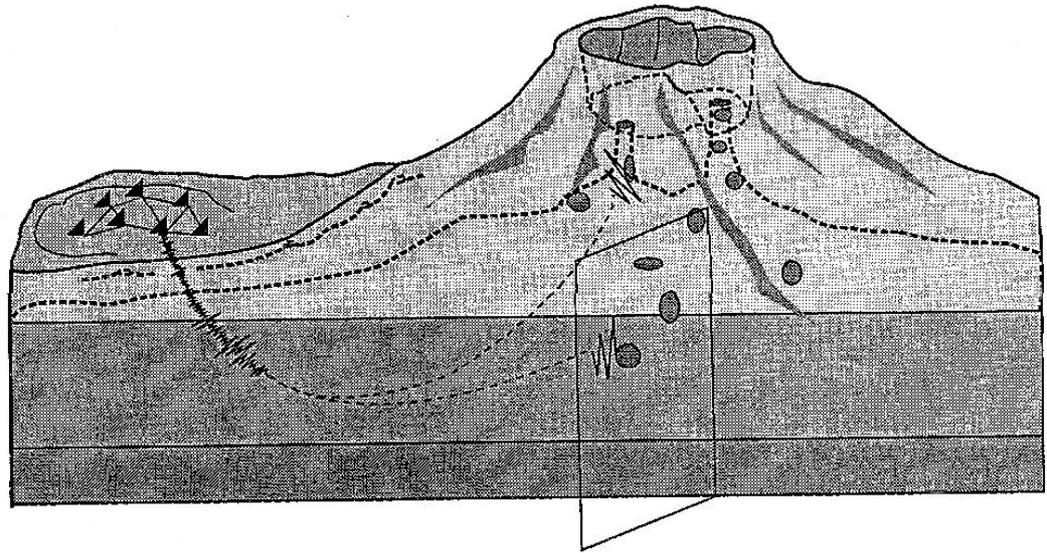
Por ejemplo, en KAGAWA ET AL., 1996, se realizó un estudio en varios puntos de la Cuenca de Granada, utilizando *arrays* de sismómetros verticales de 10 s de periodo natural, con aperturas de entre 0.5 y 2 km. Se registraron fundamentalmente ondas Rayleigh, generadas por el efecto de las perturbaciones atmosféricas y el ruido cultural. Se obtuvieron las curvas de dispersión correspondientes entre 0.25 y 5 Hz, que fueron invertidas para determinar la estructura sedimentaria local hasta el basamento.

4.5. Otras aplicaciones

Además de lo indicado anteriormente, los *arrays* sísmicos se utilizan con otros muchos fines, como por ejemplo la caracterización de la polarización de las ondas (JURKEVICS, 1988), la evaluación de la anisotropía (BOKELMANN, 1995), el análisis de los efectos de sitio durante los terremotos (FRANKEL, 1994), etc.

El movimiento del suelo y la predicción de respuesta de las estructuras ingenieriles situadas cerca de la fuente dependen críticamente de la variabilidad espacial de la intensidad de las sacudidas producidas por los terremotos. En una reunión internacional desarrollada en Hawaii en 1978, se recomendó la instalación de *arrays* especiales de instrumentos de movimiento fuerte (acelerómetros) en áreas sísmicas de todo el mundo con el objetivo de estudiar dichos efectos en campo cercano. En los años siguientes se instalaron varios *arrays* de acelerómetros, entre los que podemos citar el SMART-1, situado en Taiwan, o el *array* de Guerrero en México. Están diseñados específicamente para observar el avance de la dislocación a lo largo de la falla que se está rompiendo. Con ellos se ha podido determinar el comportamiento de la fuente durante los terremotos (MIYATAKE ET AL., 1986; CASTRO ET AL., 1991), analizar la propagación de la ruptura por el plano de falla (GOLDSTEIN & ARCHULETA, 1991), o ver la importancia de los efectos de sitio en el movimiento final del suelo (NIAZI & BOZORGNIA, 1991).

También se han diseñado algunos *arrays* tridimensionales, es decir, incluyendo estaciones a distintas profundidades, que aplican los mismos principios de un *array* plano a la propagación de las ondas en tres dimensiones (MORI ET AL., 1994).



De GOLDSTEIN & CHOUET, 1994

Capítulo II. Los *arrays* sísmicos y la sismología volcánica

... o qué tiene que ver la sismología con los volcanes y para qué nos pueden servir los arrays en ese campo.

1. Introducción

Los volcanes siempre han fascinado a la humanidad. La visión de rocas incandescentes cayendo del cielo, de nubes ardientes que en pocos instantes lo arrasan todo a su paso, de coladas de roca fundida nacidas de una Tierra aparentemente tranquila y estable para los patrones de tiempo humanos, es una experiencia casi mística, de las que nos hacen reflexionar sobre nuestro sitio en el cosmos. Las primitivas leyendas mitológicas consideraban a los volcanes como hogares de los dioses del fuego o instrumentos de su ira. En la actualidad, se los considera como meros sistemas físicos, sujetos a las mismas leyes que el resto del universo, cuyo estudio resulta de lo más apasionante. La ciencia moderna proporciona varias técnicas geofísicas que se utilizan conjuntamente para determinar la geometría, dinámica y evolución de los sistemas volcánicos y de sus propiedades, con el objetivo último de comprender su comportamiento eruptivo y establecer parámetros de riesgo. Como ejemplos, podemos mencionar que se han empleado métodos gravimétricos (CARLE, 1988), medidas de inclinación y deformaciones (DVORAK & BERRINO, 1991), estudios magnetotelúricos (THAYER ET AL., 1981) y geomagnéticos (BHATTACHARYYA & LEU, 1975; BLANCO, 1997), etc. Pero entre todos ellos, la sismología ha demostrado ser la herramienta más potente para indagar el interior de los volcanes (IYER, 1992).

En todas las culturas se han asociado los volcanes y los terremotos. Tanto es así, que, hasta finales del siglo XIX, la mayoría de los científicos aceptaban la teoría aristotélica de que los terremotos tenían un origen volcánico. Alrededor de 1855, Palmieri instaló uno de los primeros sismógrafos mecánicos precisamente en el volcán Vesuvio (Italia), donde realizó intentos de correlacionar la actividad sísmica con los fenómenos eruptivos. Pero ya en este siglo, sobre todo a partir del terremoto de San Francisco de 1906, comienza a tomar más importancia el concepto de dislocación o fractura, con lo cual el estudio de los volcanes pasa a un segundo plano y se dedica casi todo el esfuerzo a la investigación de los procesos que originan los terremotos tectónicos y a su aprovechamiento para inferir la estructura de la Tierra. No es de extrañar el escaso interés que despertó un artículo de Omori publicado en 1911, en el que describe por primera vez unos extraños trenes de ondas de larga duración, asociados con la actividad de los volcanes, a los que llamó *tremor volcánico*. Las dificultades de la instalación de instrumentos en zonas volcánicas, a veces remotas y de complicado

acceso, el exotismo de las señales sísmicas que se registraban, que algún sismólogo en su impotencia definió simplemente como ruido, y la carencia de métodos de análisis que permitieran sacar partido del esfuerzo humano y material que representaba una campaña sísmica en un volcán, hicieron que hasta 1970 solamente se escribieran unos cuantos artículos más sobre el tema. Pero a partir de entonces, el desarrollo de la instrumentación y de técnicas modernas de procesamiento permitió la observación de la actividad sísmica en volcanes activos como Kilauea (AKI ET AL., 1977; SHAW & CHOUET, 1989), Etna (GUERRA ET AL., 1976; GRESTA & PATANÉ, 1987; FALSAPERLA ET AL., 1994; LOMBARDO ET AL., 1996), Stromboli (CHOUET ET AL., 1997; LA ROCCA ET AL., 1998), St. Helens (UW GEOPHYSICS PROGRAM, 1980; FEHLER, 1983; MORAN, 1994), Redoubt (POWER ET AL., 1994), Arenal (BENOIT & McNUTT, 1997) o Merapi (RATDOMOPURBO ET AL., 1995), por citar sólo unos ejemplos. Todos ellos proporcionaron gran cantidad de información acerca de los mecanismos que producen las erupciones y de su relación con la liberación de la energía sísmica, lo cual ha generado un nuevo y creciente interés hacia el estudio de los volcanes que se resume en las palabras de un eminente sismólogo: "la sismología volcánica es la empresa más bella y espectacular, y también la más difícil, a la que se ha enfrentado nunca la sismología" (AKI, 1992). Efectivamente, las fuentes sísmicas en los volcanes involucran la dinámica tanto de medios rígidos como de fluidos; a veces, son fuentes extensas en las que interviene todo el edificio volcánico; la topografía suele ser irregular y dificulta la realización de los experimentos; el medio por el que se propagan las ondas, compuesto por diversos productos de erupciones sucesivas, resulta enormemente heterogéneo, anisótropo y atenuativo. Se trata de todo un reto en el que los sismólogos tienen que emplear a fondo sus conocimientos, su experiencia y su ingenio.

Casi todas las técnicas sísmicas han sido aplicadas con éxito al estudio de los volcanes (IYER, 1992), como por ejemplo análisis estadísticos de la sismicidad (GASPERINI ET AL., 1990), estudios de mecanismos focales para la determinación del estado de esfuerzos (MORAN, 1994), obtención de la distribución espacial de los hipocentros (RYAN ET AL., 1981; LAHR ET AL., 1994), estudios de dispersión de ondas superficiales (PETROSINO, 1997), evaluaciones de la atenuación mediante las ondas de coda (FEHLER ET AL., 1988), perfiles sísmicos de reflexión y refracción (BROWN ET AL., 1980; HILL ET AL., 1985), tomografías, tanto de velocidad como de atenuación (SANDERS ET AL., 1988; LEES & CROSSON, 1989; BENZ ET AL., 1994; OKUBO ET AL., 1997), etc. Además, se han sugerido mecanismos de fuente distintos del

modelo de doble par, en los que interviene activamente la presencia de fluidos (CHOUET, 1988; ROBSON, 1992; JULIAN, 1994).

2. Eventos sísmicos de origen volcánico

Los terremotos que se producen en las regiones volcánicas tienen una serie de características propias que los distinguen, tanto por su forma de onda y su duración como por su contenido espectral. Ello se debe, en parte, al mecanismo que los genera, en algunos casos muy distinto al de los terremotos de origen tectónico (por ejemplo asociado a la resonancia de cavidades rellenas de fluido o de conductos abiertos, a variaciones no lineales del flujo magmático, etc.), y, en parte, a las peculiaridades del medio en el que se producen, donde encontramos secuencias de materiales eruptivos con propiedades muy diferentes; diques y conductos rellenos de fluidos, tanto gases como agua y magma; focos de calor que afectan al equilibrio geotérmico; etc. Podemos clasificarlos según varios criterios, aunque lo más común es atender o bien a su forma de onda y contenido espectral, o bien al mecanismo de la fuente que los produce. El primer criterio es inmediato, basta echar un vistazo a los sismogramas y realizar un análisis preliminar. Pero resulta arbitrario y poco general ya que los eventos difieren mucho de un volcán a otro. Algunos de ellos solamente se reconocen en un cierto tipo de volcanes, como los eventos tornillo del volcán Galeras o los gas-pistón del Kilauea. Otros, como el tremor volcánico, aparecen en casi todos los volcanes, aunque eso sí, con características variables. El segundo criterio tiene más sentido físico y proporciona una visión unificadora de la actividad sísmica en los volcanes (B. CHOUET, COMUNICACIÓN PERSONAL), aunque requiere un análisis detallado que no siempre es posible.

Nosotros hemos seguido la clasificación de LAHR ET AL., 1994 (Figura 2.1). Puede apreciarse cómo la importancia relativa de las altas frecuencias frente a las bajas va aumentando desde los eventos de largo periodo (Figura 2.1a) hasta los terremotos volcano-tectónicos (Figura 2.1c,d), pasando por un estadio intermedio que corresponde a los eventos híbridos (Figura 2.1b). A estos tipos hay que añadir el tremor volcánico, que constituye tal vez la señal más característica que se genera en los volcanes.

La distinción entre la parte de las señales volcánicas registradas que se origina en la fuente y la que se debe a los efectos de propagación ha sido muy discutida en los últimos años. La actitud adecuada para responder a esta cues-

ción es tratar de diseñar los experimentos de manera que nos permitan separar estos efectos caso por caso (AKI, 1992).

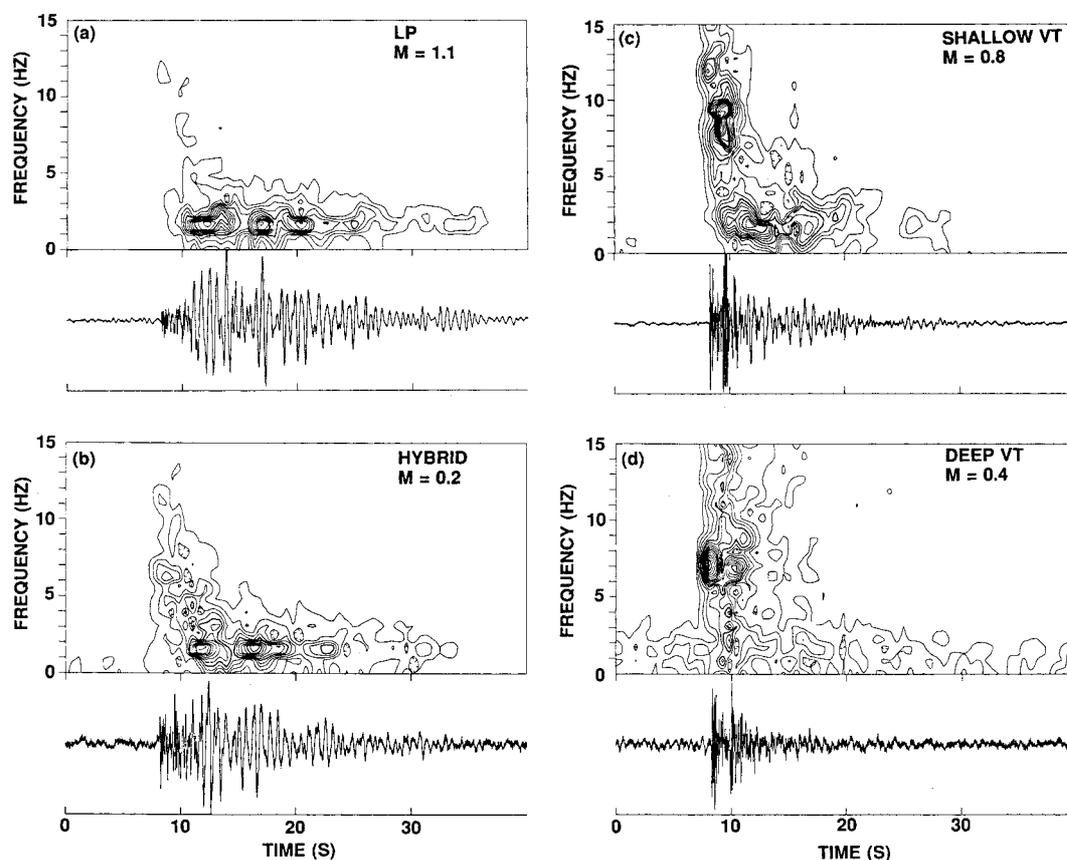


Figura 2.1. Clasificación de los terremotos volcánicos en función de su forma de onda y contenido espectral. (a) Evento de baja frecuencia. (b) Evento híbrido. (c) y (d) Terremotos volcano-tectónicos (de LAHR ET AL., 1994).

A continuación, se describen las características comúnmente aceptadas de los eventos sismo-volcánicos más conocidos y el posible mecanismo de la fuente que los genera.

2.1. Terremotos volcano-tectónicos

Se trata de terremotos tectónicos, originados por el mecanismo de doble par, sólo que asociados al ambiente volcánico. Se producen por fractura del medio frágil al acumularse esfuerzos debidos a variaciones de presión en los conductos, a la deformación causada por inyección de fluidos, etc. Tienen fases P y S distinguibles y espectros con contenido energético apreciable en una banda ancha de frecuencia. En la Figura 2.1c,d se muestran algunos ejemplos.

2.2. Eventos de largo periodo

Se trata de trenes de ondas de baja frecuencia que carecen de fases distinguibles y se caracterizan por una envolvente ahusada, de comienzo emergente. Su espectro suele ser casi monocromático, con picos alrededor de 1-3 Hz (Figura 2.2). A veces vienen precedidos por una señal más débil pero de más alta frecuencia (> 5 Hz). La duración de estos eventos suele variar entre unos pocos segundos y un minuto. El mecanismo que los origina involucra la interacción con los fluidos volcánicos, por lo cual su análisis es determinante a la hora de conocer el estado interno del volcán (CHOUET, 1996). Se han propuesto modelos como la apertura de grietas (CHOUET, 1988). Pueden aparecer aislados o en forma de

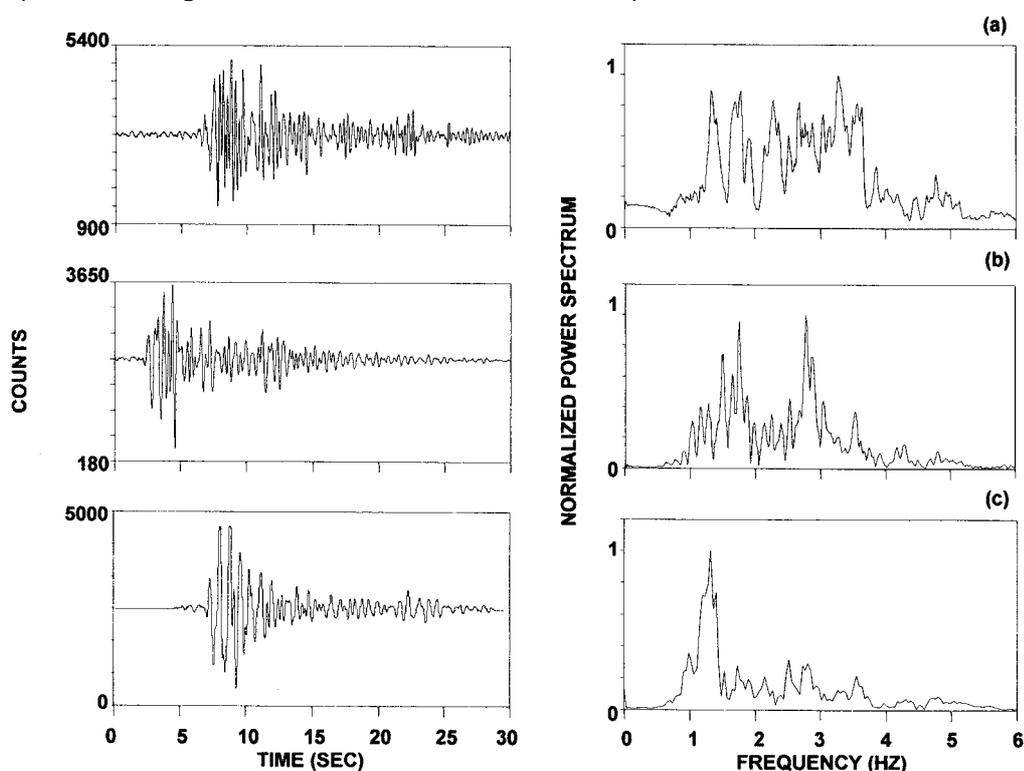


Figura 2.2. (Izquierda) Eventos de largo periodo registrados en el volcán Galeras durante la extrusión de un domo de lava en 1991. (Derecha) Espectro correspondiente. (GIL CRUZ & CHOUET, 1997).

enjambres sísmicos. Estos enjambres suelen contener eventos con forma de onda muy parecida (Figura 2.3), y han demostrado ser muy útiles a la hora de intentar predecir el comportamiento eruptivo de un edificio volcánico (POWER ET AL., 1994; CHOUET ET AL., 1994).

A veces, el aspecto de un terremoto superficial en una zona volcánica, debido a la complejidad del medio, puede ser similar al de un evento de largo pe-

riodo. Para distinguirlos es necesario un análisis más profundo que separe los efectos de la fuente y el camino, lo que puede conseguirse observando si el espectro es constante en función de la distancia a la fuente, y si el primer impulso del evento es el mismo para cualquier azimut. En ambos casos se revela la presencia de un evento de largo periodo.

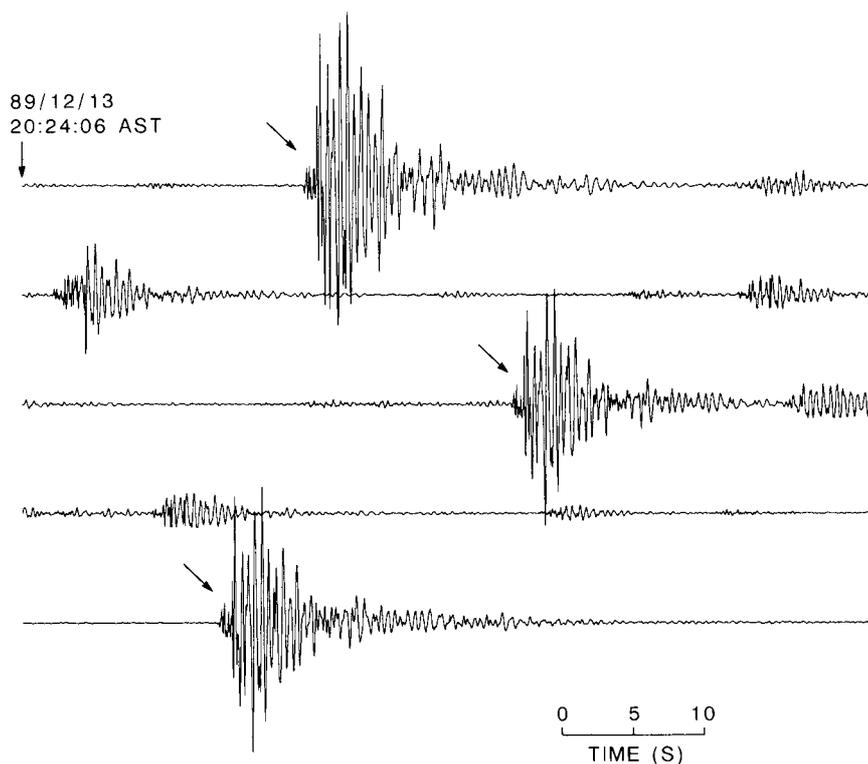


Figura 2.3. Enjambre de eventos de largo periodo registrado en el volcán Redoubt el 13 de diciembre de 1989. Se muestran cinco minutos del movimiento vertical del suelo en una estación a 4 km del cráter (CHOUET ET AL., 1994).

2.3. Eventos híbridos

Se llama así a los eventos que comparten las características de los terremotos volcano-tectónicos y los eventos de largo periodo (LAHR ET AL., 1994). Comienzan con una llegada energética en alta frecuencia, que se interpreta como el resultado de una fractura, seguida al poco tiempo por una coda muy similar a los eventos de largo periodo, que se produce por la interacción con los fluidos volcánicos.

El espectro suele presentar dos regiones: una en altas frecuencias, conteniendo energía en una banda ancha que varía desde los pocos Hz hasta más de 15

Hz, en función de la magnitud de la ruptura inicial. La otra en bajas, de carácter monocromático, con picos espectrales entre 0.5 y 3 Hz.

2.4. Explosiones

En numerosos volcanes activos se producen explosiones superficiales como resultado de variaciones en las condiciones de presión y temperatura de los fluidos, cambios bruscos de fase, emisión de gases y otros materiales a través de conductos abiertos, etc. Es el evento sísmico más común durante las erupciones de tipo estromboliano y explosivo, y suele ir acompañado por una onda sonora audible. La forma de onda se caracteriza por una envolvente ahusada, con una duración de unas decenas de segundos (Figura 2.4). El espectro resultante es complicado, y depende mucho de las condiciones físicas del volcán.

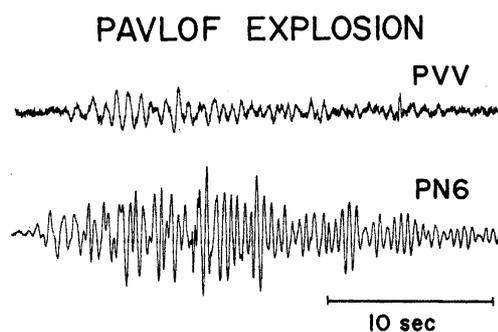


Figura 2.4. Ejemplo de una explosión volcánica en el volcán Pavlof (de McNUTT, 1986).

2.5. Tremor volcánico

El tremor volcánico es quizás la señal más peculiar que generan los volcanes, y también la más compleja. Se caracteriza principalmente por su larga duración (Figura 2.5), que puede oscilar entre unos minutos y varios días. Su contenido espectral se limita a bandas de frecuencia relativamente estrechas

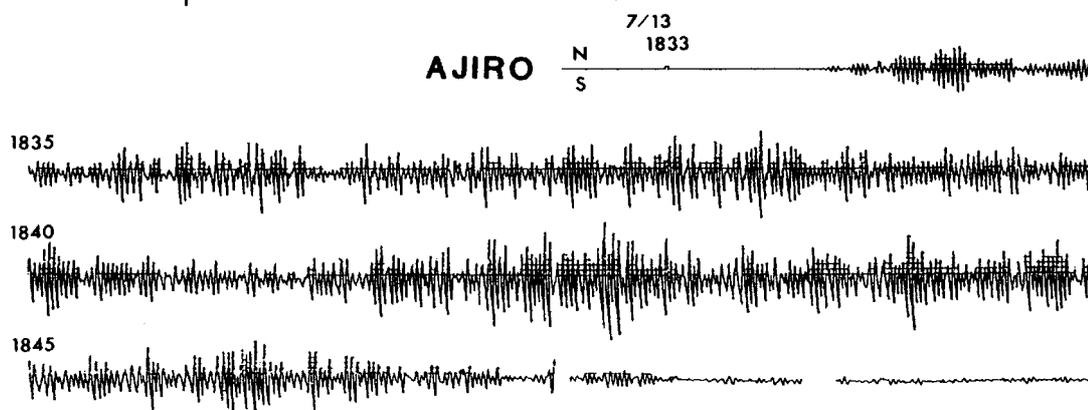


Figura 2.5. Episodio de tremor volcánico registrado el 13 de julio de 1989, durante la erupción submarina junto a la península de Izu (Japón). El registro corresponde a la componente NS de un sensor de 5 s de periodo natural (GOTO ET AL., 1991).

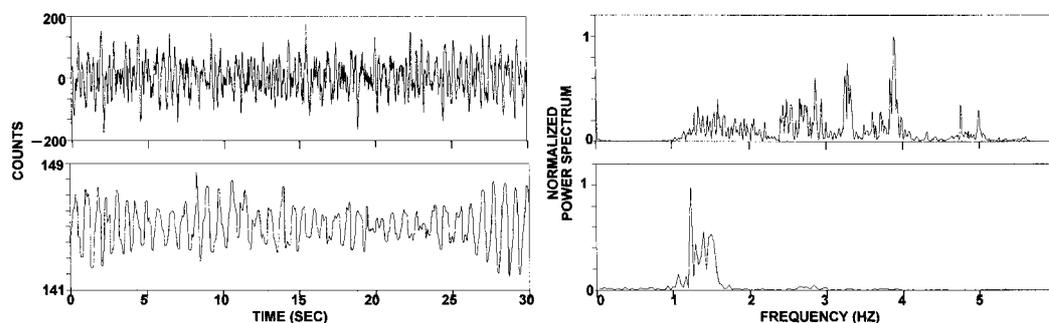


Figura 2.6. Ejemplos de tremor volcánico registrado en el volcán Galeras (Colombia) durante la actividad eruptiva de mayo de 1989. Se muestra una porción de las trazas de la componente vertical (izquierda) junto con el espectro correspondiente (derecha). Puede verse que el segundo tiene un contenido espectral mucho más restringido (GIL CRUZ & CHOUET, 1997).

(Figura 2.6). Los picos dominantes son estables y no parecen estar influenciados por las características del medio ni por la intensidad de la actividad eruptiva. El origen del tremor no está todavía claro, aunque hay muchas teorías que lo intentan explicar. Si la frecuencia es alta, por encima de 5 Hz, se supone que se debe a derrumbamientos y avalanchas o a ruido geotérmico (LEET, 1988). El tremor a baja frecuencia está más relacionado con el funcionamiento del volcán y se produciría por desgasificaciones (STEINBERG & STEINBERG, 1975), fluctuaciones no lineales del flujo (JULIAN, 1994), resonancia de grietas (DAHM, 1992), oscilaciones de estructuras como tubos o cámaras magmáticas (CHOUET, 1985; CROSSON & BAME, 1985; FUJITA, 1995), etc. También se ha sugerido que el tremor volcánico es el resultado de la superposición en el tiempo de eventos más simples que ocurren de manera sostenida (MINAKAMI, 1974; MALONE, 1983; GORDEEV ET AL., 1990; ALMENDROS ET AL., 1997). Hay autores que piensan que el tremor se debe más a un efecto de camino que de fuente, aunque eso parece contradecir algunos estudios recientes (AKI, 1992).

3. Aplicaciones de los arrays sísmicos en sismología volcánica

3.1. Qué se puede hacer con un *array* y un volcán

La instalación de *arrays* sísmicos densos en los volcanes se ha convertido en una técnica ampliamente difundida para el estudio de los detalles de las fuentes sismo-volcánicas y también para determinar la estructura local de velocidad en el medio volcánico.

Los *arrays* sísmicos son una herramienta fundamental para el estudio del tremor volcánico y de cualquier tipo de señal registrada en los volcanes. El tremor es, sin duda, la más compleja y también a la que más esfuerzo se le ha dedicado (AKI, 1992; SCHICK, 1992). Su gran duración y la falta de fases claras hace que sea inútil la aplicación de las técnicas clásicas de localización. La heterogeneidad del medio volcánico dificulta aún más su estudio, ya que los efectos de propagación pueden ser importantes y enmascarar el efecto de la fuente. Mediante el empleo de *arrays* sísmicos, podemos localizar señales de cualquier tipo, incluso aquellas carentes de fases, como el tremor volcánico, y distinguir entre los efectos que la fuente y el camino producen sobre ellas. Además, permiten realizar un seguimiento de la fuente sismo-volcánica, tanto en el espacio como en el tiempo, gracias a su capacidad para detectar continuamente fuentes que radian energía de manera coherente con propiedades direccionales definidas.

La localización que se obtiene directamente del análisis de *array* proporcionan sólo la velocidad aparente y el azimut hacia la fuente de las señales, en función del tiempo. Es necesario, por tanto, buscar métodos indirectos para obtener también la localización en distancia y profundidad y determinar la extensión espacial de la fuente.

Si disponemos de un solo *array*, hemos de proveernos con un cierto conocimiento de la estructura de velocidad de la zona. A partir de la lentitud aparente obtenida, se calcula el camino que han seguido las ondas sísmicas, mediante el trazado inverso del rayo. Pero necesitamos otro dato para poder fijar la distancia y la profundidad. En el caso de los terremotos tectónicos, se puede utilizar la diferencia S-P (IBÁÑEZ ET AL., 1997). En otro tipo de señales, es necesario disponer de un cierto conocimiento de la geología y la estructura del volcán para acotar la distancia a la que se encuentra la fuente.

En los volcanes activos, lo más común es que los eventos sismo-volcánicos se generen en las cavidades, grietas y conductos por los que se produce el ascenso del magma. Es natural suponer que los que procedan de la dirección del cráter tienen su origen en algún punto bajo el volcán, y no a cientos de kilómetros de distancia detrás de él. Con esta hipótesis, fijamos la distancia, lo cual nos permite calcular la profundidad de la fuente (GOLDSTEIN & CHOUET, 1994; CHOUET ET AL., 1997).

Otra solución para determinar la distancia de los eventos registrados en un solo *array*, consiste en aplicar el método de la correlación cruzada promedio de frente circular (ALMENDROS ET AL., 1998). Este método, absolutamente novedoso

so, sustituye la hipótesis de la propagación de ondas planas, característica del resto de técnicas, por la propagación de frentes de onda circulares a través del *array*. La estimación de la curvatura de estos frentes conduce a la determinación simultánea de la lentitud aparente, el azimut de procedencia y la distancia de la fuente. En esta tesis, el método del frente circular se aplica a la localización de las fuentes sismo-volcánicas en la isla Decepción (Capítulo VII).

Si disponemos de varios *arrays*, al menos dos, colocados en distintas orientaciones con respecto a la fuente, podemos utilizar las direcciones de procedencia obtenidas por cada uno para estimar la posición del epicentro. A partir de ahí, como antes, se aplica el trazado inverso del rayo para obtener la profundidad. Este método, puramente geométrico, es lo que se conoce como localización conjunta (MÉTAXIAN ET AL., 1997; LA ROCCA ET AL., 1998). Aunque hasta ahora ha sido poco utilizado, en esta tesis se aplica con éxito a los registros procedentes de las campañas del Teide (Capítulo V) y de Stromboli (Capítulo VI). De hecho, la configuración de los *arrays* en esta última campaña fue específicamente diseñada para su aplicación.

Por último, y aunque no se considera en esta tesis, los *arrays* sísmicos se pueden aprovechar también para estudiar la composición del campo de ondas y determinar la estructura superficial (CHOUET, 1996B). Efectivamente, el método de la correlación espacial (AKI, 1957) permite analizar registros de campos de ondas complejos y estudiar la fracción con la que contribución cada tipo de ondas, como por ejemplo Rayleigh o Love, a la potencia total. De esta determinación se desprende también la velocidad de fase en función de la frecuencia, es decir, la curva de dispersión, que puede ser invertida para obtener un modelo de velocidad del medio volcánico bajo el *array*.

3.2. Ejemplos

Son muchos los trabajos que existen en la bibliografía relacionados con las aplicaciones de los *arrays* sísmicos a la sismología de volcanes.

Por ejemplo, FERRAZZINI ET AL., 1991, emplearon el método de la correlación espacial a los eventos gas-pistón y el tremor registrados por un *array* semicircular situado al pie del cráter de Puu Oo (Hawaii). El patrón espacial de los coeficientes de correlación obtenidos como función de la frecuencia para las tres componentes del movimiento es similar para los eventos gas-pistón y el tremor, e indica claramente la presencia de ondas dispersivas propagándose desde la

dirección del cráter a través del *array*. El campo de ondas está compuesto por partes comparables de ondas Rayleigh y Love, que se propagan con velocidades similares, extremadamente bajas, entre 700 m/s a 2 Hz y 300 m/s a 8 Hz. Estos resultados contrastan con estudios previos realizados en el lago de lava solidificado de Kilauea Iki, donde solamente fueron observadas ondas Love, lo cual puede estar debido a diferencias en la estructura superficial.

DEL PEZZO ET AL., 1993, instalaron un pequeño *array* en forma de L en el volcán Etna para medir la velocidad y el azimut de procedencia del tremor generado por la actividad del volcán en condiciones no eruptivas. Se utilizaron técnicas de correlación cruzada para medir el retraso de fase entre las estaciones. Se encontró una dirección de propagación aproximadamente N-S, coincidente con el área del cráter. La velocidad aparente se estimó en unos 500 m/s, lo que sugiere que la fuente del tremor es superficial.

GOLDSTEIN & CHOUET, 1994, estimaron la profundidad y la extensión espacial de la fuente del tremor volcánico y de los eventos gas-pistón, utilizando dos *arrays* densos con aperturas de 800 y 120 m, respectivamente, situados cerca del cráter del Puu Oo (Hawaii). Las medidas de lentitud y azimut en función del tiempo indican claramente que estas fuentes están localizadas cerca del cráter, a profundidades inferiores de 1 km. Basándose en la lentitud y en el análisis del movimiento de la partícula, encontraron que los registros de tremor y eventos gas-pistón consisten en una mezcla compleja de ondas internas y superficiales.

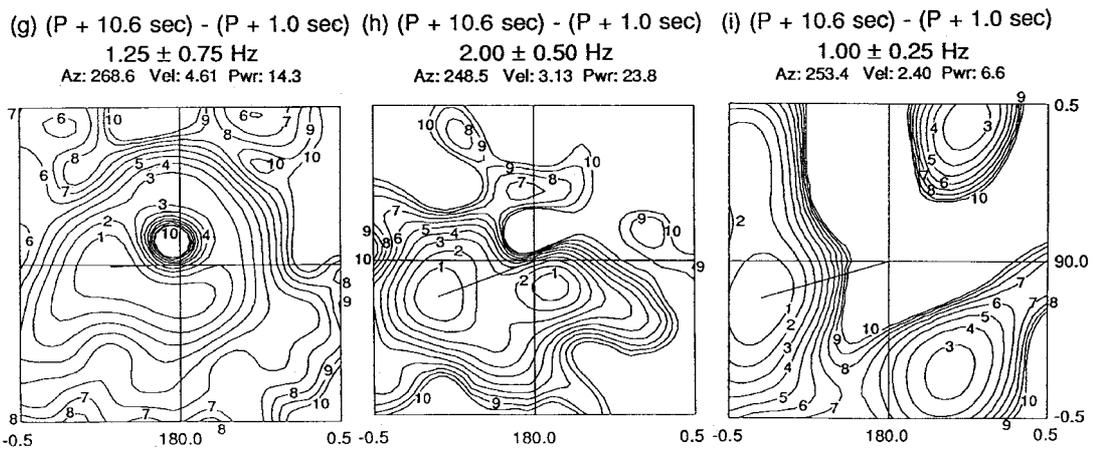
MÉTAXIAN ET AL., 1997, utilizaron varios tipos de *arrays* semicirculares, lineales y tripartitos, para estudiar la fuente del tremor permanente en el volcán Masaya, en Nicaragua. Se aplicó el método de la determinación de retrasos entre estaciones mediante el estudio de los espectros cruzados para obtener la dirección de procedencia, y la localización conjunta para determinar su posición espacial. Además, se utilizó el método correlación espacial para cuantificar la composición del campo de ondas, confirmando la posición inferida para la fuente. El campo de ondas se compone de cantidades comparables de ondas Rayleigh y Love, cuyas velocidades de fase están en el rango 730-1240 m/s a 2 Hz y 330-550 m/s a 6 Hz. La curva de dispersión obtenida se invirtió para obtener la estructura, con un número mínimo de capas. Los modelos de velocidad resultantes son similares en las zonas norte y sur del volcán. Además, se realizaron estimaciones del valor de la atenuación a distintas frecuencias, obteniéndose valores similares a los de otros volcanes basálticos como Puu Oo (Hawaii) o Klyuchevskoy (Kamchatka).

DE LUCA ET AL., 1997, instalaron un *array* sísmico portátil en el volcán Vesuvio (Italia) durante un experimento de tomografía 2D. El apilamiento de llegadas tardías, interpretadas como ondas reflejadas, proporciona una restricción significativa para el límite de una capa, situado a profundidades entre 1.5 y 2.2 k, bajo el cráter, con una velocidad promedio de 1.8-2.2 km/s, que se interpreta como el techo del basamento calcáreo. Los métodos de correlación espacial permitieron inferir la estructura superficial hasta unos 400 m de profundidad.

CHOUET ET AL., 1997, investigaron el campo de ondas generado por la actividad estromboliana, utilizando datos procedentes de *arrays* sísmicos de pequeña apertura localizados en el flanco norte de la isla, y también datos procedentes de transductores sísmicos y de presión, colocados cerca del cráter. Las medidas de lentitud y azimut en función del tiempo indican claramente que las fuentes de temblor y las explosiones están localizadas debajo del cráter a profundidades inferiores de 200 m, con ocasionales estallidos de energía procedentes de fuentes que se extienden hasta los 3 km de profundidad. Combinando los resultados con estudios del movimiento de la partícula, se ha deducido que las señales tienen una composición compleja, con ondas internas y superficiales asociadas con las propiedades de la fuente, la estructura y la topografía. Las ondas internas, originadas a profundidades menores de 200 m, dominan a frecuencias entre 0.5 y 2.5 Hz. Las ondas superficiales generadas por la parte superficial de la fuente, y por las fuentes de scattering distribuidas alrededor de la isla, dominan por encima de 2.5 Hz. Los registros de temblor y explosiones están ambos dominados por ondas SH. En campo lejano, las explosiones comienzan con movimiento radial, y muestran en campo cercano un movimiento horizontal dominante y con frecuencia comienzan con un precursor de baja frecuencia (1-2 Hz) caracterizado por movimiento elíptico, y seguido a los pocos segundos por una fase radial de alta frecuencia (1-10 Hz) que acompaña la erupción de piroclastos. Todo esto es consistente con un mecanismo gas-pistón superficial (<200 m) en un conducto vertical. Los modelos de desgasificación de una columna de fluido sugieren que la emisión acústica de las burbujas podría ser un mecanismo adecuado para la autoexcitación del temblor sostenido registrado en Stromboli.

CHOUET ET AL., 1998, utilizando los mismos *arrays* que CHOUET ET AL., 1997, analizaron las propiedades del campo de ondas del temblor en Stromboli mediante el método de la correlación espacial. Los coeficientes de correlación estimados, en función de la frecuencia, para las tres componentes del movimiento, definen claramente las características de dispersión para las ondas Rayleigh y

Love. Las ondas Love contribuyen con un 70% y las Rayleigh con el 30% de la potencia de las ondas superficiales. Las velocidades de fase de las ondas Rayleigh van desde 1000 m/s a 2 Hz hasta 350 m/s a 9 Hz. Para las ondas Love, el rango está entre 800 y 400 m/s en la misma banda de frecuencia. Estas velocidades son consistentes con los valores que esperaríamos para un basalto solidificado altamente fracturado. Las curvas de dispersión resultantes se han invertido para obtener un modelo de velocidad bajo los *arrays*, asumiendo que la dispersión representa los modos fundamentales.



De GUPTA ET AL., 1992.

Capítulo III. Métodos de localización

... o cómo sacar partido de un array

1. Introducción

Los *arrays* son enormemente útiles para el estudio detallado de la propagación de las ondas a través de la Tierra, y han demostrado ser capaces de detectar y localizar señales de interés en las condiciones más adversas, aprovechando las diferencias de sus parámetros de propagación con respecto al resto de las ondas presentes en el campo.

Lo que queremos hacer en este capítulo es exponer las técnicas de *array* sísmico que permiten responder a dos preguntas básicas. En primer lugar, ¿cuándo existe una señal en nuestros datos? Porque queremos ser capaces de detectar la presencia de una señal incluso cuando se registra simultáneamente con otro evento de mayor amplitud que la enmascare, o en condiciones extremas de ruido sísmico. En segundo lugar, si la señal existe, ¿de dónde procede? Porque nos interesa localizar tanto en el espacio como en el tiempo la fuente que la ha originado. La mayoría de los métodos resuelven ambas cuestiones simultáneamente y nos proporcionan estimaciones de dos parámetros:

- El *azimut* de donde procede la señal, que mediremos, por convenio, en sentido horario desde el norte.
- La *lentitud aparente* con la que sus frentes de onda se propagan a través del *array*.

La determinación de ambos equivale a conocer el vector lentitud aparente \mathbf{s} , o lo que es igual, el número de onda aparente \mathbf{k} , relacionado con el anterior a través de la frecuencia:

$$\mathbf{s} = \frac{\mathbf{k}}{2\pi f} = -\frac{\sin \alpha}{v} \mathbf{i} - \frac{\cos \alpha}{v} \mathbf{j} = -s(\sin \alpha \mathbf{i} + \cos \alpha \mathbf{j}) \quad (1)$$

El módulo de \mathbf{s} , también conocido como parámetro del rayo, representa la variación del tiempo de viaje T de los telesismos en función de la distancia epicentral Δ , es decir, $dT/d\Delta$. Su determinación directa juega un importantísimo papel en el estudio de la estructura interna de la Tierra, como ya se ha visto en el Capítulo I.

A pesar de que en ocasiones se pueden utilizar métodos que nos proporcionen una estimación de la distancia epicentral e incluso de la profundidad focal, normalmente vamos a entender como "localización" de los eventos sísmicos con un *array* la determinación del vector \mathbf{s} .

2. Planteamiento del problema

Supongamos que tenemos un *array* sísmico constituido por N sismómetros situados sobre un medio homogéneo en las posiciones \mathbf{r}_j respecto a un cierto sistema de referencia con los ejes X, Y en las direcciones este y norte respectivamente (Figura 2.1). Por simplicidad, supondremos que tomamos registros de una sola componente de la velocidad del suelo.

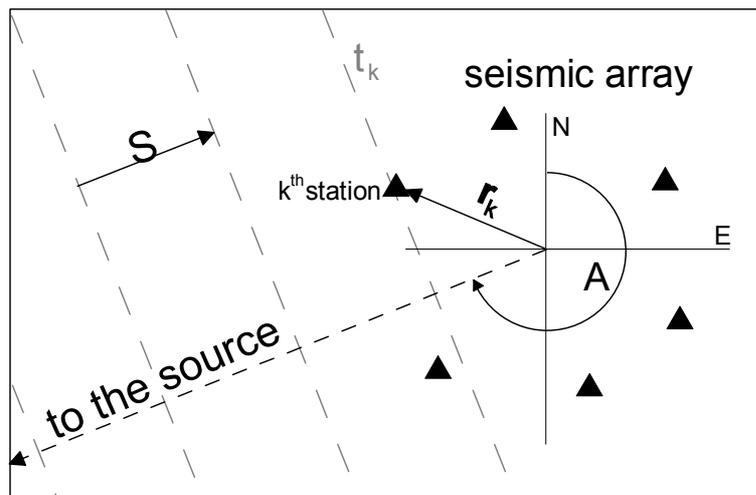


Figura 2.1. Planteamiento del problema del registro mediante un array (de ALMENDROS ET AL., 1998).

Para poder aplicar las técnicas que vamos a describir, tendremos que asumir ciertas hipótesis relativas a la composición del campo de ondas que estamos registrando, como por ejemplo:

- Que la señal está compuesta de ondas planas, o que básicamente se trata de una sola onda plana.
- Que el ruido es aleatorio y por tanto su autocorrelación se anula salvo para retraso cero, o que es estacionario tanto en el espacio como en el tiempo y se supone que sigue una normal de media cero y varianza constante.

En general, el problema se puede plantear de modo similar al análisis de series temporales, solamente que en tres dimensiones ya que se combinan dos dimensiones espaciales con la temporal. De hecho, se puede descomponer un cierto campo de movimiento del suelo $u(\mathbf{r}, t)$ en ondas planas a través de la transformada de Fourier, definiendo lo que se conoce como el espectro frecuencia-número de onda:

$$U(\mathbf{k}, f) = \int u(\mathbf{r}, t) e^{i(2\pi ft - \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})} d\mathbf{r} dt \quad (2)$$

La información que podemos adquirir de la señal es limitada debido a que el muestreo, tanto en el espacio como en el tiempo, es discreto. Existe un paralelismo evidente que relaciona el tamaño del *array* con la duración de la ventana en el análisis de series temporales, y el espaciado entre sensores con el intervalo de muestreo. Ambas distancias dependen de la dirección de propagación (salvo en el caso de un *array* perfectamente circular), por lo que normalmente se suelen utilizar la distancia máxima entre estaciones o apertura del *array*, D , y el espaciado mínimo entre estaciones, d , para caracterizar sus propiedades. En general, habrá longitudes de onda que se puedan registrar y reproducir con propiedad, y otras que no. Las longitudes de onda muy grandes no quedarán bien caracterizadas, ya que nuestros instrumentos estarían muestreando solamente una pequeña fracción de un ciclo. Tampoco las longitudes de onda muy cortas, ya que tomaríamos las muestras en ciclos distintos y se podría producir el fenómeno del *aliasing* espacial, consistente en que por debajo de una longitud de onda umbral, cualquier onda plana genera una respuesta en el *array* que resulta indistinguible de otra cuya longitud de onda sea un múltiplo de la primera. Análogamente a la frecuencia de Nyquist f_N , existe un número de onda de Nyquist $k_N=1/2d$ por encima del cual no obtenemos ninguna información sobre la señal. Este efecto disminuye si los sensores se colocan a distancias variables unos de otros, en lugar de situarlos equiespaciados.

Sin embargo, en ocasiones es mayor el rendimiento que se puede sacar de un *array* geométrico que los inconvenientes debidos al *aliasing*. Por ejemplo, el uso de *arrays* semicirculares permite aplicar eficientemente el método de la correlación espacial (GOLDSTEIN & CHOUET ET AL., 1994; CHOUET, 1996B)

La utilidad de un *array* sísmico depende de dos puntos clave:

- La configuración espacial de las estaciones, que actúa como un filtro para ciertas velocidades de propagación.
- La implementación de procedimientos óptimos para el procesado de los datos.

Para el primer punto, la configuración de un *array*, hay cuatro condiciones importantes (ASTEN & HENSTRIDGE, 1984):

- El diámetro del *array* o apertura D debe ser tan grande al menos como la longitud de onda más larga que nos interese.
- Mirando desde cualquier dirección, tiene que haber estaciones tan próximas entre sí como la mitad de la longitud de onda de interés más corta, para evitar el *aliasing* espacial.

- El número de estaciones debe ser mayor que el número de ondas planas que inciden simultáneamente sobre el *array*.
- La instalación del *array* debe ser logísticamente viable.

Dado un número fijo de sensores, se debe llegar a un compromiso entre la apertura del *array* y el espaciado, dependiendo del tipo de señal que deseemos registrar. Podemos adoptar como criterio para el diseño de *arrays* la relación:

$$D > \lambda > 2d \quad (3)$$

que nos fija aproximadamente las longitudes de onda para las que es adecuada una cierta configuración. Así, por ejemplo, un *array* lineal de 11 sensores situados cada 50 m registrará con propiedad un rango aproximado de longitudes de onda entre 0.1 y 1 km (siempre que incidan longitudinalmente al dispositivo). Si la frecuencia es del orden de 2 Hz (que son las frecuencias típicas en el campo de la sismología volcánica, al que se refiere esta tesis), esto equivale a velocidades aparentes entre 0.2 y 2 km/s.

Desde un punto de vista determinista, las trazas registradas en cada estación estarán compuestas por la superposición de diversas ondas, de las cuales consideraremos Q de ellas como señales y el resto como ruido. Normalmente, solo nos va a interesar una señal ($Q=1$), aunque algunos métodos son capaces de separar, localizar y evaluar la amplitud relativa de varias llegadas simultáneas ($Q>1$). El campo de ondas de que estamos hablando es una función tanto del espacio como del tiempo, y puede expresarse como:

$$u(\mathbf{r}, t) = \sum_{k=1}^Q a_k(\mathbf{r}, t) * x_k(t) + n(\mathbf{r}, t) \quad (4)$$

donde vemos que el movimiento del suelo en un punto \mathbf{r} resulta de la suma de la convolución de un cierto número de ondas, $x_k(t)$, evaluadas en un punto de referencia que por comodidad va a ser el origen de coordenadas, con una función a , conocida como respuesta impulsional espacial, que tiene en cuenta efectos de propagación tales como el retraso de fase, la atenuación, los efectos de sitio e instrumento, etc. Además, siempre habrá presente un cierto nivel de ruido sísmico, $n(\mathbf{r}, t)$. Si expresamos la ecuación del campo de ondas (4) solamente para los puntos e instantes en los que estamos muestreando, $\{\mathbf{r}_j\}_{j=1\dots N}$ y $\{t_m\}_{m=1\dots L}$ respectivamente, y sustituimos la dependencia espacial por subíndices de manera que podamos escribir F_j por $F(\mathbf{r}_j)$ para cualquier función, el registro obtenido en un cierto sensor j será:

$$u_j(t_m) = \sum_{k=1}^Q \sum_{n=1}^L a_{jk}(t_m - t_n) x_k(t_n) + n_j(t_m) \quad (5)$$

donde \mathbf{a} es la respuesta impulsional del *array*. En el dominio de la frecuencia, tendremos:

$$U_j(f) = \sum_{k=1}^q A_{jk}(f) X_k(f) + N_j(f) \quad (6)$$

Incluyendo todas las estaciones del *array*, nos queda para cada frecuencia la ecuación matricial:

$$\mathbf{U} = \mathbf{A}\mathbf{X} + \mathbf{N} \quad (7)$$

La matriz \mathbf{A} es la respuesta del *array* en el dominio de la frecuencia. En principio, vamos a suponer que:

- las estaciones están lo suficientemente próximas unas a otras como para despreciar las pérdidas por atenuación.
- los instrumentos tienen igual respuesta.
- la estructura local es lo bastante homogénea como para asumir que los efectos de sitio difieren de una estación a otra.

En esas condiciones, el único efecto apreciable en la respuesta del *array* será el retraso de fase, de modo que la forma de onda de la señal será la misma en cualquiera de los sensores.

Para entender mejor el significado de la respuesta del *array*, supongamos que incide una onda plana y comparemos su espectro en el origen de coordenadas, X_0 , con el espectro U_j obtenido en una estación del *array*. Supongamos que el nivel de ruido es despreciable, con lo cual la relación anterior se convierte en:

$$U_j = A_{j0} X_0 \quad (8)$$

Por tratarse de una onda plana, los espectros tendrán la misma amplitud pero distinta fase. Si la onda se propaga con vector lentitud aparente \mathbf{s}_0 y su frecuencia es f_0 , entonces el desfase entre los dos registros será:

$$\phi_j - \phi_0 = 2\pi f \tau_{j0} = 2\pi f_0 \mathbf{s}_0 \cdot \mathbf{r}_j = \mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{r}_j \quad (9)$$

donde τ_{j0} es el retraso entre las llegadas de un frente de onda a la estación j y al origen y \mathbf{k}_0 es el vector número de onda aparente de la onda. Por lo tanto el espectro en la estación j valdrá:

$$U_j = |U_j| e^{i\phi_j} = |U_j| e^{i(\phi_0 + \mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{r}_j)} = |U_j| e^{i\phi_0} e^{i\mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{r}_j} = e^{i\mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{r}_j} X_0 \quad (10)$$

Comparando (10) con (8) podemos deducir que:

$$A_{j0} = e^{i k_0 \cdot r_j} \quad (11)$$

luego A_{j0} representa la diferencia entre la fase del espectro registrado en la estación j y en el origen. En general, la matriz \mathbf{A} depende del número de ondas planas incidentes Q , de la frecuencia y la lentitud aparente con que se propague cada una, f_k y s_k (o del número de onda correspondiente k_k), y de la posición de las estaciones del *array* $\{r_j\}_{j=1\dots N}$. Entonces, tendremos que la diferencia de fase con que se registra la k -ésima onda incidente en la j -ésima estación con respecto a la fase en el origen viene dada por:

$$A_{jk} = e^{i k_k \cdot r_j} \quad (12)$$

En general, para el caso de la llegada de una sola onda plana al *array* sísmico, podemos expresar (5) mediante la suma de una onda plana, retrasada un cierto intervalo de tiempo, con el ruido:

$$u_j(t_m) = x(t_m - t_j) + n_j(t_m) \quad (13)$$

El tiempo t_j representa el instante en el que la onda alcanza la estación j . Depende de la posición de la estación y de la lentitud aparente de la señal incidente, y viene dado por:

$$t_j = t_0 + \mathbf{s} \cdot \mathbf{r}_j \quad (14)$$

donde t_0 es el tiempo de llegada de la onda al origen. Por tanto, $t_j - t_0$ representa el tiempo que tarda la onda en propagarse desde el origen hasta la estación j . En adelante, y por comodidad, situaremos el origen de tiempos de manera que $t_0 = 0$.

En este modelo de señal, conocido como *modelo de forma de onda común*, se van a basar casi todos los métodos de localización mediante técnicas de *array*. Suele ser aplicable en la mayoría de las situaciones, siempre que las características del ruido lo permitan.

3. Localización de señales utilizando un array sísmico

Son muchos los métodos que permiten determinar los parámetros de propagación de señales registradas en un *array* sísmico. En este apartado vamos a revisar los más comunes, tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia.

3.1. Determinación de los retrasos de la señal entre estaciones

3.1.1. Planteamiento

El método que vamos a describir consiste en la determinación de los retrasos de las llegadas de la señal a todas las estaciones del *array*, lo cual nos permite estimar el vector lentitud mediante un ajuste de los datos, por ejemplo por mínimos cuadrados (CHINNERY & TOKSÖZ, 1967), aunque este método puede refinarse incluyendo deformaciones locales del frente de onda y ajustando a una superficie de orden superior (HUSEBYE, 1969).

En efecto, siguiendo la expresión (14), el retraso τ_{jk} entre la llegada de la señal a la estación j y a la k vendrá dado por:

$$\tau_{jk} = t_k - t_j = \mathbf{s} \cdot (\mathbf{r}_k - \mathbf{r}_j) \quad (15)$$

Si determinamos de algún modo el retraso o tiempo de viaje de la señal entre todas las estaciones, $\{\tau'_{jk}\}_{j,k=1\dots N}$, y dado que conocemos sus posiciones relativas, entonces podemos estimar el vector lentitud haciendo mínima la expresión:

$$\sum_{j,k=1}^N (\tau'_{jk} - \mathbf{s} \cdot (\mathbf{r}_k - \mathbf{r}_j))^2 \quad (16)$$

Normalmente la mayor fuente de error se produce al determinar los tiempos de llegada y está relacionada con la frecuencia de muestreo, la relación señal/ruido y el carácter más o menos impulsivo de la señal. La posición de las estaciones, sin embargo, suele conocerse con precisión utilizando técnicas de posicionamiento GPS, por lo que no introduce un error importante.

El límite de aplicabilidad del método está relacionado con la frecuencia de muestreo, la apertura del *array* y la velocidad aparente con la que se propaga el frente de onda. Así, si una onda se propaga tan rápidamente (o bien su ángulo de incidencia con respecto a la normal es tan pequeño) que los frentes atraviesan el *array* en menos tiempo del necesario para tomar dos muestras consecutivas, no estaremos en condiciones de obtener ninguna información sobre ella. Es decir, si D es la apertura del *array*, v es la velocidad aparente de la onda y Δt el intervalo de muestreo, para que los resultados tengan peso será necesario que:

$$v \ll \frac{D}{\Delta t} \quad (17)$$

A continuación, vamos a exponer algunos de los métodos más conocidos para determinar los retrasos de la señal entre las estaciones del *array*.

3.1.2. Métodos

a) Determinación visual de los tiempos de llegada

En ocasiones, hay ciertas fases que son lo suficientemente impulsivas como para que sea posible determinar su llegada a cada sensor sobre los registros del *array*. Dispondremos entonces del conjunto de tiempos de llegada $\{t_j\}_{j=1\dots N}$, y simplemente habrá que hacer las diferencias:

$$\tau_{jk} = t_k - t_j \quad (18)$$

Este método, aunque extremadamente simple, se ha utilizado sobre todo en redes sísmicas locales empleadas como un *array*, o *arrays* de gran apertura, para determinar aproximadamente el epicentro de los telesismos. También se ha utilizado en otros campos, como por ejemplo en sismología volcánica (WEGLER & SEIDL, 1997).

b) Correlación cruzada entre parejas de estaciones

Dados dos registros $u_j(t_m)$ y $u_k(t_n)$ tomados en las estaciones j y k del *array*, calculamos su correlación cruzada mediante la expresión:

$$c_{jk}(\tau_{nm}) = c_{jk}(t_m - t_n) = E\{u_j(t_m) u_k(t_n)\} = \langle u_j(t + t_m) u_k(t + t_n) \rangle \quad (19)$$

donde hemos supuesto que el proceso es ergódico y por tanto hemos sustituido el valor esperado por el promedio temporal en el rango permitido por la duración de las trazas. El método consiste en determinar el máximo de la correlación, que se producirá para un cierto retraso $\tau_{m\acute{a}x}$. Si suponemos que los registros son del tipo dado por (13), y que el ruido no está correlacionado con la señal, entonces la contribución de la señal puede separarse de la del ruido y queda que:

$$c_{jk}(\tau_{mn}) = \langle x(t + t_m - t_j) x(t + t_n - t_k) \rangle + \sigma_n^2 \quad (20)$$

La expresión entre $\langle \cdot \rangle$ es la autocorrelación de la señal, que tiene un máximo para retraso cero, con lo cual vemos que precisamente:

$$\tau_{m\acute{a}x} = t_n - t_m = t_k - t_j = \tau_{jk} \quad (21)$$

es el retraso entre las llegadas de la señal a las estaciones j y k .

c) Estudio de los espectros cruzados

El método de análisis de los espectros cruzados (ITO, 1985) estudia la pendiente de la fase de los espectros cruzados para determinar el retraso de la señal entre los registros del *array* en distintas estaciones.

Dados dos registros de la señal $u_j(t_m)$ y $u_k(t_m)$ tomados en las estaciones j y k del *array*, respectivamente, calculamos su espectro cruzado mediante la expresión:

$$C_{jk}(f_n) = U_j(f_n) U_k^+(f_n) \quad (22)$$

donde $U_j(f_n)$ y $U_k(f_n)$ son los espectros correspondientes a las trazas j y k . El espectro cruzado no es más que la transformada de Fourier de la correlación cruzada. Definimos la coherencia entre ellas H_{jk} y la fase del espectro cruzado ϕ_{jk} como sigue:

$$H_{jk}(f_n) = \frac{|C_{jk}(f_n)|}{\sqrt{C_{jj}(f_n) C_{kk}(f_n)}} \quad (23)$$

$$\phi_{jk}(f_n) = \arctan \frac{\text{Im}(C_{jk}(f_n))}{\text{Re}(C_{jk}(f_n))}$$

Si suponemos que la misma señal, del tipo dado por (13), se propaga entre dos estaciones del *array*, j y k , entonces la relación entre los registros tomados en una y en otra será:

$$u_j(t_m) = u_k(t_m + \tau) + n(t_m) \quad (24)$$

donde n representa el ruido sísmico y τ el retraso de la onda de una estación a otra. La relación entre los espectros será:

$$U_j(f) = U_k(f) e^{i2\pi f\tau} + N(f) \quad (25)$$

Si suponemos que el ruido es aleatorio, la coherencia entre las señales y la fase del espectro vendrán dadas por:

$$H_{jk}(f) = \frac{|U_k(f)|^2}{\sqrt{|U_k(f)|^2 + |N(f)|^2}} \quad (26)$$

$$\phi_{jk}(f) = 2\pi f\tau$$

Por tanto, siempre que la coherencia entre las señales sea alta, podemos determinar directamente el retraso de la señal en las trazas de dos estaciones a partir de la pendiente de la fase del espectro cruzado frente a la frecuencia.

Además, como este método se aplica en el dominio de la frecuencia, tiene la ventaja de que puede alcanzar una resolución temporal mayor de la que se obtendría en el dominio del tiempo, limitada siempre por el intervalo de muestreo (FREMONT & MALONE, 1987).

3.2. Estimación óptima de la señal

3.2.1. Planteamiento

En el apartado anterior, estábamos suponiendo implícitamente que sabíamos de antemano de la existencia de una señal en nuestros datos, con lo cual podíamos determinar los retrasos relativos entre las estaciones del *array* y ajustar un frente de onda para determinar el vector lentitud aparente. Pero ¿qué sucede si no sabemos cuándo está llegando la señal?

Otro enfoque del problema consiste en generar en cada instante, mediante técnicas de filtrado multicanal, una estimación de la señal que aproveche la información registrada por todos los sensores. Estos filtros dependen de la lentitud aparente, es decir, que solamente realzan señales procedentes de una cierta dirección y que se propaguen con una cierta velocidad aparente. Por ello, tenemos que realizar barridos en las direcciones y velocidades que nos interesen. En este sentido, el *array* sísmico funciona como un radar o una antena. Si los datos contienen una señal, entonces el filtro genera una salida en la que ésta se realza frente al ruido. Para saber si existe una señal o no, se define un parámetro que nos permita tomar decisiones, por ejemplo la relación señal-ruido a la salida, de modo que cuando supere un cierto umbral podamos decir que hemos detectado una señal procedente de una cierta dirección y con una cierta velocidad aparente.

Hay muchos filtros con los que podemos estimar la señal que nos interese de manera óptima. Entre ellos podríamos citar varias modalidades de producción del haz (CHRISTOFFERSSON & HUSEBYE, 1974; KANASEWICH ET AL., 1973; WEICHERT, 1975), filtros de velocidad (DAHLMAN & ISRAELSON, 1977) o filtros adaptativos (SHEN, 1979). Estos filtros suelen estar implementados en tiempo real en los *arrays* instalados para la vigilancia de las explosiones nucleares (HUSEBYE & MYK-KELTVEIT, 1981). Los más simples suponen que el ruido es aleatorio, aunque otros consideran modelos autorregresivos que permiten eliminar también el ruido correlacionado. Aquí vamos a considerar solamente los dos más sencillos, que son la base de todos los demás.

3.2.2. Métodos

a) Producción del haz en el dominio del tiempo

El método más simple pero a la vez más efectivo para realzar una señal se denomina producción del haz o *beam-forming*, y consiste en alinear las trazas en el tiempo hasta que las llegadas coincidan y sumarlas a continuación. Las hipótesis que subyacen tras esta idea son:

- Las estaciones sísmicas del *array* están lo suficientemente cerca unas de otras como para considerar que la forma de onda de la señal es la misma en todas ellas. La única diferencia es que llega con distinto retraso a cada una. Así pues, al sumar las trazas en fase la señal aumenta de amplitud.
- Las estaciones sísmicas del *array* están lo suficientemente alejadas unas de otras como para considerar que el ruido no mantiene la coherencia. Aquí sucede al revés, al promediar las señales el ruido se va reduciendo.

Supondremos, siguiendo el modelo de forma de onda común (13), que en cada estación del *array* registramos una traza compuesta por la suma de una señal de forma de onda común $x(t_m)$ más ruido $n_j(t_m)$, no correlacionado pero estacionario tanto en el espacio como en el tiempo y diferente en cada sensor. Los sismogramas estarán compuestos solamente por ruido hasta la llegada de la señal en el instante t_j . A partir de entonces registraremos:

$$u_j(t_m) = x(t_m - t_j) + n_j(t_m) \quad (27)$$

La relación señal-ruido, SNR, vendrá dada por el cociente entre la potencia media de la señal y la del ruido (que coincide con su varianza en cualquier sensor ya que es estacionario):

$$\text{SNR}_{\text{traza}} = \frac{\langle x(t)^2 \rangle}{\sigma_n^2} \quad (28)$$

El procesado comienza con el alineamiento de los sismogramas, en el que se trata de hacer coincidir las llegadas de la señal a distintas estaciones. Para determinar los retrasos relativos de una estación a otra, es necesario "enfocar" el *array* en una determinada dirección como si fuera una antena direccional, lo que en nuestro caso equivale a conocer el vector lentitud de la onda. De esta analogía procede la denominación de antena sísmica. Si suponemos que el frente de onda es plano, el tiempo de llegada a cada estación vendrá entonces dado por (14). En algunas aplicaciones es necesario corregir los tiempos de llegada mediante la introducción de un residuo Δt_j que puede aparecer debido a anomalías

muy locales que deforman el frente de onda. Si disponemos de un número razonable de estaciones, Δt_j se puede calcular por mínimos cuadrados a partir de la determinación visual de los tiempos de llegada, y de esta manera calibrar el *array*. Normalmente, en *arrays* de pequeña apertura que se sitúen sobre una estructura geológica homogénea, estos términos son despreciables.

Alineamos las llegadas adelantando cada sismograma el tiempo correspondiente, con lo cual se obtiene:

$$u'_j(t_m) = u_j(t_m + t_j) = x(t_m) + n_j(t_m + t_j) \quad (29)$$

Si ahora sumamos algebraicamente todas las trazas, obtenemos el haz o salida del *array*:

$$x'_{\text{haz}}(t_m) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N u'_j(t_m) = x(t_m) + \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N n_j(t_m + t_j) \quad (30)$$

La relación señal-ruido para el haz es:

$$\text{SNR}_{\text{haz}} = \frac{\langle x(t)^2 \rangle}{\frac{1}{N} \sigma_n^2} = N \cdot \text{SNR}_{\text{traza}} \quad (31)$$

luego la amplitud relativa de la señal con respecto al ruido se incrementa a la salida en un factor $N^{1/2}$. La mejora es tanto más notoria cuanto mayor sea el número de estaciones de que esté compuesto el *array*.

Hasta ahora, hemos visto que si sabemos que hay una señal presente en nuestros datos de *array* y conocemos su vector lentitud aparente, podemos realzarla y mejorar su relación señal-ruido. Sin embargo, eso es precisamente lo que desconocemos, el problema que realmente nos interesa resolver es el contrario: ¿cómo detectar una señal en nuestros datos?, ¿cómo saber de dónde procede?

La respuesta consiste en realizar barridos con la antena sísmica en todas direcciones y considerando cualquier velocidad de propagación, calculando en cada caso una cierta función que nos permita tomar decisiones. Es decir, enfocamos el *array* hacia una serie de puntos que, o bien cubren todo el espacio, o bien hemos seleccionado por su interés, y vamos comprobando continuamente si hay una señal que procede de ese sitio o no.

b) Estimación de la señal de máxima verosimilitud

En este apartado vamos a aproximarnos al problema de la estimación óptima de la señal a partir de datos de *array* desde dos puntos de vista distintos que finalmente van a resultar equivalentes: el diseño de un filtro óptimo y la estimación de máxima verosimilitud.

Comencemos definiendo lo que se conoce como matriz de covarianza, en su forma más general. Disponemos de N registros, cada uno con L muestras, procedentes de los sensores del *array*. Los posibles valores de u_i en el instante t_m obedecen a una distribución gaussiana de media $x(t_m)$, es decir, que el ruido es un proceso aleatorio de media cero. La matriz de covarianza correspondiente a las $N \times L$ variables $\{u_i(t_m)\}_{i=1 \dots N, m=1 \dots L}$ será:

$$\rho_{ab} = \rho_{ij}(t_m, t_n) = E\{(u_i(t_m) - x(t_m))(u_j(t_n) - x(t_n))\} \quad (32)$$

$$a, b = 1 \dots NL, \quad i, j = 1 \dots N, \quad m, n = 1 \dots L$$

donde $E\{\cdot\}$ representa el valor esperado o promedio estadístico del conjunto de realizaciones del proceso, equivalente al promedio temporal si el proceso es ergódico. Los índices i, j corresponden a las estaciones, mientras que m, n representan distintos instantes de tiempo. La relación entre estos índices y los de la matriz de covarianza es:

$$a = i + N \cdot (m - 1) \quad (33)$$

$$b = j + N \cdot (n - 1)$$

Por tanto, la matriz ρ tiene dimensiones $NL \times NL$, y está formada por $L \times L$ submatrices de orden $N \times N$. La submatriz m, n representa la covarianza entre los N datos registrados por los sensores en el instante t_m y los N tomados en t_n . Supondremos siempre que esta matriz de covarianza ρ es definida positiva.

b.1) Filtro óptimo multicanal sin distorsión

Vamos a considerar un método basado en el diseño de filtros multicanal. Tratamos de encontrar un filtro g que, operando sobre los datos pasados disponibles u' de todas las estaciones, previamente alineados según un cierto vector lentitud s , nos proporcione la mejor estimación de la señal, x' , para el instante posterior. Esto puede expresarse mediante la ecuación:

$$x'_{\text{MinVar}}(t_m) = \sum_{j=1}^N g_j(t_m) * u'_j(t_m) = \sum_{n=1}^L \sum_{j=1}^N g_j(t_m - t_n) u'_j(t_n) \quad (34)$$

Los coeficientes del filtro se pueden determinar minimizando la diferencia entre la señal y nuestra estimación, en el sentido de los mínimos cuadrados, o lo que es lo mismo, exigiendo que la varianza de la estimación sea mínima. Ello nos conduce a filtros como los de predicción de error, que sin embargo distorsionan la forma de onda de la señal. Para que nuestra estimación no resulte distorsionada, tenemos que exigir además que al aplicar el filtro a la señal sin ruido obtengamos de nuevo la señal, es decir:

$$x'_{\text{MínVar}}(t_m) = \sum_{n=1}^L \sum_{j=1}^N g_j(t_m - t_n) x(t_n) = x(t_m) \quad (35)$$

Simplificando la expresión anterior, obtenemos que la condición para un filtro sin distorsión de la señal es:

$$\sum_{j=1}^N g_j(t_m - t_n) = \delta_{mn} \quad (36)$$

Empleemos ahora la condición de mínima varianza:

$$E \left(\sum_{n=1}^L \sum_{j=1}^N g_j(t_m - t_n) u'_j(t_n) - x(t_m) \right)^2 \quad \text{mínimo} \quad (37)$$

Si desarrollamos esta expresión, obtenemos que lo que debemos minimizar es:

$$\sum_{m,n=1}^L \sum_{j,k=1}^N g_j(t_p - t_m) g_k(t_p - t_n) \rho'_{jk}(t_m, t_n) \quad \text{mínimo} \quad (38)$$

donde se ha escrito específicamente ρ' para indicar que es la matriz de covarianza calculada para las trazas alineadas u' . Puesto que la solución debe verificar (36), vamos a introducir multiplicadores de Lagrange, de manera que la ecuación que finalmente tenemos que resolver es:

$$\sum_{m=1}^L \sum_{j=1}^N g_j(t_p - t_m) \rho'_{jk}(t_m, t_n) = \lambda_{np} \quad (39)$$

es decir:

$$g_k(t_p - t_n) = \sum_{m=1}^L \sum_{j=1}^N \lambda_{pm} \rho'^{-1}_{jk}(t_m, t_n) \quad (40)$$

Para determinar el valor de esos parámetros λ_{mn} , vamos a sumar para todas las estaciones, con lo cual se obtiene:

$$\delta_{pn} = \sum_{k=1}^N g_k(t_p - t_n) = \sum_{m=1}^L \lambda_{pm} \left(\sum_{j,k=1}^N \rho'_{jk}{}^{-1}(t_m, t_n) \right) \quad (41)$$

Por tanto, hemos encontrado una relación entre la matriz de multiplicadores de Lagrange y la de covarianza, que se puede expresar mediante sus inversas del siguiente modo:

$$\lambda_{mn}^{-1} = \sum_{j,k=1}^N \rho'_{jk}{}^{-1}(t_m, t_n) \quad (42)$$

La estimación de la señal de mínima varianza vendrá dada por la aplicación del filtro a los registros:

$$x'_{\text{MinVar}}(t_p) = \sum_{m,n=1}^L \sum_{j,k=1}^N \lambda_{pm} \rho'_{jk}{}^{-1}(t_m, t_n) u'_k(t_n) \quad (43)$$

b.2) Estimación de máxima verosimilitud

Dado un conjunto de datos dependientes de unos parámetros, podemos hablar de dos conceptos:

- *Probabilidad* de obtener unos ciertos datos a partir de determinados parámetros.
- *Verosimilitud* de unos ciertos parámetros para reproducir determinados datos.

El primero puede calcularse matemáticamente, ya que se puede repetir un experimento y obtener distintos conjuntos de datos a los que tratar estadísticamente. Pero el segundo no es más que una idea intuitiva imposible de cuantificar, ya que los parámetros siempre van a ser los mismos. Así que lo que se suele hacer es identificar ambos, de manera que definimos la verosimilitud del conjunto de parámetros como la probabilidad de obtener los datos correctos a partir de ellos.

En el caso de un *array* sísmico, disponemos de NL muestras $u'_i(t_m)$ tomadas en el instante t_m en el sensor i . La función de densidad de probabilidad de ese conjunto se puede expresar (referencia):

$$p(\{u'_k(t_p)\}_{k=1 \dots N})_{p=1 \dots L} = \sqrt{\frac{|\rho'{}^{-1}|}{(2\pi)^{NL}}} e^{-\frac{i}{2} \sum_{i,j=1}^N \sum_{m,n=1}^L \rho'_{ij}{}^{-1}(t_m, t_n) (u'_i(t_m) - x(t_m))(u'_j(t_n) - x(t_n))} \quad (44)$$

La máxima verosimilitud se obtendrá cuando esta probabilidad sea máxima. Derivando respecto de la señal e igualando a cero, obtenemos el sistema de ecuaciones:

$$\sum_{m=1}^L x'_{\text{MáxVer}}(t_m) \sum_{i,j=1}^N \rho'_{ij}{}^{-1}(t_m, t_n) = \sum_{m=1}^L \sum_{i,j=1}^N u'_i(t_m) \rho'_{ij}{}^{-1}(t_m, t_n) \quad , \quad n = 1 \dots L \quad (45)$$

Definiendo la matriz λ como en (42), obtenemos la estimación de máxima verosimilitud de la señal que viene dada por:

$$x'_{\text{MáxVer}}(t_p) = \sum_{m,n=1}^L \sum_{j,k=1}^N \lambda_{pm} \rho'_{jk}{}^{-1}(t_m, t_n) u'_k(t_n) \quad (46)$$

que es el mismo resultado que se obtiene cuando exigimos un filtro óptimo de varianza mínima.

En el caso particular de que el ruido sea aleatorio, todos los elementos de la matriz de covarianza ρ' son nulos salvo cuando $i=j$ y $m=n$. Si además es estacionario, entonces esos elementos no nulos son todos iguales a una constante σ^2 . Tanto su inversa, $\rho'{}^{-1}$, como la matriz λ , serán también diagonales, y sus elementos no nulos valdrán respectivamente $1/\sigma^2$ y σ^2/N . Por tanto, (46) se reduciría a la expresión:

$$x'_{\text{MáxVer}}(t_p) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u'_i(t_p) \quad (47)$$

que no es más que la salida proporcionada por el método de producción del haz, tal y como se ha discutido previamente en el apartado a). De hecho, la estimación de máxima verosimilitud coincide en la práctica con la producción del haz, salvo en los casos en los que el ruido no es estacionario. Por esta razón y por ser mucho más sencillo computacionalmente, la producción del haz ha sido el método más utilizado. Pero, por ejemplo, si tratamos de detectar una señal de pequeña amplitud superpuesta a otra señal que no nos interesa, la producción del haz no resuelve claramente las llegadas, mientras que la estimación de máxima verosimilitud conduce a resultados de calidad realmente sorprendente.

3.3. Espectro frecuencia-número de onda

3.3.1. Planteamiento

En lugar del campo de velocidad del suelo $u(\mathbf{r},t)$, este método estudia un campo de ondas planas de frecuencia f y número de onda \mathbf{k} cuya amplitud y fase

vienen dadas por el espectro f - k , $U(f, k)$, que no es más que el resultado natural de la extensión de la transformada de Fourier en el tiempo a las coordenadas espaciales:

$$U(\mathbf{k}, f) = \iint u(\mathbf{r}, t) e^{i(2\pi f t - \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})} d\mathbf{r} dt \quad (48)$$

El espectro de potencia f - k , $P(\mathbf{k}, f)$, correspondiente al módulo al cuadrado de $U(\mathbf{k}, f)$, es un modo práctico de sintetizar las características espaciales del campo de ondas (BURG, 1964). Representa la potencia con que se propaga por el medio cada una de las ondas planas, caracterizadas por la frecuencia f y el número de onda \mathbf{k} , que componen el campo. Se puede demostrar que $P(\mathbf{k}, f)$ es la transformada de Fourier de la correlación cruzada:

$$P(\mathbf{k}, f) = \iint c(\mathbf{r}, t) e^{i(2\pi f t - \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})} d\mathbf{r} dt \quad (49)$$

o bien:

$$P(\mathbf{k}, f) = \int C(\mathbf{r}, f) e^{-i\mathbf{k} \cdot \mathbf{r}} d\mathbf{r} \quad (50)$$

donde:

$$C(\mathbf{r}, f) = \int c(\mathbf{r}, t) e^{i2\pi f t} dt \quad (51)$$

se conoce como el espectro cruzado y es la transformada de Fourier en el tiempo de la correlación cruzada. Aunque en teoría son equivalentes, utilizaremos la ecuación (50) en lugar de la (49) ya que el cálculo de la correlación es menos eficiente y consume más tiempo de computación que el de los espectros cruzados.

Para estimar el espectro de potencia f - k , tenemos que disponer de un *array* sísmico formado por N estaciones situadas en las posiciones \mathbf{r}_j en las que se han tomado los registros de velocidad $u_j(t_m)$. Evidentemente, tendremos los inconvenientes del muestreo discreto no sólo en el tiempo sino también en el espacio. Generalmente, además, el muestreo en el espacio es más disperso ya que no disponemos de un número ilimitado de sensores, y no nos permitirá caracterizar tan bien la señal como en la coordenada temporal. Así pues, las estimaciones de las transformadas de Fourier en las que aparezcan los términos espaciales contendrán más errores que cuando se trate del tiempo.

Si conseguimos calcular el espectro de potencia f - k , entonces simplemente se trata de encontrar sus máximos. Cada uno representará una componente predominante del campo de ondas registrado, caracterizada por la frecuencia

$f_{\text{máx}}$ y el número de onda $k_{\text{máx}}$. Es decir, podremos conocer para cada intervalo de frecuencia la dirección de la que procede la señal y la velocidad aparente con la que se propaga.

3.3.2. Estimación de la matriz de espectros cruzados

Comencemos calculando el espectro de cada traza, $U_k(f_n)$:

$$U_k(f_n) = \sum_{m=1}^L w(t_m) u_k(t_m) e^{i2\pi f_n t_m} \quad (52)$$

donde w es la ventana temporal que aplicamos a los datos. El espectro calculado está afectado por la ventana que elijamos, de modo que en realidad, lo que estamos obteniendo es una estimación relacionada con el espectro real $U(\mathbf{r}_k, f)$ según:

$$U_k(f) = W(f) *_f U(\mathbf{r}_k, f) \quad (53)$$

Se ha escrito expresamente la variable en la que se hace la convolución, f . W es la transformada de Fourier de la ventana temporal y se conoce como *ventana de frecuencia*. Por tanto, obtenemos la convolución de esta ventana de frecuencia con el espectro real. La forma ideal de la ventana sería una delta de Dirac, ya que en ese caso la estimación del espectro a cada frecuencia coincidiría con el valor real. Sin embargo, eso no es posible debido a que el muestreo es finito. Las ventanas razonables deben poseer un lóbulo central muy marcado para $f=0$ y lóbulos laterales tan reducidos como sea posible.

A partir de estos espectros, estimamos la matriz de espectros cruzados C , que se define como:

$$C_{jk}(f_n) = U_j(f_n) U_k^*(f_n) \quad (54)$$

Teniendo en cuenta (52), se puede ver que:

$$\begin{aligned} C_{jk}(f_n) &= \sum_{p,q=1}^L w(t_p) w^*(t_q) u_j(t_p) u_k^*(t_q) e^{i2\pi f_n (t_p - t_q)} \\ &= \sum_{p,q=1}^L w(t_p) w^*(t_q) \rho_{jk}(t_p, t_q) e^{i2\pi f_n (t_p - t_q)} \\ &= \sum_{p,q=1}^L w(t_p) w^*(t_q) \left(\sum_{m=1}^L C(\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k, f_m) e^{-i2\pi f_m (t_p - t_q)} \right) e^{i2\pi f_n (t_p - t_q)} \\ &= \sum_{m=1}^L C(\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k, f_m) \sum_{p,q=1}^L w(t_p) w^*(t_q) e^{i2\pi (f_n - f_m) (t_p - t_q)} \end{aligned} \quad (55)$$

Por lo tanto, la estimación del espectro cruzado resultante se relaciona con el real mediante la convolución con el módulo al cuadrado de la ventana de frecuencia:

$$C_{jk}(f_n) = C(r_j - r_k, f_n) *_f |W(f_n)|^2 \quad (56)$$

Existen muchas ventanas adecuadas para el cálculo de los espectros. Normalmente no se considera su efecto, ya que simplemente introducen un cierto suavizado que no varía la forma general del espectro, lo cual resulta no sólo conveniente sino además deseable. A veces, incluso, se introduce explícitamente mediante expresiones del tipo:

$$C_{jk}(f_n) = \sum_{s=-M}^M z_s U_j(f_{n+s}) U_k^*(f_{n+s}) \quad (57)$$

donde los $2M+1$ coeficientes z_s representan una ventana de suavizado en el dominio de la frecuencia.

3.3.3. Métodos

a) Producción del haz en el dominio de la frecuencia

El método de producción del haz en el dominio de la frecuencia (LACOSS ET AL., 1969) consiste en hacer una estima del espectro de potencia f - k equivalente al cálculo del espectro de potencia del haz de salida obtenido al aplicar el método de producción del haz en el dominio del tiempo, es decir:

$$P_{BF}(k, f) \equiv |X'_{haz}(f)|^2 \quad (58)$$

Aunque las ideas que hay detrás de ambos métodos son las mismas, el método en el dominio de la frecuencia es mucho más eficaz y ahorra tiempo de cálculo ya que sustituye la generación de los haces para una multitud de valores de la lentitud aparente por la estimación del espectro frecuencia-número de onda, como vamos a ver enseguida.

La expresión (30) nos proporciona el haz de salida del *array* como una serie temporal que depende del vector lentitud aparente s según el cual hayamos alineado las trazas y cuyo espectro viene dado por:

$$X'_{haz}(f_m) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N U'_j(f_m) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N U_j(f_m) e^{-i 2\pi f_m t_j} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N U_j(f_m) e^{-i k \cdot r_j} \quad (59)$$

El espectro de potencia del haz será entonces:

$$P_{BF}(\mathbf{k}, f_m) = \frac{1}{N^2} \sum_{j,k=1}^N C_{jk}(f_m) e^{-i\mathbf{k}\cdot(\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k)} \quad (60)$$

Por tanto, si definimos el vector columna \mathbf{A} para cada valor del número de onda aparente \mathbf{k} en la forma:

$$\mathbf{A}_k(\mathbf{k}) = e^{i\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}_k} \quad (61)$$

entonces la estimación del espectro de potencia f - \mathbf{k} por el método de la producción del haz en el dominio de la frecuencia se calcula mediante:

$$P_{BF}(\mathbf{k}, f_m) = \frac{1}{N^2} \mathbf{A}^+(\mathbf{k}) \mathbf{C}(f_m) \mathbf{A}(\mathbf{k}) \quad (62)$$

¿Qué relación tiene esta estimación P_{BF} con el auténtico espectro de potencia f - \mathbf{k} ? Para determinarla, vamos a utilizar la relación entre los espectros cruzados y el espectro de potencia f - \mathbf{k} a través de una transformada de Fourier inversa:

$$C_{jk}(f) = C(\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k, f) *_f |W(f)|^2 = \int P(\boldsymbol{\kappa}, f) e^{i\boldsymbol{\kappa}\cdot(\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k)} d\boldsymbol{\kappa} *_f |W(f)|^2 \quad (63)$$

Por lo tanto:

$$\begin{aligned} P_{BF}(\mathbf{k}, f) &= \frac{1}{N^2} \sum_{j,k=1}^N \left(\int P(\boldsymbol{\kappa}, f) e^{i\boldsymbol{\kappa}\cdot(\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k)} d\boldsymbol{\kappa} \right) e^{-i\mathbf{k}\cdot(\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k)} *_f |W(f)|^2 \\ &= \int P(\boldsymbol{\kappa}, f) \frac{1}{N^2} \sum_{j,k=1}^N e^{i(\boldsymbol{\kappa} - \mathbf{k})\cdot(\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k)} d\boldsymbol{\kappa} *_f |W(f)|^2 \end{aligned} \quad (64)$$

Si definimos la función:

$$W_{BF}(\mathbf{k}) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N e^{-i\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}_j} \quad (65)$$

entonces nos queda que:

$$\begin{aligned} P_{BF}(\mathbf{k}, f) &= \int P(\boldsymbol{\kappa}, f) |W_{BF}(\mathbf{k} - \boldsymbol{\kappa})|^2 d\boldsymbol{\kappa} *_f |W(f)|^2 \\ &= P(\mathbf{k}, f) *_f |W_{BF}(\mathbf{k})|^2 *_f |W(f)|^2 \end{aligned} \quad (66)$$

Este resultado es la convolución en el espacio del número de onda del espectro de potencia f - \mathbf{k} real con el módulo al cuadrado de la ventana de frecuencia y con el módulo al cuadrado de la función $W_{BF}(\mathbf{k})$, que se conoce como *ventana de número de onda* o *patrón de respuesta de la antena*. Representa la estimación del espectro de potencia f - \mathbf{k} cuando la llegada consiste solamente en un impulso unidad, es decir, la respuesta del *array* en el dominio del número de onda al hecho de que solamente muestreamos el campo de ondas en unos puntos deter-

minados del espacio. Depende únicamente de la geometría del *array*, es decir, de la cantidad y posición de sus estaciones. Básicamente, se trata de una función que alcanza un máximo para $k=0$ y que tiende a anularse cuando k aumenta. La anchura del lóbulo central está directamente relacionada con la resolución del método: cuanto más agudo sea el pico, tanto más fácil será resolver dos fuentes cercanas.

b) Método de alta resolución

El método de alta resolución (CAPON, 1969) realiza una estimación del espectro de potencia f - k calculando la potencia de la salida después de aplicar un filtro de máxima verosimilitud a la señal. Si llamamos G a la respuesta en frecuencia del filtro, entonces nuestra estima va a consistir simplemente en calcular:

$$P_{HR}(\mathbf{k}, f) \equiv |X'_{MáxVer}(f)|^2 = |X'_{MínVar}(f)|^2 = \sum_{j,k=1}^N C'_{jk}(f) G_j(f) G_k^*(f) \quad (67)$$

Para encontrar una manera sencilla de calcular la respuesta del filtro, vamos a comenzar recordando la expresión (39)

$$\sum_{m=1}^L \sum_{j=1}^N g_j(t_p - t_m) \rho'_{jk}(t_m, t_n) = \lambda_{pn} \quad (68)$$

donde recordemos que λ está definido en (42) y ρ' es la matriz de covarianza de las trazas alineadas en el tiempo según una cierta lentitud aparente. Como la expresión anterior es válida para cualquier valor de n , en concreto también lo será para cuando $t_n=0$. En ese caso, (68) se reduce a:

$$\sum_{m=1}^L \sum_{j=1}^N g_j(t_p - t_m) \rho'_{jk}(t_m) = \lambda_p \quad (69)$$

La suma en m representa la convolución del filtro con la covarianza. Si aplicamos la transformada de Fourier a ambos lados de la ecuación nos queda:

$$\sum_{m=1}^L \sum_{j=1}^N G_j(f_m) C'_{jk}(f_m) = \Lambda_m \quad (70)$$

Λ es la transformada de λ . Si multiplicamos por la inversa de C y sumamos queda que:

$$G_j(f_m) = \Lambda_m \sum_{k=1}^N C'^{-1}_{kj}(f_m) \quad (71)$$

Pero:

$$\sum_{j=1}^N G_j(f_m) = \sum_{j=1}^N \sum_{n=1}^L g_j(t_n) e^{i2\pi f_m t_n} = \sum_{n=1}^L \delta(t_n) e^{i2\pi f_m t_n} = 1 \quad (72)$$

donde hemos utilizado la propiedad de no distorsión del filtro, (36). Sustituyendo, nos queda que:

$$\Lambda_m = \frac{1}{\sum_{j,k=1}^N C'_{jk}(f_m)} \quad (73)$$

y por lo tanto:

$$G_j(f_m) = \frac{\sum_{i=1}^N C'_{ij}(f_m)}{\sum_{i,k=1}^N C'_{ik}(f_m)} \quad (74)$$

Sustituyendo de nuevo en la ecuación (67) y teniendo en cuenta la relación entre el espectro cruzado de las trazas alineadas, C' , y el de las originales, C , nos queda que:

$$P_{HR}(\mathbf{k}, f_m) = \frac{1}{\sum_{j,k=1}^N C'_{jk}(f_m) e^{i\mathbf{k} \cdot (\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k)}} \quad (75)$$

así que teniendo en cuenta la definición de \mathbf{A} hecha en (61):

$$P_{HR}(\mathbf{k}, f_m) = \frac{1}{\mathbf{A}^+(\mathbf{k})\mathbf{C}^{-1}(f_m)\mathbf{A}(\mathbf{k})} \quad (76)$$

que es la estimación de alta resolución del espectro f - \mathbf{k} . La relación con el espectro de potencia f - \mathbf{k} real no es ahora tan sencilla como en el caso del método de producción del haz. Teniendo en cuenta la expresión (63), lo que tenemos ahora es:

$$\begin{aligned} P_{HR}(\mathbf{k}, f) &= \sum_{j,k=1}^N C'_{jk}(f) G_j(f) G_k^*(f) \\ &= \sum_{j,k=1}^N C_{jk}(f) e^{-i\mathbf{k} \cdot (\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k)} G_j(f) G_k^*(f) \\ &= \int P(\boldsymbol{\kappa}, f) \sum_{j,k=1}^N e^{i(\boldsymbol{\kappa} - \mathbf{k}) \cdot (\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_k)} G_j(f) G_k^*(f) d\boldsymbol{\kappa} *_f |W(f)|^2 \end{aligned} \quad (77)$$

Si definimos W_{HR} por:

$$W_{HR}(\mathbf{k}, f) = \sum_{j=1}^N e^{-i\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}_j} G_j(f) \quad (78)$$

entonces tenemos que:

$$P_{HR}(\mathbf{k}, f) = \int P(\boldsymbol{\kappa}, f) |W_{HR}(\mathbf{k} - \boldsymbol{\kappa}, f)|^2 d\boldsymbol{\kappa} = P(\mathbf{k}, f) *_k |W_{HR}(\mathbf{k}, f)|^2 *_f |W(f)|^2 \quad (79)$$

En este caso, podemos ver que la ventana en el dominio del número de onda en el método de alta resolución, W_{HR} , no sólo depende de la geometría del *array* sino también de los datos concretos de cada problema, a través de la respuesta del filtro G . Es decir, la ventana no es fija sino que se adapta a las propiedades de los registros para minimizar la potencia del ruido con respecto a la señal, con lo cual se consigue que la anchura del lóbulo sea menor y por tanto mayor la resolución. El poder de resolución en este método no es fijo como en el caso de la producción del haz, sino que se puede hacer arbitrariamente grande. Las limitaciones no son intrínsecas, asociadas a la geometría del *array*, sino que se refieren más bien a las características del ruido y a la invertibilidad de la matriz de espectros cruzados (WOODS & LINTZ, 1973; ASTEN & HENSTRIDGE, 1984). De cualquier modo, la capacidad para resolver fuentes cercanas es mucho mayor y de ahí la denominación de método de alta resolución.

3.4. Determinación de la correlación cruzada promedio máxima

El método de la correlación cruzada de retraso cero (FRANKEL ET AL., 1991) se ha utilizado en el análisis de varios tipos de señales sísmicas (MORI ET AL., 1994; DEL PEZZO ET AL., 1997; ALMENDROS ET AL., 1997). Se basa en la evaluación de la correlación cruzada entre parejas de estaciones. Se puede aplicar directamente a señales de corta duración, ya que los resultados no son tan estrictamente dependientes de la duración de la ventana como en los métodos basados en la FFT (por *Fast Fourier Transform*, transformada rápida de Fourier). De hecho, una ventana temporal que contenga solamente un ciclo de la señal puede ser suficiente para localizarla.

3.4.1. Planteamiento

Este método se va a presentar con un formalismo algo más general de lo visto hasta ahora. Supongamos que las propiedades espaciales y temporales del frente de onda que se propaga se pueden caracterizar por un conjunto de pará-

metros $\{\alpha_j\}_{j=1\dots M}$ que expresaremos en forma de un cierto vector α . Por ejemplo, en el caso de una onda plana estos parámetros podrían ser el azimut de la fuente y la velocidad aparente, o bien las dos componentes del vector lentitud aparente, etc., pero siempre un par de parámetros independientes. Si el frente se supone con otra geometría más complicada, entonces el número de parámetros a considerar aumenta.

Supongamos que el *array* registra una señal que se propaga con unos ciertos parámetros α . Sea $\tau_{jk}(\alpha)$ el tiempo que un frente de onda dado invierte para propagarse de una estación a otra, que depende de sus posiciones relativas y de las características de la propagación dadas por α . Para cada conjunto de parámetros de prueba α' , calculamos la correlación de cada pareja de trazas mediante la expresión:

$$c_{jk}(\tau'_{jk}) = \langle u_j(t) u_k^+(t + \tau'_{jk}) \rangle \quad (80)$$

donde τ'_{jk} es el retraso con el que la onda llegaría a las dos estaciones j y k si se propagara con los parámetros dados por el vector α' . Evidentemente, el máximo de la correlación se producirá cuando los tiempos τ'_{jk} coincidan con los retrasos reales τ_{jk} , es decir, para los parámetros de prueba $\alpha' = \alpha$. Con esta idea en mente, definimos el coeficiente de correlación promedio normalizado como:

$$\gamma(\alpha') = \frac{1}{N^2} \sum_{j,k=1}^N \frac{c_{jk}(\tau_{jk}(\alpha'))}{\sqrt{c_{jj}(0) c_{kk}(0)}} \quad (81)$$

Si esta función γ presenta un máximo en el espacio M -dimensional de los parámetros de propagación, entonces podemos estimar los parámetros concretos con los que se propaga realmente la onda a partir de las coordenadas de ese máximo, es decir:

$$\alpha = \alpha'_{\text{máx}} \quad (82)$$

Así pues, lo que tenemos que hacer es:

- encontrar la manera de estimar los retrasos en función de los parámetros α .
- determinar el coeficiente de correlación cruzada promedio para un conjunto de valores de prueba dentro de unos rangos de interés.
- determinar, si existe, el máximo del coeficiente de correlación e identificar la solución con sus coordenadas.

Tal y como está definido, el coeficiente de correlación puede llegar como máximo a valer la unidad, pero sin embargo no la alcanza nunca debido principalmente a dos efectos:

a) Presencia de ruido sísmico

Cualquier registro sísmico está afectado por la presencia de ruido. Para ver cuál es su efecto en este método, consideremos un modelo sencillo en el que registramos una onda plana incidiendo sobre el *array*. Los sismogramas resultantes son la suma de esa señal con el ruido sísmico n_j presente en cada estación, y que supondremos aleatorio y estacionario, es decir, que se registra aproximadamente con la misma amplitud en todas las estaciones:

$$u_j(t) = A e^{i2\pi f(t-s \cdot r_j)} + n_j(t) \quad (83)$$

La correlación entre los registros tomados en dos estaciones j y k será:

$$\begin{aligned} c_{jk}(\tau'_{jk}) &= \langle u_j(t) u_k^+(t + \tau'_{jk}) \rangle \\ &= |A|^2 e^{i2\pi f(s \cdot (r_j - r_k) + \tau'_{jk})} + \sigma_n^2 \delta_{jk} \delta(\tau'_{jk}) \end{aligned} \quad (84)$$

Si calculamos el coeficiente de correlación, se obtiene:

$$\gamma(\mathbf{s}) = \frac{1}{N^2} \sum_{jk} \frac{|A|^2}{|A|^2 + \sigma_n^2} e^{i2\pi f(s \cdot (r_j - r_k) + \tau'_{jk})} \quad (85)$$

que es máximo cuando calculamos τ'_{jk} para cada par de estaciones en función del vector lentitud \mathbf{s} de la onda. En ese caso el argumento de la exponencial se anula, y lo que obtenemos es que:

$$\gamma(\mathbf{s}) = \gamma(\mathbf{s}')|_{\text{máx}} = \frac{|A|^2}{|A|^2 + \sigma_n^2} = \frac{\text{SNR}}{\text{SNR} + 1} < 1 \quad (86)$$

donde $\text{SNR} = (|A|/\sigma_n)^2$ representa la relación entre la potencia de la señal y la del ruido. Cuanto menor sea la relación señal-ruido, tanto más lejos de la unidad encontraremos el máximo del coeficiente de correlación y por tanto peor será la estimación de \mathbf{s} .

b) Distorsión de la señal

La presencia de efectos de sitio muy locales puede provocar que la señal que registramos en diferentes estaciones de un *array* no sea exactamente la misma (DEL PEZZO ET AL, 1997). Cuanto mayor sea la distancia media entre estacio-

nes, más importante será este efecto, ya que las estructuras sobre las que se asientan pueden ser más diversas.

3.4.2. Métodos

En este apartado, vamos a considerar dos aplicaciones particulares del método descrito anteriormente. Primero al modelo de onda plana, cuando la fuente está lo suficientemente alejada del *array*, y luego a la propagación de frentes de onda circulares, para los casos en que la distancia a la fuente sea comparable a las dimensiones del *array*.

a) Frente de onda plano

Supongamos que la fuente sísmica está situada lo suficientemente lejos del *array* como para considerar que los frentes de onda incidentes son planos, y que el medio es homogéneo y se caracteriza por una lentitud aparente constante s_0 . Entonces podemos definir las características de la propagación utilizando el vector lentitud aparente \mathbf{s} , o, equivalentemente, el azimut de la fuente α y la lentitud aparente s (ver la expresión (1)), que se relaciona con la lentitud del medio a través del ángulo de incidencia β :

$$s = \frac{s_0}{\sin \beta} \quad (87)$$

El tiempo de llegada a cada estación viene dado por (14), con lo cual los retrasos entre una estación y otra serán:

$$\tau_{jk} = \mathbf{s} \cdot (\mathbf{r}_k - \mathbf{r}_j) = -s(\sin \alpha (x_k - x_j) + \cos \alpha (y_k - y_j)) \quad (88)$$

donde x e y representan las coordenadas este y norte respectivamente. De este

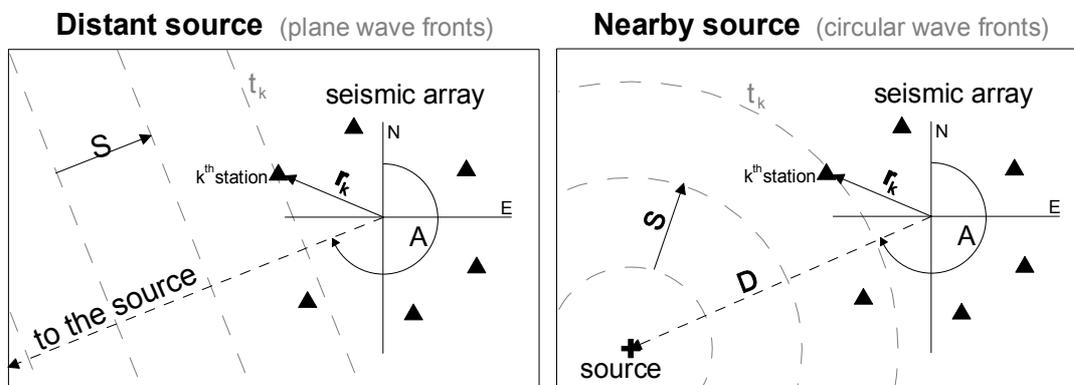


Figura 3.1. Esquema de la situación teórica descrita en el texto: aproximación al *array* de un frente plano (izquierda) y de un frente circular (derecha). (De ALMENDROS ET AL., 1998).

modo, dado el vector lentitud calculamos los retrasos y podemos obtener el valor del coeficiente de correlación cruzada promedio como se ha descrito anteriormente.

b) Frente de onda circular

Cuando la distancia entre la fuente que genera las ondas sísmicas y el *array* que las registra no es lo suficientemente grande, sino sólo del orden de unas pocas veces la apertura del *array*, entonces tenemos que tener en cuenta la geometría circular de los frentes de onda.

Supongamos una fuente sísmica a profundidad H en un medio homogéneo caracterizado por una lentitud s_0 , con el epicentro situado en \mathbf{r}_e . Las ondas generadas se propagan aparentemente por la superficie con una cierta lentitud aparente en dirección radial desde el epicentro. En coordenadas cilíndricas, tomando el epicentro como origen, tendríamos:

$$\mathbf{s}(\mathbf{r}) = s(\mathbf{r})\hat{\mathbf{r}} = \frac{r s_0}{\sqrt{r^2 + H^2}}\hat{\mathbf{r}} \quad (89)$$

El retraso de las llegadas del frente de onda a dos estaciones sería:

$$\tau_{jk} = \int_{r_j}^{r_k} s(r) dr = s_0 (\sqrt{|\mathbf{r}_k - \mathbf{r}_e|^2 + H^2} - \sqrt{|\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_e|^2 + H^2}) \quad (90)$$

Por tanto depende de cuatro parámetros, que pueden ser por ejemplo la lentitud del medio, la posición del epicentro (dada por el azimut α y la distancia del epicentro d desde el origen) y la profundidad de la fuente. Si la fuente es superficial, sólo tenemos que considerar los tres primeros y la expresión de los retrasos pasa a ser:

$$\tau_{jk} = s_0 (\sqrt{(x_k - d \operatorname{sen} \alpha)^2 + (y_k - d \operatorname{cos} \alpha)^2} - \sqrt{(x_j - d \operatorname{sen} \alpha)^2 + (y_j - d \operatorname{cos} \alpha)^2}) \quad (91)$$

Este método tiene la gran ventaja de que permite hacer una estimación directa de la distancia epicentral, aunque sólo es efectiva para eventos relativamente cercanos (ALMENDROS ET AL., 1998).

3.5. Clasificación múltiple de señales (MUSIC)

El método MUSIC (por *Multiple Signal Classification*, clasificación de señales múltiples) es un algoritmo que permite clasificar y localizar señales que

inciden simultáneamente sobre un *array* (SCHMIDT, 1986). Realiza una descomposición de la señal múltiple registrada en una suma de ondas planas de diferente amplitud, procedentes de azimutes diversos y que se propagan con distinta velocidad.

¿Qué ventajas presenta este método con respecto a los anteriores? Llegados a este punto, habría que distinguir claramente entre los siguientes conceptos:

- La *resolución* de un método es la capacidad para dar dos soluciones diferentes cuando la señal está compuesta por dos ondas con características de propagación similares.
- La *exactitud* de un método es la capacidad para reproducir los parámetros reales de la señal.

Los métodos descritos hasta ahora son bastante exactos cuando la señal se compone de una sola onda plana dominante. Algunos tienen intervalos de incertidumbre mayores que otros pero básicamente dan la misma solución. Sin embargo, no funcionan bien cuando se trata de localizar señales múltiples. Algunos métodos simplemente no se pueden aplicar, otros no tienen resolución suficiente, y otros, aunque resuelven perfectamente las señales, proporcionan resultados sesgados, que no son exactos. Este es el caso del método de alta resolución expuesto en la sección b) del apartado 3.3 (ASTEN & HENSTRIDGE, 1984). El método MUSIC es más fiable a la hora de resolver fuentes de propiedades parecidas o que estén muy cercanas entre sí.

3.5.1. Planteamiento

Supongamos un *array* sísmico formado por N estaciones situadas en las posiciones \mathbf{r}_j sobre las que inciden Q (menor que N) ondas planas distintas que se suponen estacionarias. La extensión del problema a ondas no estacionarias es simple (GOLDSTEIN & ARCHULETA, 1987, 1991; GOLDSTEIN, 1988), así como la consideración de los tres componentes del movimiento (DIETEL ET AL., 1994). Los registros de velocidad tomados $u_j(t)$ estarán compuestos, según (13), por una parte de señal y por otra de ruido. Queremos determinar el número de señales incidentes, su dirección, su velocidad aparente, y la energía que transportan.

3.5.2. Métodos

a) Dominio del tiempo

a.1) La matriz de covarianza

El método MUSIC, en su forma inicial, se basa en la obtención de la matriz de covarianza para retraso nulo, es decir, sin alinear previamente las trazas. Así pues, no hay que suponer ningún vector lentitud *a priori*. Si las señales tienen media cero y son estacionarias, y si el ruido es aleatorio y no correlacionado con las señales, se puede demostrar que:

$$c_{jk}(0) = \langle u_j(t)u_k^*(t) \rangle = \sum_{m=1}^Q |A_m|^2 e^{i2\pi f s_m \cdot (r_j - r_k)} + \sigma_n^2 \delta_{jk} \quad (92)$$

donde σ_n^2 representa la intensidad del ruido. Cada una de estas correlaciones es un elemento de la matriz de covarianza \mathbf{c} ($N \times N$), que contiene en la diagonal la autocorrelación de cada una de las trazas y fuera de la diagonal las correlaciones cruzadas entre trazas tomadas en distintas estaciones del *array*. Si definimos la matriz \mathbf{A} ($N \times Q$) como:

$$A_{jm} = e^{i2\pi f s_m \cdot r_j} \quad \begin{array}{l} m = 1 \dots Q \\ j = 1 \dots N \end{array} \quad (93)$$

y la matriz \mathbf{B} ($Q \times Q$) por:

$$B_{mj} = |X_m|^2 \delta_{mj} \quad m, j = 1 \dots Q \quad (94)$$

entonces tendremos que:

$$\mathbf{c} = \mathbf{A}\mathbf{B}\mathbf{A}^+ + \sigma_n^2 \mathbf{I}_N \quad (95)$$

Los autovalores de la matriz $\mathbf{A}\mathbf{B}\mathbf{A}^+$ son los Q cuadrados del módulo de la amplitud X_m de cada una de las ondas incidentes. Los autovectores correspondientes son los Q vectores de respuesta del *array* asociados con los vectores lentitud \mathbf{s}_m ($m=1, \dots, Q$).

a.2) Los subespacios de la señal y el ruido

El algoritmo MUSIC se basa en el cálculo de los autovalores y autovectores de la matriz \mathbf{c} obtenida directamente a partir de las trazas $u_j(t)$. Puesto que se trata de una matriz real simétrica, tiene N autovalores reales no negativos λ_j^2 correspondientes a N autovectores \mathbf{v}_j , de manera que podemos poner:

$$\mathbf{c} \mathbf{v}_j = \lambda_j^2 \mathbf{v}_j \quad , \quad j = 1 \dots N \quad (96)$$

El número de señales Q se determina a partir del número de autovalores mayores que un cierto umbral, asimilando los demás autovalores a dicho umbral:

$$\begin{aligned} \lambda_1^2 &\geq \lambda_2^2 \geq \dots \geq \lambda_q^2 \geq \eta^2 \\ \lambda_{q+1}^2 &= \lambda_{q+2}^2 = \dots = \lambda_N^2 = \eta^2 \end{aligned} \quad (97)$$

El primer paso a seguir es determinar el autovalor mínimo de \mathbf{c} , su multiplicidad $N-Q$ y los autovectores $\{\mathbf{v}_j\}_{j=Q+1\dots N}$ cuyos autovalores pueden asimilarse al autovalor mínimo. Estos autovectores definen el subespacio del ruido. A continuación definimos un vector genérico de respuesta del *array*, $\mathbf{A}(\mathbf{s})$, que representa la dependencia espacial de una cierta onda plana de vector lentitud \mathbf{s} con la posición de las estaciones del *array*.

$$A_j(\mathbf{s}) = e^{i2\pi\mathbf{f}\cdot\mathbf{r}_j} \quad , \quad j=1, \dots, N \quad (98)$$

Puesto que conocemos los $N-Q$ autovectores \mathbf{v}_j correspondientes al ruido, podremos encontrar los valores de \mathbf{s} que dan lugar a una proyección mínima de \mathbf{A} sobre ellos. Con tal propósito definimos:

$$D(\mathbf{s}) = \frac{1}{\sum_{j=q+1}^N |\mathbf{A}(\mathbf{s}) \cdot \mathbf{v}_j|^2} \quad (99)$$

Cuando $D(\mathbf{s})$ muestra un pico, la proyección de $\mathbf{A}(\mathbf{s})$ sobre el subespacio del ruido es mínima y hemos encontrado una señal de vector lentitud $\mathbf{s}_m = \mathbf{s}$ ($m=1, \dots, Q$).

El vector lentitud \mathbf{s}_m nos proporciona información sobre la velocidad aparente con la que la onda m se propaga a través del *array* y el azimut del que proviene. Pero además MUSIC nos permite determinar la amplitud de las señales. Una vez conocidos los Q vectores \mathbf{s}_m de las señales, obtenemos la matriz \mathbf{A} ($N \times Q$), definida anteriormente, haciendo:

$$A_{jm} = A_j(\mathbf{s}_m) \quad \begin{array}{l} m = 1, \dots, q \\ j = 1, \dots, N \end{array} \quad (100)$$

La matriz \mathbf{B} , que contiene los módulos al cuadrado de la amplitud, puede determinarse del siguiente modo:

$$\begin{aligned} \mathbf{A}\mathbf{B}\mathbf{A}^+ &= \mathbf{c} - \sigma_n^2 \mathbf{I}_N \\ \mathbf{B} &= \mathbf{A}^{-1}(\mathbf{c} - \sigma_n^2 \mathbf{I}_N)(\mathbf{A}^+)^{-1} \end{aligned} \quad (101)$$

Cuando las señales no son estacionarias, aparecen términos cruzados en la expresión de la matriz de covarianza. Estos términos pueden eliminarse prome-

diando las señales registradas en grupos de estaciones muy cercanas (*subarrays*) y utilizando la salida de cada uno de estos *subarrays* como señales de entrada para MUSIC. Eso requiere, evidentemente, el empleo de un número mucho más elevado de estaciones sísmicas (GOLDSTEIN & ARCHULETA, 1987, 1991).

b) Dominio de la frecuencia

b.1) La matriz de espectros cruzados

Una segunda versión del algoritmo se obtiene realizando el mismo desarrollo pero para la matriz de espectros cruzados en lugar de la matriz de covarianza, es decir, realizando los cálculos en el dominio de la frecuencia, lo cual reduce el tiempo de cálculo necesario.

El espectro cruzado de dos registros se obtiene por:

$$C_{jk}(f) = U_j(f) U_k^*(f) \quad (102)$$

En forma matricial, incluyendo todos los posibles espectros cruzados entre estaciones del *array*, obtenemos lo que se denomina la matriz de espectros cruzados:

$$C = UU^+ \quad (103)$$

Si suponemos que el ruido no está correlacionado entre una estación y otra, que tampoco lo está con la señal, y que se registra en todas las estaciones con la misma potencia, entonces se puede demostrar que:

$$C = (AX + N)(AX + N)^+ = AXX^+A^+ + NN^+ = AC_xA^+ + \sigma_n^2I_N \quad (104)$$

donde $C_x = XX^+$ representa el espectro cruzado de las ondas planas que suponemos que inciden sobre el *array* y σ_n^2 es la varianza del ruido sísmico.

b.2) Focalización de la matriz de espectros cruzados

En realidad, las estimaciones de los espectros cruzados se hacen suavizando en una cierta ventana de frecuencia, es decir:

$$C_{jk}(f_0) = \sum_{m=-M}^M z_m U_j(f_0 + m\delta f) U_k^*(f_0 + m\delta f) \quad (105)$$

donde c_m son los coeficientes de la ventana de suavizado y δf es el incremento de frecuencia de la estima espectral (relacionado con la longitud de la ventana temporal con la que se calcula el espectro). Por lo tanto, no se puede repetir tal cual el procedimiento indicado en el apartado anterior, ya que los elementos de

la matriz \mathbf{A} , además de representar las diferencias de fase, dependen de la frecuencia. Así que al promediar sobre una banda de frecuencia destruiríamos toda la información sobre las fases que tan crucial es para la determinación del vector lentitud.

La aproximación conocida como CSS (por *Coherent Signal Subspace*, subespacio de señales coherentes) viene a resolver este tipo de problemas. Lo que se plantea es la modificación de la matriz \mathbf{A} , de manera que la respuesta del *array* a todas las frecuencias de interés en el proceso de suavizado sea la misma que a una cierta frecuencia central de referencia f_0 , que se conoce como frecuencia de focalización. Esto se consigue aplicando una transformación unitaria tal que:

$$\mathbf{T}(f_0, f) \mathbf{A}(f) = \mathbf{A}(f_0) \quad (106)$$

Las expresiones para el vector de los espectros y la matriz de espectros cruzados focalizados son:

$$\begin{aligned} \mathbf{U}^F(f) &= \mathbf{T}(f_0, f) \mathbf{U}(f) = \mathbf{A}(f_0) \mathbf{X}(f) + \mathbf{T}(f_0, f) \mathbf{N}(f) \\ \mathbf{C}^F(f) &= \mathbf{T}(f_0, f) \mathbf{C}(f) \mathbf{T}^+(f_0, f) = \mathbf{A}(f_0) \mathbf{C}_x(f) \mathbf{A}^+(f_0) + \sigma^2(f) \mathbf{I}_N \end{aligned} \quad (107)$$

Tomamos como matriz de espectros cruzados focalizada a la frecuencia f_0 al valor medio de la matriz de espectros cruzados en la ventana de frecuencia, que vale:

$$\mathbf{P}^F(f_0) = \frac{1}{2M+1} \sum_{m=-M}^M \mathbf{C}^F(f_0 + m \delta f) = \mathbf{A}(f_0) \mathbf{P}_x \mathbf{A}^+(f_0) + \sigma^2 \mathbf{I}_N \quad (108)$$

donde:

$$\begin{aligned} \mathbf{P}_x &= \frac{1}{2M+1} \sum_{m=-M}^M \mathbf{C}_x(f_0 + m \delta f) \\ \sigma^2 &= \frac{1}{2M+1} \sum_{m=-M}^M \sigma^2(f_0 + m \delta f) \end{aligned} \quad (109)$$

Esto quiere decir que una señal definida en la banda de $2M+1$ frecuencias adyacentes puede ser condensada mediante un proceso de media en una señal monocromática, sin perder la información sobre la diferencia de fase a esa frecuencia de focalización. Así, vemos que aunque en principio el algoritmo sólo funciona con señales de banda estrecha, se puede aplicar también, haciendo uso de la focalización de matrices, a señales de banda más ancha.

El cálculo de la matriz de focalización depende del número de ondas planas incidentes, y hay que hacer notar que dicha matriz no siempre existe. Lo expli-

caremos brevemente, siguiendo a HUNG & KAVEH, 1988. Definimos la matriz \mathbf{K} ($N \times N$):

$$\mathbf{K}(f_0, f) = \mathbf{A}(f_0) \mathbf{A}^+(f) \quad (110)$$

a la cual se le aplica el procedimiento SVD (por *Singular Value Decomposition*, descomposición de valores singulares) para expresarla como un producto de tres matrices:

$$\mathbf{K} = \mathbf{L} \mathbf{S} \mathbf{R}^+ \quad (111)$$

La matriz \mathbf{S} es diagonal, mientras que \mathbf{L} y \mathbf{R} son ortonormales, es decir, verifican $\mathbf{L} \mathbf{L}^+ = \mathbf{R} \mathbf{R}^+ = \mathbf{I}_N$. Definimos la matriz de focalización como sigue:

$$\mathbf{T} = \mathbf{L} \mathbf{R}^+ \quad (112)$$

Por ejemplo, para el caso trivial en el que solamente haya una onda plana incidiendo sobre el *array*, se puede probar que los elementos de \mathbf{T} son:

$$\mathbf{T}_{jk}(f_0, f) = e^{2\pi i(f-f_0)(\mathbf{s} \cdot \mathbf{r}_j)} \delta_{jk} \quad (113)$$

lo cual corresponde claramente al alineamiento de los sismogramas según un frente de onda caracterizado por el vector lentitud \mathbf{s} , como era de esperar.

b.3) Los subespacios de la señal y del ruido

A partir del conocimiento de la matriz de espectros cruzados focalizada promedio, que hemos denominado \mathbf{P}^F , hemos de determinar el número de señales que atraviesan el *array*, junto con la amplitud y la lentitud con que se propaga cada una. MUSIC afronta este problema dividiendo la autoestructura de \mathbf{P}^F en el subespacio de la señal y el del ruido. Dicha matriz es definida positiva, y tiene N autovalores reales positivos.

Estudiemos primero la matriz $\mathbf{A}(f_0) \mathbf{P}_x^F \mathbf{A}^+(f_0)$. Se puede demostrar (SCHMIDT, 1986) que cuando Q ondas planas se propagan a través del *array*, los autovalores de dicha matriz cumplen la propiedad:

$$\begin{aligned} \lambda_1 &> \lambda_2 > \dots > \lambda_Q > 0 \\ \lambda_{Q+1} &= \lambda_{Q+2} = \dots = \lambda_N = 0 \end{aligned} \quad (114)$$

Por lo tanto, los autovalores de \mathbf{P}^F van ser los anteriores mas la contribución debida a la varianza del ruido:

$$\begin{aligned} \lambda_1 + \sigma^2 &> \lambda_2 + \sigma^2 > \dots > \lambda_Q + \sigma^2 > \sigma^2 \\ \lambda_{Q+1} &= \lambda_{Q+2} = \dots = \lambda_N = \sigma^2 \end{aligned} \quad (115)$$

Esta propiedad es utilizada para definir el subespacio de la señal (el generado por los Q autovectores asociados con los Q autovalores mayores que la varianza del ruido) y el subespacio del ruido (generado por los $N-Q$ autovectores del autovalor σ^2 , de multiplicidad $N-Q$). En la práctica, se ordenan los autovalores y se emplea algún criterio estadístico para determinar cuándo los autovalores se estabilizan en torno a la varianza del ruido.

Otra importante propiedad es que los vectores que contienen las direcciones de las señales (es decir, la matriz \mathbf{A}) son ortogonales al subespacio del ruido, es decir:

$$\mathbf{A}^+ \mathbf{v}_j = 0 \quad j=Q+1 \dots N \quad (116)$$

MUSIC crea un vector generalizado de la forma:

$$\mathbf{A}_j(\mathbf{s}) = e^{i2\pi f_0 \mathbf{s} \cdot (\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_0)} \quad (117)$$

que depende de la lentitud y se conoce como espectro nulo. La proyección de este vector sobre el subespacio del ruido debe ser mínima cuando la lentitud \mathbf{s} corresponda efectivamente con una de las llegadas de alguna de las q ondas planas. Por tanto, definimos la función D como:

$$D(\mathbf{s}) = \frac{1}{\sum_{j=Q+1}^N |\mathbf{A}^+(\mathbf{s}) \cdot \mathbf{v}_j|^2} \quad (118)$$

Esta función se conoce como potencia del espectro de lentitud, y presentará un máximo cuando el vector lentitud \mathbf{s} coincida con la llegada real de una señal. Es de esperar, por tanto, que si la representamos sobre el plano (s_x, s_y) obtendremos una serie de picos asociados con las llegadas de las Q ondas planas que inicialmente habíamos supuesto, y a partir de ellos podemos obtener la lentitud aparente con la que viajan las ondas y la dirección en la que se propagan.

4. Selección de un método de trabajo

En este apartado, vamos a probar la capacidad de algunos de los métodos anteriormente expuestos para estimar la procedencia de una señal registrada en las estaciones de un *array* sísmico y a determinar el error que se puede cometer en esa estimación. Concretamente, vamos a comparar los más utilizados, que son el método de producción del haz en el dominio de la frecuencia (BF), el método de alta resolución (HR), el método MUSIC (MU) y también el de la correlación cruzada promedio (CC), que a pesar de que no ha sido muy utilizado, tiene algu-

nas ventajas frente a los otros. Las propiedades que deseáramos que el método tuviera son:

- **Exactitud**, que significa que el método tiene que reproducir a la salida los parámetros de entrada de cualquier test sintético. En caso contrario, no podríamos confiar en que la solución que nos está dando para una señal real es la correcta.
- **Precisión**, o definición en el plano de lentitud aparente, es decir, que la forma del máximo sea lo más estrecha posible. Esto equivale a que el error intrínseco de la estimación del vector lentitud sea pequeño.
- **Alta resolución espacial**, en el sentido de ser capaz de separar fuentes que emitan señales que se registren en el *array* al mismo tiempo, incluso aunque tengan propiedades parecidas.
- **Alta resolución temporal**, es decir, que pueda trabajar con ventanas temporales lo suficientemente cortas como para distinguir llegadas diferentes que ocurran sucesivamente.

Hemos realizado pruebas tanto con señales sintéticas como con reales. Las primeras tienen la ventaja de que conocemos de antemano la solución que deberían dar, con lo cual podemos evaluar la exactitud de los métodos. Las segundas solo permiten la comparación de unos métodos con otros.

4.1. Tests sintéticos

La señal sintética que hemos empleado en estos ensayos es una generalización del pulso de Ohnaka que permite la simulación de las llegadas de trenes de ondas mediante la expresión:

$$x(t) = A \left(\frac{t}{t_0} \right)^B e^{-t/t_0} \sin(2\pi f_0 t) \quad (119)$$

donde t_0 es el tiempo de decaimiento de la envolvente de la amplitud, f_0 es la frecuencia de la oscilación, A es una constante relacionada con la amplitud de la señal y B es un parámetro que determina si la señal va a ser impulsiva o emergente. En la Figura 4.1 se muestran ejemplos de la señal generada y su espectro correspondiente, junto con los parámetros utilizados.

Para la obtención de las trazas registradas en cada estación de un *array*, generábamos retrasos de acuerdo con la expresión (14) y añadíamos ruido, bien real, registrado en la zona donde se instaló el *array*, o bien simulado mediante el filtrado de ruido blanco. Los tests se han realizado suponiendo la configuración

del *array* ABC instalado en Decepción (ver Capítulo VII). Se han llevado a cabo test para los cuatro métodos, variando los parámetros de la señal, su procedencia y velocidad, y la longitud de la ventana de análisis. Como ejemplo, en la Figura 4.2 mostramos los resultados para una señal sintética con $A=200$ m/s, $B=1.5$, $t_0=4.5$ s y $f_0=2$ Hz. Los parámetros de entrada han sido 0.6 km/s de velocidad aparente y 200° N de azimut hacia la fuente. Los métodos se han aplicado con una malla de lentitud entre -4 y 4 s/km, y espaciado de 0.08 s/km tanto hacia el norte como hacia el este. La elección de la longitud ideal de la ventana de análisis es un tema delicado, ya que hay que alcanzar un compromiso entre la resolución temporal, que exige ventanas cortas, y la resolución espectral, que mejora si tomamos ventanas largas. En este caso, hemos elegido una ventana de 256 puntos (1.28 s), que incluye unos dos ciclos de la señal.

Puede apreciarse que tanto BF como CC proporcionan un máximo suave y relativamente ancho, aunque dan la solución exacta. La pequeña diferencia en la velocidad aparente se debe al espaciado de la malla de lentitud. HR proporciona una solución exacta y muy precisa, pero aparecen también máximos secundarios con una potencia espectral del mismo orden de magnitud, lo cual, en el caso de una señal real, nos impediría determinar la localización. MU da un máximo único y muy claro, aunque un poquito desplazado de la solución. Para que el método HR funcione es necesario elegir ventanas temporales más largas. En la Figura 4.3, se ha repetido el mismo análisis pero con una ventana de 2048 puntos (10.24 s). El resultado mejora notablemente, proporcionando la solución exacta con una precisión espectacular. Sin embargo, hemos perdido la resolución temporal, cualquier llegada que ocurra durante ese tiempo pasará desapercibida. Por este motivo, el método HR, tan extendido en otras aplicaciones de los *arrays*, no nos va a ser de mucha utilidad en el campo de la sismología volcánica.

La forma del máximo obtenido con el método BF, como ya se ha explicado en el Apartado 3.3.3.a, depende de la configuración del *array*. La Figura 4.4 muestra la función de respuesta del *array* para cada uno de los *arrays* utilizados para la elaboración de la presente tesis (ver Capítulos IV, V, VI y VII para una descripción más detallada). Esta función representa la resolución mínima que pueden dar. Puede verse que, a mayor apertura, mayor resolución. La presencia de lóbulos laterales es un efecto negativo que se produce debido al *aliasing* espacial que induce la distribución geométrica de estaciones a la misma distancia. Puede observarse la similitud de la Figura 4.4a correspondiente a Decepción ABC con el resultado del test para el método BF (Figura 4.2).

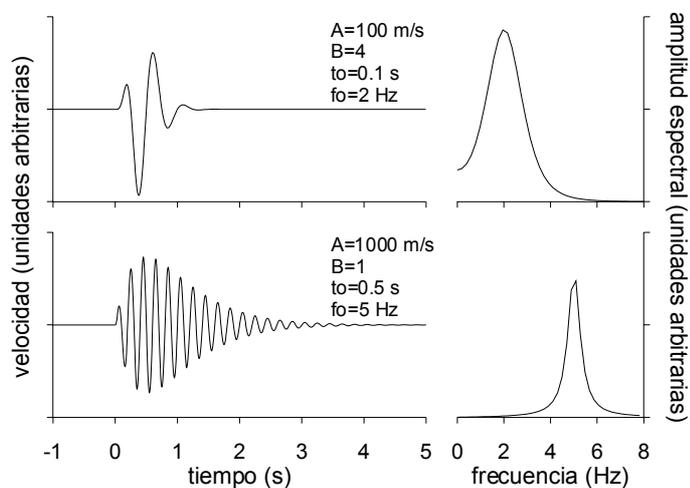


Figura 4.1. Dos ejemplos de la forma del pulso sintético con el que se han realizado los tests.

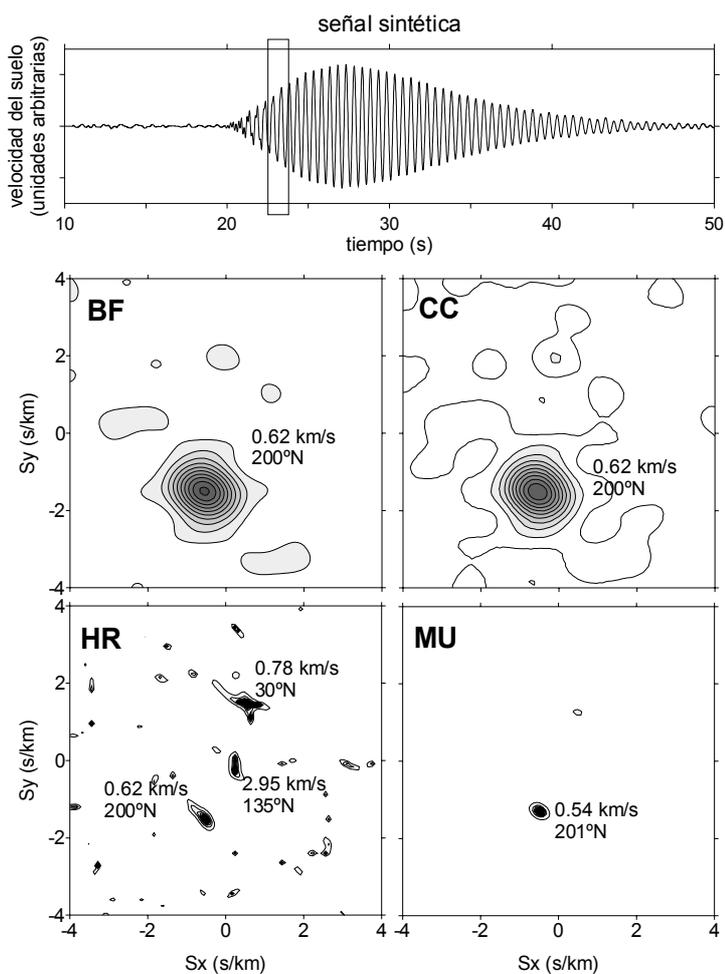


Figura 4.2. (arriba) Ejemplo de una de las trazas generadas para un evento sintético ($A=200$ m/s, $B=1.5$, $t_0=4.5$ s, $f_0=2$ Hz) que se propaga a 0.6 km/s desde una dirección de 200°N . El rectángulo indica la duración de la ventana de análisis. (abajo) Resultados de la localización utilizando los cuatro métodos citados en el texto.

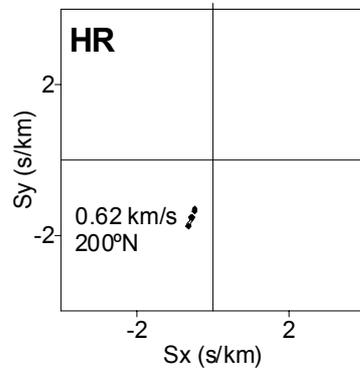


Figura 4.3. Resultados de la aplicación del método de alta resolución con una ventana de 2048 puntos.

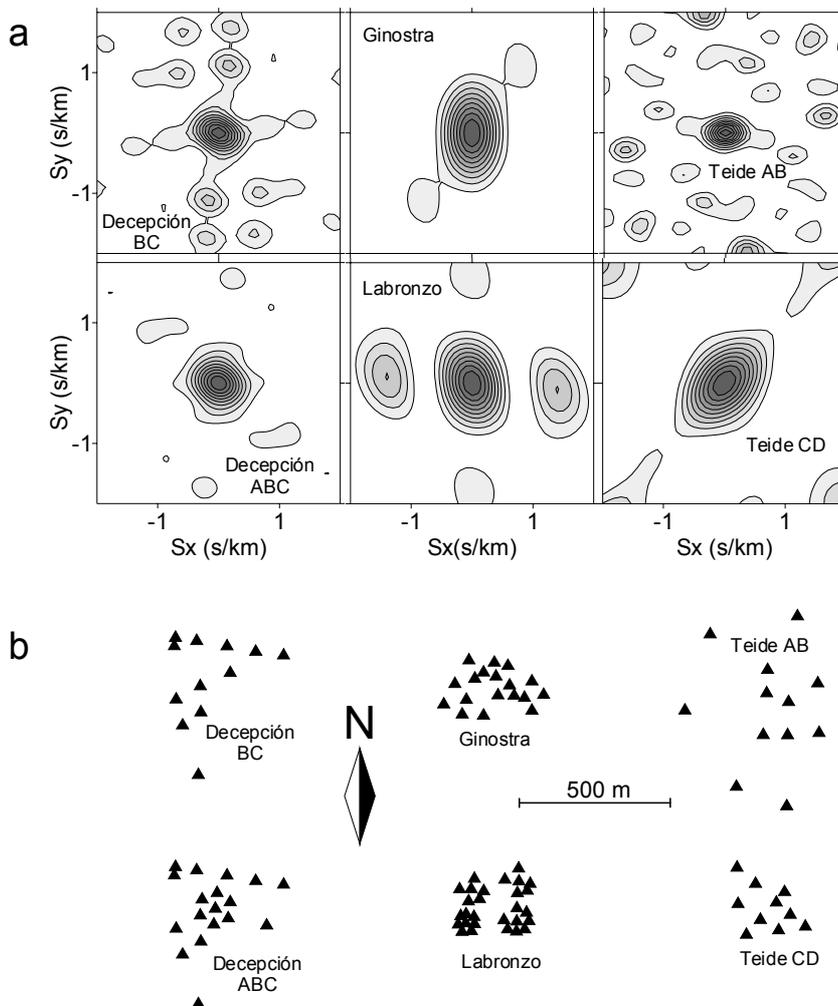


Figura 4.4. Patrón de antena para el método BF (a) de todas las configuraciones del array utilizadas en la presente tesis (b).

4.2. Señales reales

En cuanto a los ensayos con señales reales, vamos a mostrar un ejemplo en el que se localiza uno de los eventos sísmicos registrados en la isla Decepción (Antártida) durante la campaña 1995-96. Hemos aplicado los cuatro métodos en las mismas condiciones: una malla de lentitud desde -4 a 4 s/km con espaciado de 0.08 s/km e idéntica longitud de ventana, 256 puntos (1.28 s). Los contornos resultantes, en el plano de la lentitud aparente, se muestran en la Figura 4.5.

Al contrario que en el caso de los test sintéticos, ahora no hay tanta diferencia en cuanto a la anchura de los máximos que proporcionan los cuatro métodos. BF es el que más incertidumbre tiene en la solución, mientras que HR es el que menor intervalo de error proporciona. Este último, por desgracia, es inesta-

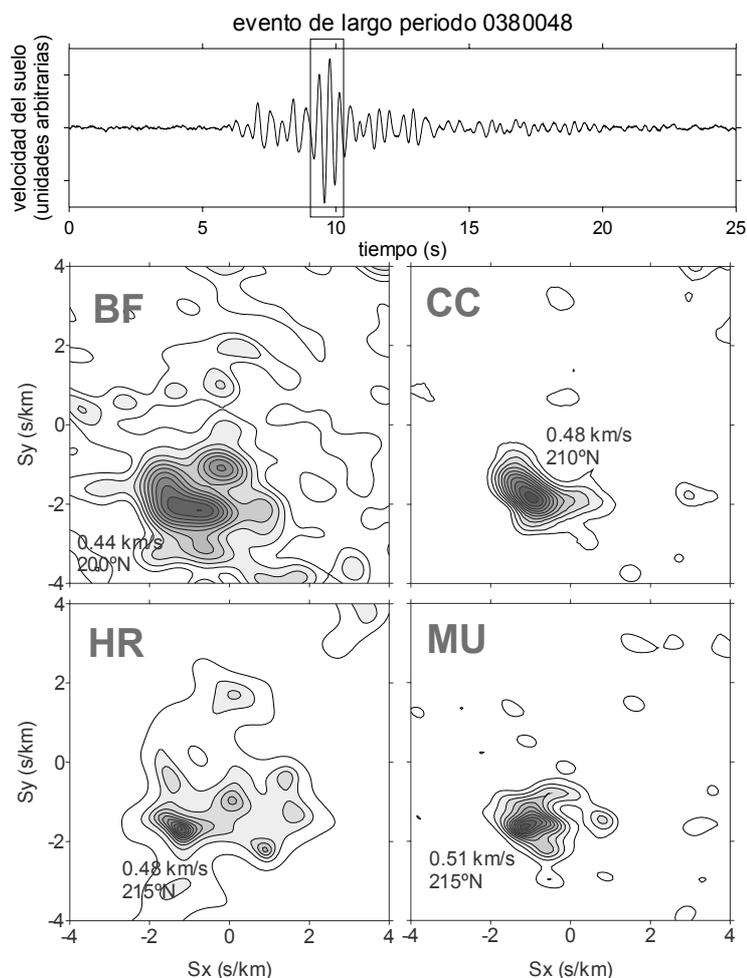


Figura 4.5. Resultados de la aplicación de los cuatro métodos citados en el texto a la localización de un evento de largo periodo. En km/s se da la velocidad aparente, y en °N el azimuth hacia la fuente.

ble cuando la señal es muy monocromática o cuando la longitud de la ventana es muy corta.

4.3. Estimación de la distancia

Una última ventaja muy importante, que todavía no hemos mencionado, es que el método *CC* se puede adaptar fácilmente para el caso de la propagación de frentes de onda circulares, con lo cual, hasta un cierto rango de distancia relacionado con el tamaño del *array*, es el único que permite estimar la distancia de la fuente sismo-volcánica (ALMENDROS ET AL., 1998)

Hemos comparado el método de la correlación cruzada promedio de frente plano con el de frente circular. Para ello, diseñamos un test en el que se generaron señales sintéticas superficiales desde 378 puntos (Figura 4.6a) a distancias y azimutes dados por:

$$\begin{aligned} A_k(^{\circ}) &= 20(k-1), \quad k=1\dots 18 \\ D_k(\text{km}) &= 0.1(1.25)^{k-1}, \quad k=1\dots 21 \end{aligned} \quad (120)$$

Es decir, que las fuentes del test cubren todo el plano entre 0.1 y 9 km de distancia. Las señales se propagan con frentes de onda circulares a una lentitud fija de 1.4 s/km y han sido registradas supuestamente por el *array* sísmico de la isla Decepción (Figura 4.6b). Para una descripción más detallada de este *array*, ver los Capítulos IV y VII. Los parámetros del pulso empleado (Figura 4.6c) son $A=100$ m/s, $B=4$, $t_0=0.1$ s y $f_0=2$ Hz.

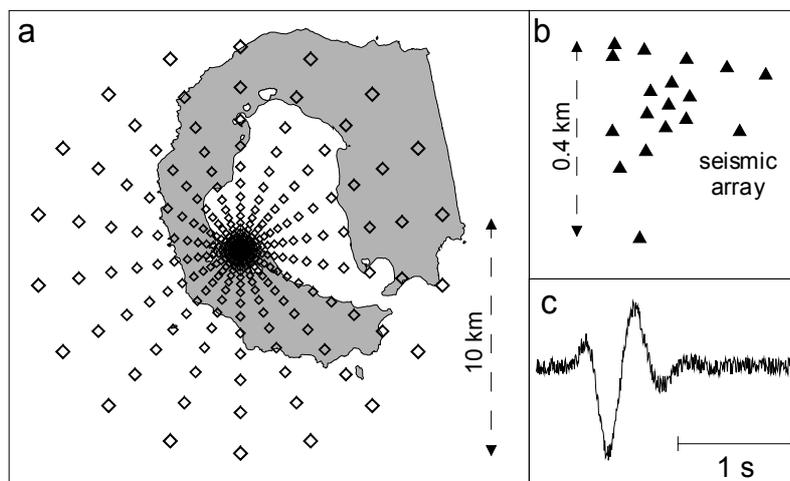


Figura 4.6. (a) Mapa de la isla Decepción, sobre el que se han situado los epicentros considerados en el test. (b) Configuración del *array* sísmico de la isla Decepción, con el que se han localizado las señales. (c) Forma del pulso empleado.

La ventana de análisis elegida es de 1 s de duración. La malla de lentitud tenía como límites -3.2 y 3.2 s/km, tanto hacia el este como hacia el norte, con un espaciado de 0.04 s/km. En distancia, se ha buscado entre 0 y 10 km, con un espaciado de 25 m.

Hemos aplicado el método de la CCP utilizando ambas geometrías, de frente plano y circular, para estimar la lentitud aparente, el azimut hacia la fuente y, en el caso del frente circular, la distancia. Para fuentes distantes ($1-9$ km), los dos métodos proporcionan los resultados correctos (Figura 4.7a). Sin embargo, para fuentes cercanas ($0.1-1$ km), el método del frente plano no es capaz de determinar la solución y comete errores superiores al 15% en lentitud y a 10° en azimut (Figura 4.7b). La falta de simetría en la distribución de los errores es debida a la direccionalidad impuesta por la configuración del *array*. El método del frente circular, por el contrario, sigue proporcionando la solución exacta, con errores por debajo de 3° en azimut y del 5% en lentitud. Y lo que es más importante, nos permite estimar la distancia a la que se encuentra la fuente, cosa que ningún otro método de *array* es capaz de hacer.

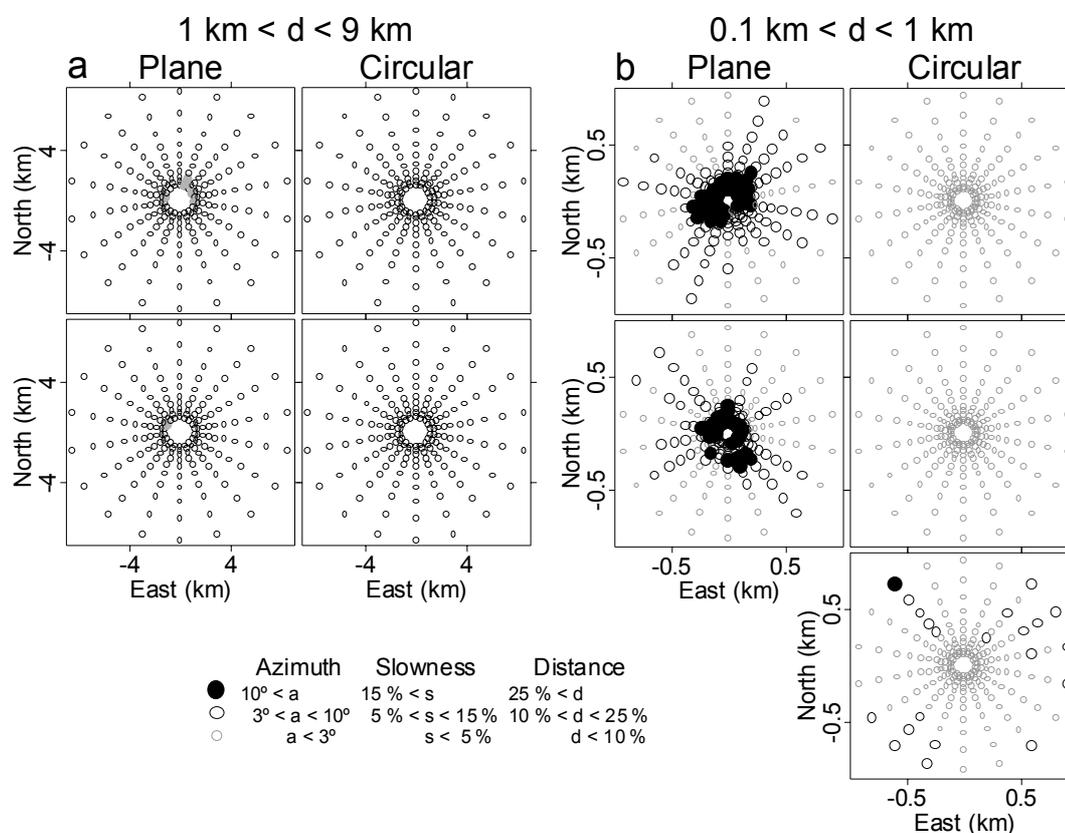


Figura 4.7. Resultados del test sintético para comparar el método del frente plano con el del frente circular, para fuentes lejanas (a) y cercanas (b).

4.4. Conclusión: selección de un método

Como resumen de lo visto en este apartado, vamos a hacer una crítica de la posible aplicabilidad de cada uno de los métodos considerados al problema de la localización de señales volcánicas.

➤ **BF.** A pesar de ser el método más utilizado en *arrays* de gran apertura, cuando se trata de *arrays* pequeños y de señales volcánicas, no funciona tan bien. Al desarrollarse en el dominio de la frecuencia, necesita que las ventanas de análisis tengan una longitud fija, potencia de dos, para que sea aplicable el algoritmo de la FFT. La solución se obtiene con un margen amplio de incertidumbre. Si queremos ganar resolución temporal, haciendo las ventanas más pequeñas, perdemos resolución en frecuencia. Para que este efecto no fuera importante, sería necesario tomar más puntos, es decir, aumentar la frecuencia de muestreo o trabajar con señales de periodos más largos.

➤ **HR.** Además de compartir los problemas citados para el método anterior, ya que éste también se desarrolla en el dominio de la frecuencia, aparecen otros debidos a la necesidad de invertir numéricamente la matriz de espectros cruzados. Si tomamos ventanas cortas, el método se vuelve inestable, y hay que suavizar mucho el espectro para obtener una solución fiable.

➤ **MU.** Este método, aunque también se desarrolla en el dominio de la frecuencia, compensa esas restricciones con una mayor flexibilidad y la posibilidad de separar señales que incidan al mismo tiempo. Tiene el inconveniente de que para medios lentos hay que realizar un alineamiento de los sismogramas según una cierta llegada, y que contiene una serie de parámetros ajustables que tienen que ser fijados y hacen difícil controlar la solución.

➤ **CC.** Se desarrolla en el dominio del tiempo, por lo cual, en teoría, no hay restricción alguna para la longitud de la ventana de análisis. Es un método mucho más directo e intuitivo, y proporciona resultados tan buenos como los otros tres. Tiene el inconveniente de que necesita un tiempo de computación mucho mayor, pero la gran ventaja de que en algunos casos se puede estimar la distancia epicentral.

Como conclusión, vemos que los métodos más adecuados para la aplicación a las señales volcánicas son tal vez MU y CC. De ellos dos, hemos elegido el método de la correlación cruzada promedio para analizar los datos obtenidos para la realización de la presente tesis. Hasta ahora no ha sido explotada toda su capacidad, solamente se había empleado cuando los otros métodos no eran viables. El

inconveniente del tiempo, hoy día, no es un problema serio, dado el ritmo al que aumenta la velocidad de procesado de los ordenadores.

5. Aplicación del método

5.1. Procedimiento de análisis

Una vez que se ha diseñado un experimento y que se ha llevado a cabo, nos encontramos con una serie de datos sísmicos de los que queremos extraer información sobre las características de las señales registradas y la dinámica y la estructura del volcán que estemos estudiando. Para ello, hemos aplicado un análisis sistemático utilizando el método seleccionado, el cálculo de la CCP, que consta de los pasos que describimos a continuación:

➤ **Selección de los datos:** el primer paso consiste en seleccionar los terremotos a analizar, tomando como base un criterio como puede ser la relación señal-ruido, el tipo de evento en el que estemos interesados, etc.

➤ **Análisis espectral:** se realiza un análisis espectral para determinar las bandas de frecuencia en las que la señal tienen un contenido energético apreciable. Ha resultado muy conveniente el empleo de espectrogramas, que son la representación del espectro en función del tiempo. Para obtenerlos, se calcula el espectro de una ventana móvil, relativamente corta, que se va desplazando a lo largo de la señal. De este modo se ven no sólo qué frecuencias componen la señal sino también cómo varía esa composición a lo largo del tiempo. Los espectrogramas calculados para cada una de las trazas se promedian para obtener el espectrograma del *array*, que resulta más fiable ya que se habrán reducido los efectos locales que pudieran alterar la señal en alguna de las estaciones.

➤ **Filtrado:** el siguiente paso consiste en seleccionar la banda de frecuencia de interés, corregir por línea de base y filtrar. Hemos utilizado un filtro Butterworth paso banda de cuatro polos. El filtrado tiene por objeto reducir en lo posible el nivel del ruido frente a la señal, incluyendo en el concepto de ruido cualquier otra señal o parte de la señal que no nos interese. En los eventos sismo-volcánicos, que como ya se ha dicho contienen energía en bandas de frecuencia estrechas y disjuntas, el filtrado es muy eficiente para aislar los distintos componentes espectrales.

➤ **Longitud de la ventana:** para la elección de la longitud de la ventana de análisis, se hicieron varias pruebas, comparando los resultados obtenidos con

ventanas de diferente longitud. Las ventanas muy largas contienen la contribución de varias componentes del campo de ondas que resultan dominantes en distintos instantes, por lo cual el método puede fallar al no ser capaz de resolverlas. Además, nuestra resolución temporal sería muy limitada. Las ventanas muy cortas dan siempre una correlación alta, ya que estamos comparando pocas muestras, con las que no se caracteriza bien la forma de onda. La longitud de ventana ideal, es, según nuestra experiencia, la que contiene unos dos ciclos de la señal.

➤ **Cálculo del máximo de la CCP:** para la localización de los eventos sísmicos registrados con el *array*, utilizamos el método de la CCP, descrito previamente en este mismo Capítulo. Hemos escrito programas para la localización de eventos sísmicos con un *array*, utilizando dicho método tanto con frente de onda plano como circular (ver el Apéndice II para una descripción detallada). El resultado de la aplicación del método del frente plano a cada ventana temporal es el valor de la CCP para valores de lentitud dentro de un rango predefinido. Cuando las trazas contienen una señal, aparece un máximo único, en una cierta dirección que se corresponde con el azimut hacia la fuente. Su distancia al origen nos da la lentitud aparente con la que se propagan las ondas. La aplicación del método del frente circular nos proporciona además el valor de la CCP en función de la distancia a la fuente.

5.2. Estimación del error

Como se ha descrito en el Apartado 3.4, el método elegido proporciona una solución correspondiente al máximo de la CCP sobre el plano de lentitud aparente (frente plano) o sobre el espacio lentitud aparente-distancia (frente circular). La elección de los parámetros del método y la forma del máximo resultante determinan la precisión de los resultados. Hay varios factores que influyen, de los cuales hemos considerado principalmente dos fuentes de error: una artificial, debida al muestreo y al espaciado de la malla de lentitud, y otra natural, debida a la presencia de ruido sísmico y a la pérdida de coherencia de la señal al propagarse por el medio.

5.2.1. Muestreo y espaciado de la malla

Los sismogramas se han obtenido muestreando con un intervalo de 5 ms. Cuando las trazas se desplazan en el tiempo para calcular la correlación cruzada

según un cierto vector lentitud, no se pueden retrasar un intervalo de tiempo cualquiera, sino múltiplos del intervalo de muestreo. La aproximación del frente será tanto mejor cuanto mayores sean las diferencias de tiempo consideradas, es decir, mayor la apertura del *array* o mayor la lentitud aparente con la que se desplazan las ondas. Este efecto fija el límite inferior del intervalo de lentitud de la malla, ya que no tiene sentido hacer los cálculos para diferencias de lentitud que no van a causar al menos diferencias de una muestra en los retrasos entre las trazas entre las estaciones más lejanas. Podemos estimar el intervalo mínimo de lentitud que somos capaces de resolver mediante la expresión:

$$\Delta S_{\text{mín}} = \frac{\Delta t}{D} \quad (121)$$

donde Δt es el intervalo de muestreo y D es la apertura del *array*. Por ejemplo, para el *array* ABC de Decepción, esta estimación da una incertidumbre intrínseca de unos 0.01 s/km, que, dependiendo de la posición del máximo, se traducirá en un cierto error en azimut y lentitud aparente.

5.2.2. Ruido sísmico y pérdida de coherencia

La evaluación del efecto del ruido se realiza a través de la comparación entre la CCP obtenida para una porción de ruido pre-evento y para la señal. Si llamamos C_n a la correlación del ruido y C_s a la de la señal, entonces el efecto del ruido se puede cuantificar mediante:

$$\Delta C_n = \frac{\langle C_n \rangle}{C_s} \quad (122)$$

donde $\langle \cdot \rangle$ representa el promedio en todo el plano de lentitud. Además, los efectos de sitio locales producen una pérdida de coherencia entre las formas de onda registradas, por lo cual el máximo de la CCP nunca será la unidad. Con el objeto de cuantificar este efecto, definimos un error adicional como sigue:

$$\Delta C_c = \frac{1 - C_s}{N \cdot (N - 1) / 2} \quad (123)$$

donde N es el número de estaciones del *array* y el denominador representa el número de parejas de estaciones para las que calculamos la CCP. De esta manera, el error disminuye cuando las trazas son más parecidas y también cuando consideramos un número mayor de estaciones. Finalmente, calculamos el intervalo de error de la correlación mediante la expresión:

$$\Delta C = \sqrt{\frac{\Delta C_n^2 + \Delta C_c^2}{2}} \quad (124)$$

5.2.3. Cálculo del error

La estimación de ΔC define una región de incertidumbre. Para el método del frente plano, esta zona es un área en el plano de lentitud aparente, la correspondiente a aquellos valores de azimuth y lentitud tales que $C(A,S) > C_s - \Delta C$. Esta región nos proporciona ΔS y ΔA , es decir, los errores en lentitud aparente y azimuth (Figura 4.7, izquierda). Para el método del frente circular, se trata de un volumen en el espacio lentitud aparente-distancia, aquél para el que $C(A,S,D) > C_s - \Delta C$ (Figura 4.7, derecha). Las localizaciones fiables serán aquellas para las que la curva de CCP frente a la distancia, en la dirección del máximo, tenga un máximo claro, como en la Figura 4.7, y por tanto encontremos unos límites tanto inferior como superior para el intervalo de error en distancia. Esto sucederá cuando la fuente sea lo suficientemente próxima como para que la diferencia entre la CCP máxima proporcionada por el método del frente circular mejore significativamente la correspondiente al frente plano (ambas coinciden en el infinito). Según nuestra experiencia, es suficiente con exigir que la mejora sea superior al 15%.

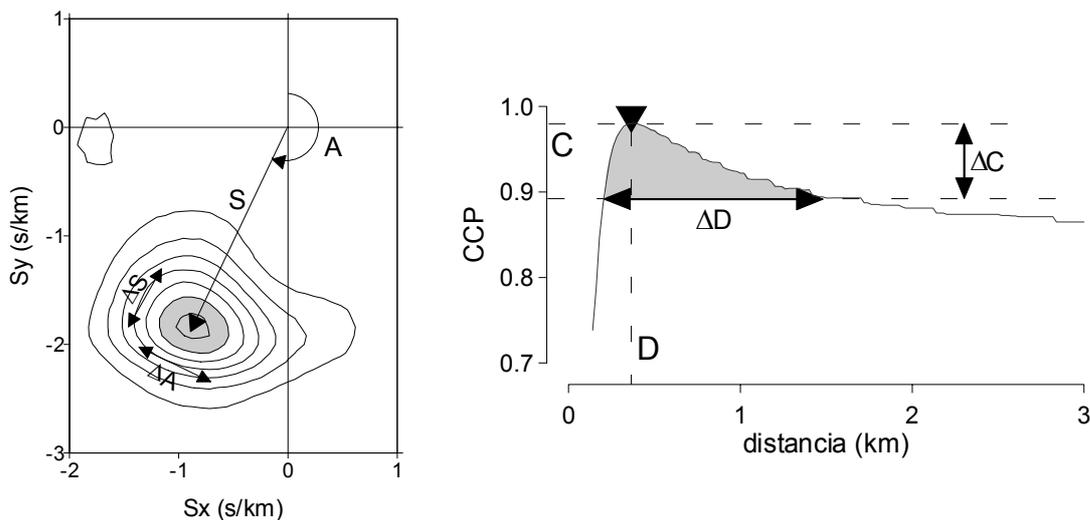


Figura 4.7. Esquema del procedimiento para la determinación del error en el método de la CCP.

Tomaremos como error de la determinación el máximo entre estos valores y los proporcionados por (121).



Capítulo IV. Nuestro *array*

... o de cómo está construido, cómo se instala y cómo funciona el array sísmico que hemos utilizado para obtener los datos

1. Introducción

Para la realización de esta tesis, se han utilizado datos obtenidos mediante el empleo de un *array* sísmico portátil de pequeña apertura, diseñado conjuntamente por el Departamento de Volcanología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), el Instituto Andaluz de Geofísica de la Universidad de Granada, el *Servei Geologic* de la Generalitat de Catalunya y la Universidad de Salerno (Italia).

Los primeros ensayos en este grupo con un *array* semiportátil se realizaron en la Universidad de Salerno, utilizando un convertidor A/D de 12 bits y 16 canales (Data Translation DT2821) y el programa de adquisición de datos XDETECT (LEE, 1988) de la IASPEI. Los sensores eran Mark L28 con frecuencia propia de 4.5 Hz. El objetivo era básicamente el estudio del ruido sísmico en distintas zonas en la región de Salerno (BARBA, 1993). Este fue el primer paso para el diseño de un *array* portátil de bajo consumo. En 1994, a raíz del proyecto *European Laboratory Volcanoes: Teide. Definition of the fine structures and the plumbing system aimed at eruption prediction, hazard assesment, and eruptive mechanism understanding*, de la Fundación Europea para la Ciencia (EV5V-CT93-0283), se tomó la decisión de diseñar un *array* portátil de bajo consumo y alta operatividad, con mayor rango dinámico (16 bits) para ser desplegado en Tenerife, en las Cañadas del Teide. El objetivo era registrar y estudiar la actividad sísmica del volcán Teide. El éxito de este experimento propició la modificación de los objetivos del proyecto antártico *Investigación en geofísica básica en la base antártica española Juan Carlos I: sismología y geodinámica en las Shetland del Sur* (ANT94-0854-C02), sustituyendo la idea inicial de instalar una red sísmica portátil en la isla Decepción por el despliegue de este *array*. La experiencia de estas dos campañas permitió pensar en un uso sistemático de la instrumentación para seguir estudiando la sismicidad de la isla Decepción y de otros volcanes activos como ha sido el caso de Stromboli (Italia) o de ensayos realizados por el Museo Nacional de Ciencias Naturales en el Arenal (Costa Rica) o en los volcanes chilenos de Llaima y Villarrica.

Los datos analizados en la presente tesis proceden de tres regiones volcánicas diferentes. El primer despliegue del *array* se realizó en la isla de Tenerife (España), bajo los auspicios del citado proyecto *European Laboratory Volcanoes: Teide*, durante los meses de septiembre a noviembre de 1994 (ARAÑA, 1994). El

segundo tuvo lugar en la isla Decepción (Antártida), inicialmente gracias al ya mencionado proyecto nacional *Investigación en geofísica básica en la Antártida* (ANT94-0854-C02) que se continúa con el proyecto *Volcanismo, sismicidad, magnetismo y geodinámica de las Shetland del Sur* (ANT95-0994-C02). Se analizan datos de tres campañas realizadas durante los veranos australes (meses de diciembre a febrero) de los años 1994 a 1997 (GARCÍA E IBÁÑEZ, 1995; GARCÍA ET AL., 1996B, 1997B). El tercer despliegue se llevó a cabo en la isla de Stromboli (Italia), dentro del proyecto italiano *Modello di velocità e di attenuazione al vulcano Stromboli* (1997 CNR-GNV 96.00856.PF62), del 11 al 18 de septiembre de 1997 (DEL PEZZO ET AL., 1997B).

En este capítulo queremos describir el diseño y el funcionamiento del *array*, y cómo se ha realizado su despliegue y mantenimiento durante las diferentes campañas. Sirvan también estas páginas para agradecer su esfuerzo y su colaboración a todas las personas que de un modo u otro han participado en ellas.

2. Descripción del array

Nuestro *array* está compuesto por módulos totalmente independientes, de ocho canales cada uno. Esto proporciona una enorme flexibilidad a la hora de instalarlo en cualquier configuración y adaptarlo a las condiciones del terreno (ORTIZ ET AL., 1995). Cada uno de estos módulos consta de varias partes, que van desde el sensor sísmico que detecta el movimiento del suelo hasta el ordenador que controla el sistema y almacena los datos en formato digital, pasando por los sistemas de alimentación, adquisición, sincronía, conexiones, etc. (ORTIZ ET AL., 1994A). Se ha tenido especial cuidado en reducir el peso y el volumen de todos los elementos para que su transporte resulte lo más cómodo posible. El *array* completo cabe en una maleta y puede transportarse como equipaje de mano en cualquier vuelo comercial, por lo cual resulta ideal para ser empleado como instrumentación de emergencia en el caso de crisis sísmicas o volcánicas. Los elementos más pesados, como son el cable y las baterías, son totalmente estándar, por lo que se pueden comprar sin problemas en el lugar de instalación.

En la Figura 2.1 se muestra un esquema del *array*, en el que aparecen todos los componentes fundamentales que intervienen en su diseño. Vamos a describir cada uno de ellos paso a paso.

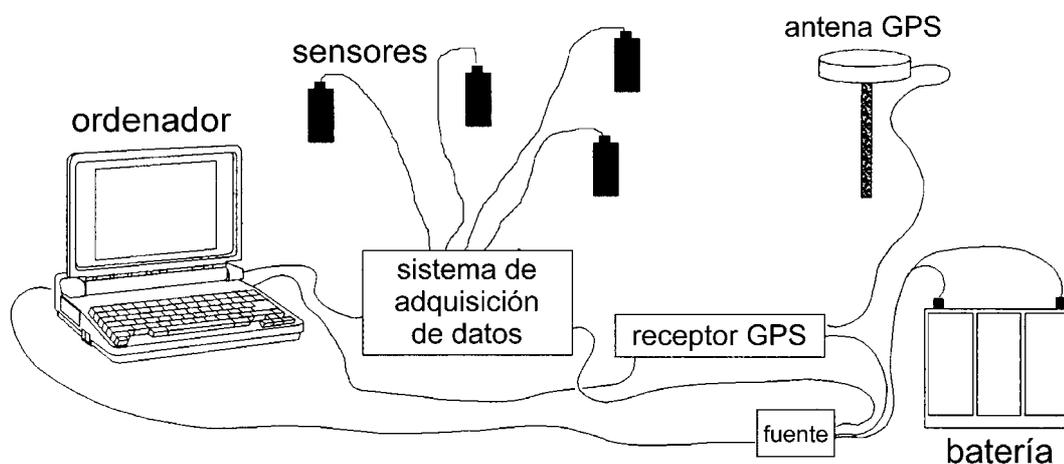


Figura 2.1. Esquema de los componentes fundamentales del *array* sísmico (modificado de ORTIZ ET AL., 1994A).

2.1. Sensores

Son los encargados de convertir el movimiento del suelo en señales eléctricas que puedan ser interpretadas por el sistema y convertidas a datos numéricos. Constituyen una pieza clave del *array*, y condicionan los rangos de frecuencia de las señales que podremos registrar. En los experimentos llevados a cabo, se han utilizado fundamentalmente sismómetros de dos tipos: Mark L4C, con frecuencia natural de 1 Hz, y Mark L15B, con frecuencia natural de 4.5 Hz

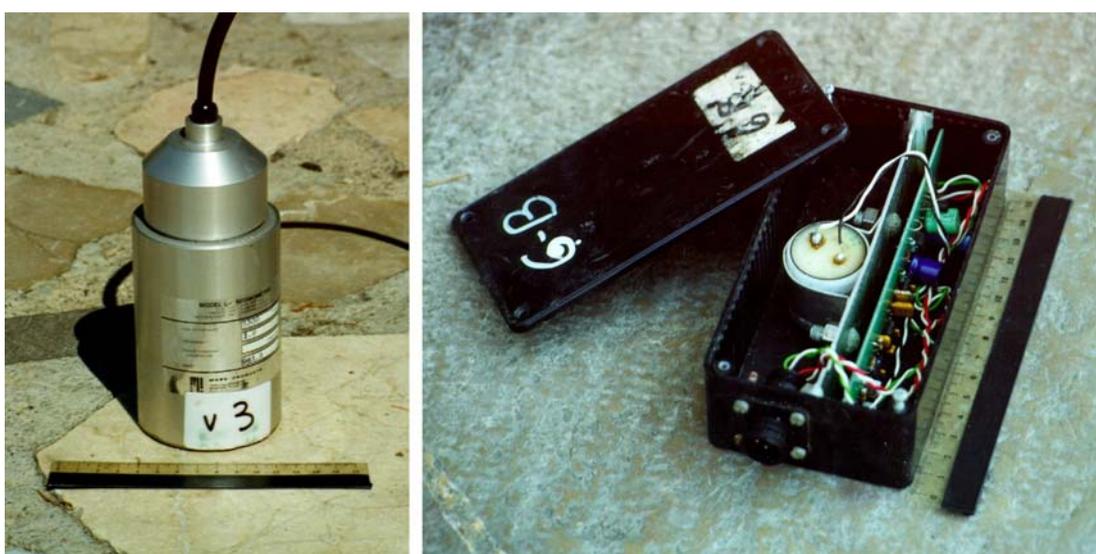


Figura 2.2. (izquierda) Sensor sísmico vertical Mark L4C. (derecha) Sensor sísmico vertical Mark L15B, junto con la electrónica de la extensión de respuesta y preamplificación.

(Figura 2.2). Para que tenga sentido la utilización conjunta de los dos tipos, la respuesta del sistema sensor-preamplificador se ha ecualizado mediante un circuito de realimentación y filtrado que hace que las respuestas sean planas en ambos casos desde frecuencias alrededor de 1 Hz (ORTIZ ET AL., 1994B), de manera que los sensores tienen una curva de amplificación similar en los rangos de frecuencia de interés (Figura 2.3).

No siempre se han instalado estaciones verticales. Dependiendo de los objetivos del experimento, a veces se incluyen también estaciones de tres componentes, cada una de las cuales ocupa tres de los ocho canales de que dispone cada módulo. De esta manera, se puede completar el análisis de *array* mediante el estudio del movimiento del suelo en tres dimensiones (KVAERNA & RINGDALL, 1992).

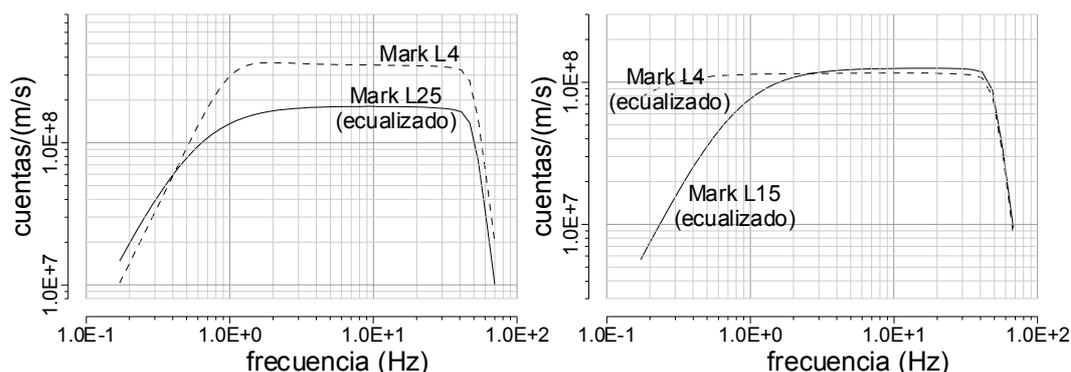


Figura 2.3. Curvas de respuesta de algunos de los instrumentos instalados.

2.2. Preamplificador

El preamplificador cumple dos funciones: adaptar el nivel de salida del sensor al de entrada del sistema de adquisición de datos, y adaptar el nivel y la impedancia de la señal para hacer posible su transporte por cable sin contaminación importante. En el caso de los sensores de 4.5 Hz ecualizados, el preamplificador tiene una etapa de entrada con resistencia negativa y un filtro ecualizador de primer orden. A la salida, se obtiene una señal diferencial de baja impedancia y nivel suficiente como para ser transmitida por cable a distancias de centenares de metros sin pérdidas apreciables. Los sensores de 1 Hz utilizan un preamplificador de bajo ruido para dar una salida a un nivel equivalente al proporcionado por los sensores de 4.5 Hz.

2.3. Cableado

La conexión entre los sensores y el sistema de adquisición de datos se realiza mediante cable. Esto limita la apertura de cada módulo del *array* como mucho a unos pocos centenares de metros. Se utiliza cable de par trenzado, que evita interferencias externas y minimiza la capacidad parásita. Como se ha dicho antes, el cable no se transporta, sino que se adquiere en el lugar de despliegue del *array*. Las campañas antárticas son un caso especial, por lo que hay que transportar la totalidad del equipo, incluyendo cable, baterías, etc.

Los conectores son de un tipo muy simple, adecuados para cualquier tipo de cable, lo que facilita enormemente su montaje en el campo.

2.4. Sistema de adquisición de datos

Es el dispositivo electrónico utilizado para multiplexar, muestrear y digitalizar las señales procedentes de los sismómetros. El proceso que se lleva a cabo es el siguiente: primero la señal procedente de cada sensor es filtrada utilizando un filtro Butterworth anti-*aliasing* de ocho polos a 48 Hz, para eliminar frecuencias superiores a la de Nyquist (que vale 100 Hz ya que el sistema, en su configuración actual, muestrea a 200 mps). A continuación, un multiplexo selecciona consecutivamente cada uno de los ocho canales, que se muestrea con un intervalo de 5 ms. Por último, cada muestra es convertida a forma digital por un convertor de aproximaciones sucesivas de 16 bits, modelo CS5016 de CRYSTAL

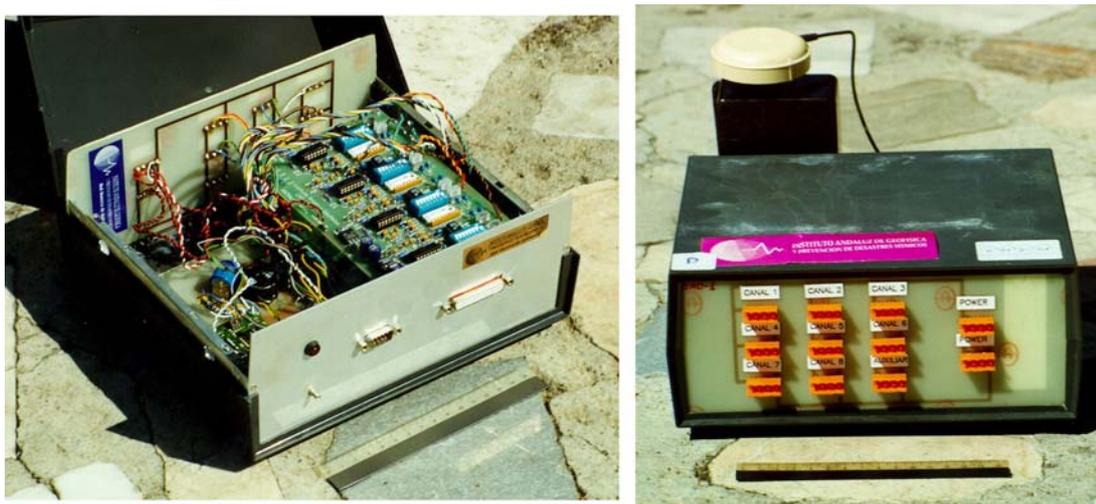


Figura 2.4. Última versión del sistema de adquisición de datos. Pueden verse los ocho conectores para los canales, la entrada de la alimentación, las puertas serie y paralelo y la antena del GPS.

Semiconductor Corporation, con un tiempo mínimo de conversión de 16 μ s.

2.5. Sincronización

En cualquier *array*, es fundamental que el sincronismo entre las estaciones sea tan preciso como sea posible. En el nuestro, la señal de tiempo se introduce utilizando un receptor de GPS modelo Trimble NAV03, que se compone de una tarjeta receptora y una antena activa. Este receptor proporciona tanto la información horaria como las marcas de pulso por segundo, que se utilizan para sincronizar el muestreo con el TU (ORTIZ Y OLMEDILLAS, 1994B). Así se consigue que el error en la sincronía entre canales que se registren en módulos diferentes esté por debajo de los 20 μ s, y un orden de magnitud menor para canales dentro del mismo módulo. En las últimas versiones, el sistema de adquisición de datos y el receptor GPS han sido integrados en una misma caja (Figura 2.4), con lo cual el sistema resulta más compacto y fácil de manejar.

2.6. Ordenador

Se encarga de controlar todo el sistema y de almacenar los datos que se vayan registrando. Por una parte, controla la adquisición y la conversión de los datos, mediante la conexión a través de la puerta paralelo con el sistema de adquisición. Por otra parte, se comunica a través de la puerta serie con el módulo GPS para sincronizar su tiempo con el TU. Este sincronismo se ajusta cada

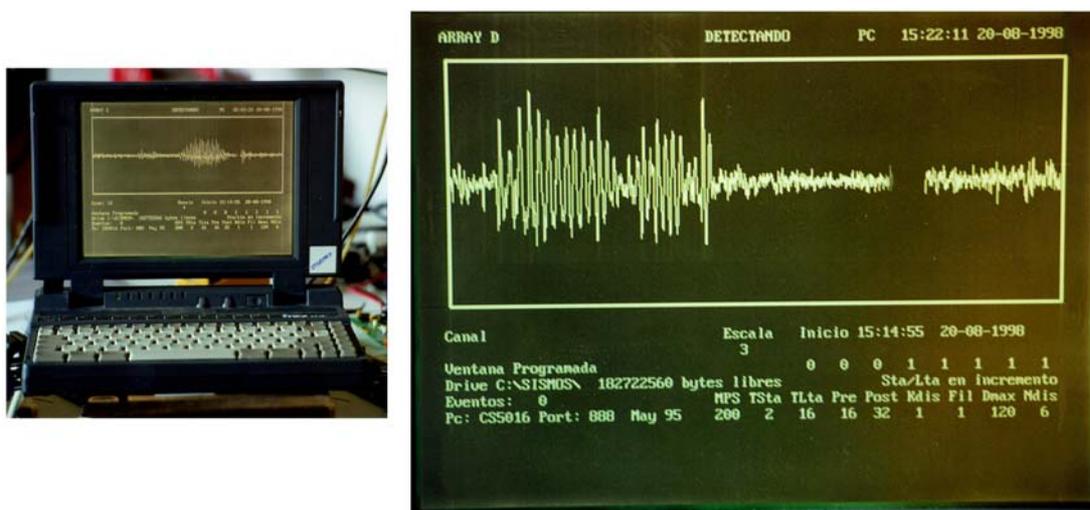


Figura 2.5. (izquierda) Ordenador portátil sobre el que funciona el programa de adquisición. (derecha) Detalle de la pantalla de trabajo.

segundo y también al finalizar la grabación de un evento y reiniciar el proceso de detección. El ordenador es el elemento de mayor consumo en el sistema, lo cual limita su autonomía. Es conveniente elegir ordenadores de bajo consumo, como por ejemplo los Olivetti Quaderno utilizados en la campaña del Teide, de 20 MB de disco duro. Desgraciadamente para nuestros fines, los ordenadores portátiles tienen cada vez más prestaciones, lo cual conlleva un mayor consumo. A cambio, la capacidad de los discos ha aumentado notablemente y la capacidad de almacenamiento de datos ha dejado de ser una limitación.

2.7. Programa de detección y almacenamiento de los datos

La detección de los eventos sísmicos se realiza mediante el conocido algoritmo de disparo que utiliza la razón STA/LTA. Es muy eficiente para la mayoría de eventos sísmicos, aunque si la amplitud crece lentamente, de manera que el evento tenga un comienzo demasiado emergente, entonces no se produce un disparo. Este es el caso de la mayoría de los tremores volcánicos. A pesar de todo, en la isla Decepción se han registrado tremores, gracias a que se producían cambios suficientemente bruscos en la amplitud a lo largo de la señal como para disparar el sistema.

El programa de detección y registro se denomina REDSIS. Cada vez que se adquiere una muestra de todos los canales habilitados, se pasa a un bucle de memoria y se actualiza la razón STA/LTA. Si supera un cierto umbral preestablecido y cumple una serie de criterios como la coincidencia del disparo en varios canales durante un cierto intervalo de tiempo, se declara un evento. Se considera el evento concluido cuando el algoritmo de corte lo declara o cuando se supera la duración máxima permitida, que generalmente es de 150 s. En ese momento, se graba el evento en el directorio fijado y se reinicia el proceso de detección (ORTIZ Y OLMEDILLAS, 1994A). En la Figura 2.5 puede verse el aspecto del programa de adquisición sobre el ordenador. En la pantalla van apareciendo porciones de un minuto de sismograma del canal seleccionado, que se van renovando continuamente, e información sobre los parámetros de control del sistema, el número de disparos, etc., lo cual permite saber de un vistazo si todo está funcionando bien o si se ha producido algún error.

Los datos se almacenan en formato DTS/SAD. Este formato es utilizado rutinariamente en la Red Sísmica de Andalucía, construida por el Instituto Andaluz de Geofísica, y que es directamente accesible mediante un programa de

análisis llamado PICFASE, desarrollado en el propio Instituto. Cada vez que se produce un disparo, se crea un fichero DTS y otro SAD. El nombre que se asigna tiene ocho dígitos, de la forma DDDHHMML, donde DDD representa el día del año, HH la hora y MM el minuto en el que se produce el evento. L es una letra identificativa del módulo que lo ha registrado. Veamos qué contiene cada uno de estos dos ficheros:

- **Fichero DTS:** es un fichero ASCII con información acerca del evento registrado. Concretamente, el número de canales activos, el número de muestras por canal, la fecha y la hora a la que comienzan las trazas, la frecuencia de muestreo, el nombre del módulo y de los canales, la muestra máxima contenida en los registros, e información complementaria sobre el instrumento, el filtro anti-*aliasing*, los parámetros del algoritmo de detección, etc.
- **Fichero SAD:** se trata de un fichero binario en el que se almacenan las trazas registradas por cada uno de los canales, multiplexadas, que es el modo natural en el que se producen los datos, para ahorrar en memoria y tiempo de escritura. Su tamaño, para un registro de 150 s, es de 480 kB.

2.8. Alimentación del equipo

El consumo eléctrico de los componentes del *array* es bajo. Los dos elementos que más consumen, y que por tanto determinan la autonomía del sistema, son precisamente los comerciales, el ordenador y el GPS. Se utilizan fuentes de alimentación a 12 V, en concreto baterías de coche, y reguladores de tensión conmutados para una mayor eficiencia. El tiempo de autonomía depende de la capacidad de las baterías, del consumo de los ordenadores empleados y de las condiciones de temperatura, variando de unas campañas a otras entre dos días y una semana.

3. Instalación del *array*

Hay varios factores que contribuyen a que una campaña de *array* tenga éxito. Lo principal es planearla con cuidado, eligiendo el sitio y la configuración adecuados para los objetivos del experimento y tratando de resolver de antemano los problemas logísticos y materiales que se puedan presentar, desde el transporte del material hasta el alojamiento y la manutención del equipo humano. Una vez que todo está, en lo posible, resuelto, se procede a la instalación del *array*.

3.1. Elección del lugar y la configuración

Cualquier lugar donde se pretendan instalar las estaciones ha de ser homogéneo para los rangos de frecuencias que nos interesen, y tener una topografía suave que no introduzca efectos laterales. La apertura del *array* y la densidad de las estaciones deben estar en concordancia con las longitudes de onda que esperamos registrar. En principio, cuanto más grande y más denso es un *array*, mejores serán los resultados. Pero dado que, para un número de estaciones fijo, se trata de tendencias opuestas, hay que alcanzar un compromiso satisfactorio entre ambas. En las regiones volcánicas, donde el medio es altamente heterogéneo y la topografía abrupta, es conveniente el empleo de *arrays* densos de pequeña apertura, como el nuestro, en configuraciones que se adapten en lo posible a las características del terreno.

En las campañas realizadas para obtener los datos que analizamos en esta tesis, se han instalado entre 16 y 32 canales, con una distancia media entre estaciones de 50 m y aperturas entre 300 y 600 m. Las posibles configuraciones del *array* están limitadas por el número de canales disponibles en cada caso y por la longitud del cable, además de las características de la región donde se haya decidido instalarlo y demás condicionantes logísticos y de acceso.

3.2. Despliegue del *array*

El *array* está diseñado para que su despliegue sea rápido y eficaz. Un equipo de cuatro o cinco personas puede instalarlo en poco tiempo y hacerlo funcionar en un plazo máximo de un par de días. La instalación comienza con la elección de los centros de registro de cada módulo, donde vamos a situar los sistemas de adquisición de datos, ordenadores y demás componentes excepto los sensores. Estos deben distribuirse para cubrir la zona que va a comprender el *array*, preferentemente con separaciones aleatorias para disminuir el efecto del *aliasing* espacial.

Los sismómetros se entierran a tanta profundidad como sea posible, para conseguir un mejor acoplamiento con el terreno, reducir el ruido debido al viento y evitar otros fenómenos desagradables como el vandalismo. El lugar se marca de manera visible para recuperar luego el sensor cómodamente. Las estaciones de tres componentes se tienen que orientar con un mismo criterio, ya sea hacia el norte o en otra dirección establecida. Siempre hay que anotar qué cable

corresponde a cada uno de los canales, ya que una vez enterrados los sensores no hay modo de saber a cuál están conectados ni a qué dirección del movimiento del suelo corresponden. Las conexiones entre los preamplificadores y el sistema de adquisición se realizan simplemente atornillando los cables correspondientes a los conectores. Es importante asegurarse de que estas conexiones están bien hechas y de que las polaridades son correctas.

El centro de registro, que contiene el sistema de adquisición, el GPS, el ordenador, etc., tiene que estar bien protegido para evitar que se introduzca polvo o agua que estropee la electrónica y para aislarlo de las condiciones térmicas externas. Para ello, hemos adaptado neveras de camping de unos 50 l de capacidad, en las que se puede introducir todo el equipo, y que han cumplido aceptablemente su misión lo mismo en la Antártida, protegiendo al sistema del frío, que en el Teide o Stromboli, aislándolo de las altas temperaturas. La antena del GPS es el único elemento que, necesariamente, debe estar a la intemperie para recibir la señal de los satélites de posicionamiento.

3.3. Posicionamiento de las estaciones

Para poder sacarle partido a las técnicas de *array*, no es suficiente con instalar varios sensores y comenzar a registrar. Es imprescindible conocer, con tanta precisión como sea posible, la posición relativa de las estaciones respecto a un punto de referencia. Cualquier incertidumbre en la posición se traduce en errores temporales. Imaginemos por ejemplo un impulso que se propaga a través del *array*. No podremos decir exactamente cuánto tarda en propagarse de una estación a otra si no conocemos *dónde* está cada estación. Las coordenadas absolutas no son tan importantes, ya que sólo se usarán a posteriori para determinar la posición de los eventos sísmicos. Lo que importa son las posiciones relativas de unas estaciones respecto a otras, ya que los métodos de *array* se basan siempre, como se ha visto en el Capítulo III, en la comparación de las trazas registradas en una estación y en otra. Cuanto menor sea la apertura del *array*, más precisa ha de ser la determinación de las coordenadas.

Es conveniente utilizar instrumentos que den una precisión elevada, por ejemplo teodolitos, estaciones totales, GPS diferencial, etc., aunque existen limitaciones prácticas que hacen que la precisión máxima alcanzable sea del orden del decímetro.

3.4. Mantenimiento

El mantenimiento de un *array* sísmico consiste básicamente en la realización de tres tareas: comprobaciones rutinarias, volcado de datos y recambio de baterías.

La comprobación de rutina consiste en controlar una serie de parámetros para asegurarnos que todo el sistema esté funcionando correctamente. Hay que ver que cada uno de los sensores aporta una señal realista, sin saltos bruscos, y parecida a la de los demás; que se está recibiendo la señal de tiempo que permite sincronizar los registros; que el programa de adquisición está evaluando continuamente el parámetro de disparo; que queda suficiente memoria libre en el ordenador; que las conexiones están firmes; que el estado de la batería es adecuado; etc.

El volcado de los datos se debe realizar cada cierto tiempo, dependiendo de la autonomía del sistema, para evitar que se sobrepase la capacidad de almacenamiento del ordenador. Los primeros ordenadores utilizados (Quaderno Olivetti) tenían una capacidad de disco duro de 20 MB, por lo que en ciertas situaciones de actividad intensa estábamos obligados a volcar los datos varias veces al día. En algunos casos, el tiempo entre un volcado de datos y el siguiente es predecible, como en la campaña de Stromboli, ya que los disparos del sistema se producían con mucha regularidad. En otros sitios, sin embargo, los eventos sísmicos pueden ocurrir irregularmente, por lo que es necesaria una supervisión continua. Para recoger los datos, se utiliza otro ordenador que se conecta al ordenador de registro por el puerto paralelo mediante un protocolo de intercambio de ficheros, como por ejemplo LapLink.

Los distintos componentes del *array* son de bajo consumo, pese a lo cual es necesario reemplazar las baterías cada cierto tiempo. La frecuencia depende de muchos factores, por lo que lo mejor es estimarla empíricamente en cada caso. En el Teide, se utilizaron baterías de coche de 45 Ah, que eran suficientes para garantizar el mantenimiento durante 24 horas. Sin embargo, en la Antártida, debido a las bajas temperaturas, el tiempo de descarga era mucho menor. Se utilizaron baterías de 125 Ah, disponiendo dos o tres en paralelo para aumentar la autonomía. En Stromboli, debido a las dificultades topográficas y de vegetación, se usaron nuevamente las baterías de 45 Ah, de menor peso.

4. Campañas de *array*

4.1. Teide

La campaña fue diseñada para caracterizar la actividad sísmica del volcán Teide, en el marco del proyecto *Teide, volcán laboratorio europeo* (EV5V-CT93-0283), financiado por el Programa Volcanológico Europeo de la Fundación Europea para la Ciencia. En este proyecto, participaron investigadores de diversas universidades españolas e italianas, así como de otros centros de investigación (ARAÑA, 1994). Para el desarrollo de la campaña, se dispuso del apoyo logístico y humano de la sede regional de Canarias del Instituto Geográfico Nacional.

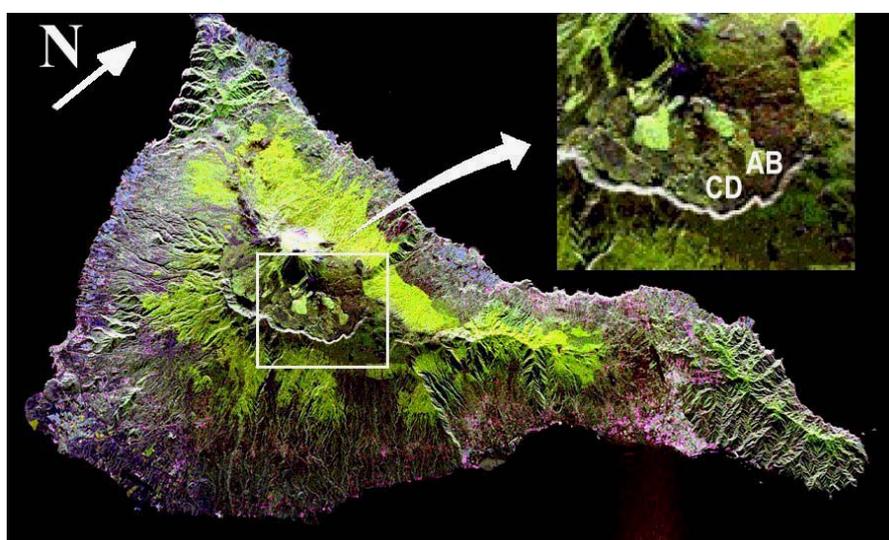


Figura 4.1. Imagen de satélite de la isla de Tenerife. Puede apreciarse el cráter del Teide, casi en el centro de la isla, y el borde de la caldera de las Cañadas. La posición de los *arrays* se indica en la zona ampliada.

El área elegida para instalar los *arrays* sísmicos es una zona plana dentro de la caldera de las Cañadas, junto al volcán Teide (Figura 4.1). Dicha zona se encuentra en el interior del Parque Nacional de las Cañadas del Teide, por lo cual hubo que tomar toda clase de precauciones para disminuir el impacto ambiental del experimento sobre el entorno. El área está rodeada por grandes irregularidades topográficas como son el Pico del Teide y Pico Viejo al oeste o el borde de la caldera al sur y al este (Figura 4.2). Las agrupaciones de sismómetros se instalaron en dos explanadas, separadas unos 2 km, una de ellas en la Cañada de Diego Hernández y la otra en las Pilas. El propósito de la instalación de estos dos *arrays* era, por una parte, ser capaces de registrar con propiedad señales con un rango de velocidad aparente más amplio, y por otro, utilizar la

localización conjunta que pudieran proporcionar ambos para determinar la posición del epicentro. La disposición exacta de las estaciones, referida a una marca de referencia, se obtuvo mediante un teodolito láser (Figura 4.3), y a su vez las coordenadas geográficas de esa marca se calcularon a través de posicionamiento GPS.

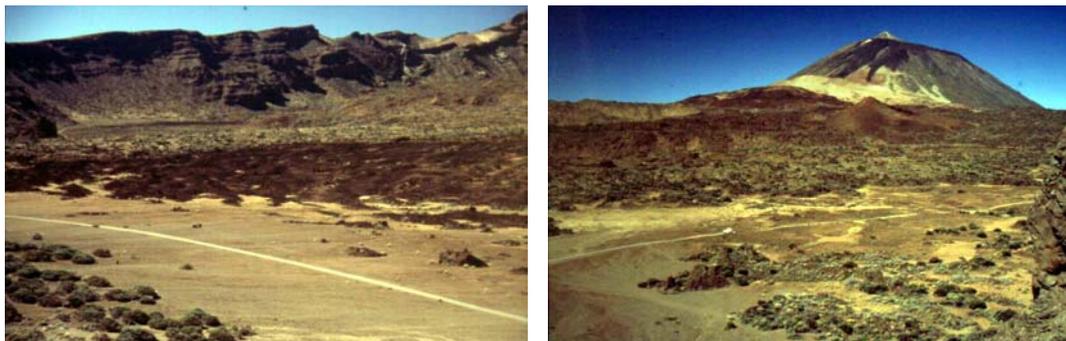


Figura 4.2. Vista del Teide y de la caldera de Las Cañadas desde la zona del *array*.

La configuración más extensa se denominó *array* AB, y estaba compuesta por 12 estaciones, diez verticales y dos de tres componentes, de tipo Mark L15, con frecuencia natural de 4.5 Hz extendida hasta 1 Hz, situadas en una geometría aproximadamente circular con apertura de 600 m (Figura 4.4). La configuración



Figura 4.3. Posicionamiento de las estaciones mediante un teodolito.

más densa se llamó *array* CD, y estaba compuesta inicialmente por 10 estaciones, ocho verticales y dos de tres componentes, de tipo Mark L25, también con la respuesta extendida, situadas en forma triangular con una apertura del orden de 300 m. Posteriormente, se completó con dos estaciones más de componente vertical. El control de los sistemas de adquisición de datos se realizó utilizando ordenadores Quaderno Olivetti, de 20 MB de capacidad de disco.

Además de los *arrays*, se instalaron otras dos estaciones sísmicas de tres componentes, denominadas E y F. Los lugares elegidos se encuentran sobre el borde de la caldera, en roca dura, a unos 2 y 4 km de distancia respectivamente.

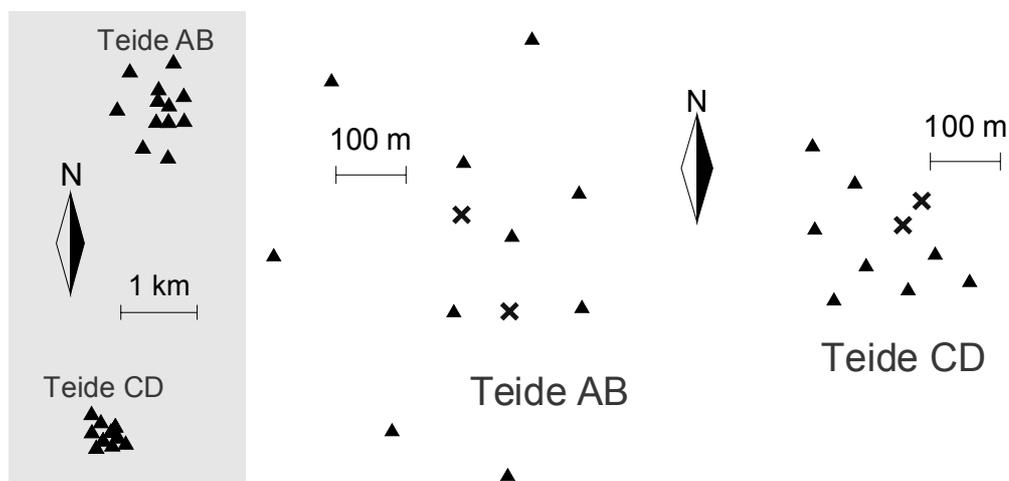


Figura 4.4. Posición relativa de los *arrays* sísmicos utilizados en el experimento (izquierda) y configuración correspondiente (derecha). Los triángulos representan estaciones verticales, y las espas de tres componentes.

Los sensores fueron enterrados a una profundidad media de medio metro. En algunos casos nos encontrábamos con depósitos más sólidos, posiblemente coladas basálticas, pero en otros todo el material encontrado era ceniza volcánica. Con el fin de estudiar los posibles efectos de sitio producidos por un material tan heterogéneo, se procedió a instalar una estación de tres componentes unos 2 km al sur de los *arrays*, sobre un afloramiento basáltico (roca dura) cerca del borde de la caldera.

Como base de operaciones, se eligió el Parador Nacional de las Cañadas del Teide, debido a su proximidad a la zona de trabajo y a la lejanía de cualquier otro centro urbano. La campaña se dividió en cuatro periodos de unos quince días. Durante el primero, se procedió a la instalación de los instrumentos, contando con la participación de unas ocho personas pertenecientes al Museo Nacional de Ciencias Naturales, la Universidad de Salerno, la Universidad de Barcelona, el *Servei Geològic* de Cataluña, el Instituto Geográfico Nacional en Canarias y la Universidad de Granada. En los sucesivos periodos, hubo unas cuatro personas dedicadas al mantenimiento del *array*.

4.2. Stromboli

El Instituto Andaluz de Geofísica ha colaborado junto con el Museo Nacional de Ciencias Naturales y el Osservatorio Vesuviano en el proyecto *Modello di velocità e di attenuazione al vulcano Stromboli* (1997 CNR-GNV 96.00856.PF62) de la Universidad de Salerno (Italia). El experimento consistió en la colocación de dos

arrays sísmicos en dos zonas diferentes de la isla de Stromboli (Figura 4.5), durante la semana del 11 al 18 de septiembre de 1996, con el objetivo de localizar con precisión la fuente de las explosiones volcánicas y estimar la extensión espacial de la fuente.



Figura 4.5. Situación de los *arrays* sísmicos en la isla.

El primer *array* se situó al norte del cráter, cerca del pueblo de Stromboli, en una zona conocida como Semaforo Labronzo. El *array* se denominó *array* de Labronzo, y estaba compuesto por 28 estaciones verticales y 2 de tres componentes, todas ellas de tipo Mark L15B y L28B, con frecuencia natural de 4.5 Hz extendida electrónicamente hasta 1 Hz (Figura 4.6). La apertura total fue del orden de 300 m. El *array* se desplegó en forma de cuatro grupos circulares o racimos. El segundo *array* se instaló al oeste del cráter, cerca de la pequeña localidad de Ginostra, en la zona conocida como el Timpone del Fuoco. Se denominó *array* de Ginostra, y estaba compuesto por 15 estaciones verticales y 3 de tres componentes, todas de tipo Mark L4C, con frecuencia natural de 1 Hz. La

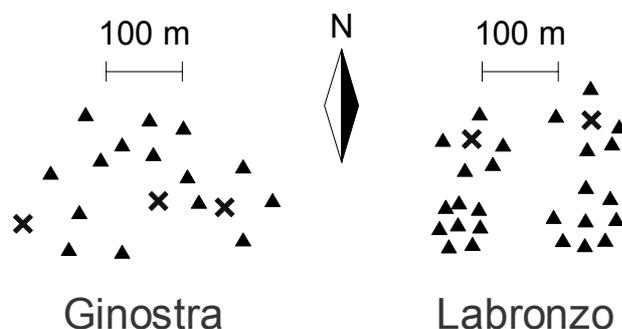


Figura 4.6. Configuración de los *arrays* sísmicos empleados.

apertura de la configuración fue también de unos 300 m. En este caso, la configuración de las estaciones buscó la máxima aleatoriedad posible, salvo para las estaciones de tres componentes y otras tres de componente vertical, que se pretendieron situar tan alineadas con la dirección del cráter como permitieran la topografía y la vegetación. Esta línea será utilizada posteriormente para estudios de dispersión de ondas superficiales.



Figura 4.7. Medios de transporte empleados para el traslado del material en Ginostra (izquierda) y Labronzo (derecha).

Los siete sistemas de adquisición de datos utilizados en este experimento estaban controlados por ordenadores portátiles 386 ó 486 con capacidad de almacenamiento entre 100 y 400 MB. Además, se contaba para el volcado de los datos con otros dos ordenadores similares. El almacenamiento final de los datos se realizó en discos ZIP de 100 MB de capacidad. El posicionamiento se obtuvo utilizando observaciones con *GPS* diferencial, lo que proporciona una precisión del orden de centímetros, aunque en la práctica no tiene sentido tomarse en serio las cifras más allá del decímetro.

El transporte del equipo se realizó por carretera utilizando una furgoneta, hasta el puerto de Nápoles, desde donde se tomó un barco hacia la isla de Stromboli. Se hicieron dos grupos de trabajo, uno de los cuales, compuesto por diez personas, permaneció en el pueblo de Stromboli, mientras que el otro, compuesto por otras cuatro, se trasladó mediante una barca a motor hasta la pequeña localidad de Ginostra, al oeste de la isla, llevando consigo la parte correspondiente del material. El traslado interno del equipo se realizó inicialmente mediante pequeños motocarros en el pueblo de Stromboli, y con la ayuda de mulas en Ginostra (Figura 4.7).

La principal dificultad durante la instalación del *array* de Labronzo consistió en el tendido del cable a través del denso cañaveral que cubría la ladera. Este mismo cañaveral imposibilitaba la visión directa entre las distintas estaciones, lo que hacía difícil el posicionamiento. La zona donde se situó el *array* de Ginostra estaba también cubierta por un denso matorral de espino y aulaga, así como pequeños bosques de chumberas que dificultaban la instalación de los instrumentos. En todos los casos, los sensores fueron enterrados aproximadamente medio metro (Figura 4.8). También se enterró parte del cable, con el objeto de evitar la curiosidad de los excursionistas y la acción de animales sueltos.



Figura 4.8. Instalación del centro de registro E del *array* de Ginostra (izquierda) y de una de las estaciones de tres componentes (derecha).

Un inconveniente añadido resultó ser la falta de corriente eléctrica en Ginostra, lo cual impedía la recarga de baterías. Este problema se solucionó con un generador de gasolina (Figura 4.9). El motor sólo podía funcionar unas pocas horas durante el día, por las molestias sonoras que causaba. Con el fin de evitar la presencia de ruido cultural y dar tiempo a la recarga de las baterías, los dos *arrays* funcionaron simultáneamente en horas nocturnas, entre aproximadamente las siete de la tarde y las ocho de la mañana.

Los sistemas de adquisición de datos se resguardaron de la intemperie usando neveras de camping de 50 l y cajas de plástico para transporte del material (Figuras 4.10 y 4.11).



Figura 4.9. Recarga de baterías mediante un generador de gasolina.



Figura 4.10. Comprobación de rutina en el módulo F del *array* de Ginostra.



Figura 4.11. Centro de registro del módulo C en el *array* de Labronzo.

4.3. Decepción

Las tres campañas de monitorización de la actividad sísmica de la isla Decepción mediante *arrays* sísmicos han compartido características comunes, aunque de una a otra han habido diferencias y mejoras logísticas. Es la primera vez que se ha instalado un *array* sísmico en la isla, lo que ha permitido la aplicación de nuevas técnicas al estudio de la sismicidad en la isla Decepción.

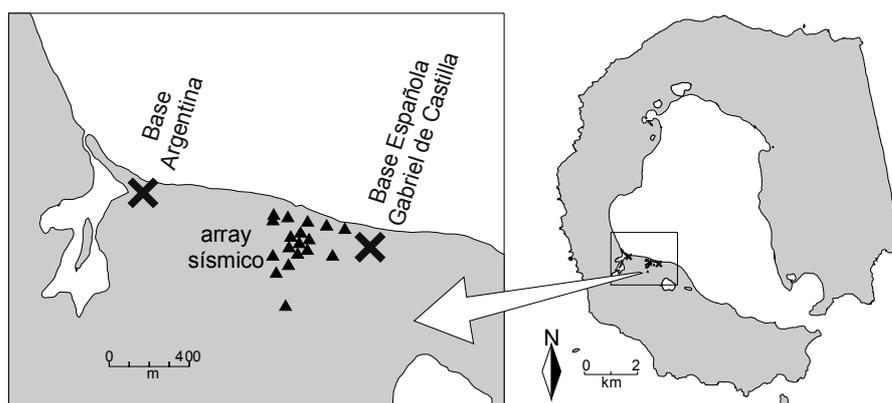


Figura 4.13. Situación del *array* sísmico de la isla Decepción, en las proximidades de la base Gabriel de Castilla.

La instrumentación instalada consistió en una estación de control para monitorizar la actividad y visualizarla en tiempo real, y un *array* sísmico para su análisis más profundo, situado en una colina cercana a la base Gabriel de Castilla (Figura 4.13).

En la primera campaña (Diciembre de 1994 a Febrero de 1995), el *array* sísmico estaba compuesto por 10 estaciones verticales de tipo Mark L25B con respuesta extendida, 2 estaciones de tres componentes Mark L4C, y un sensor de banda ancha de tres componentes Guralp CMG3T, en configuración aproximadamente triangular y con apertura del orden de 500 m (Figura 4.14, izquierda). En las siguientes campañas (Diciembre de 1995 a Febrero de 1996 y Diciembre de 1996 a Febrero de 1997), se instaló otra estación de tres componentes Mark L4C en lugar del sensor de banda ancha, y se añadieron cinco nuevas estaciones verticales Mark L25B para densificar el interior del *array* y detectar mejor las ondas de corta longitud de onda (Figura 4.14, derecha). A estas dos configuraciones las hemos llamado BC y ABC, respectivamente.

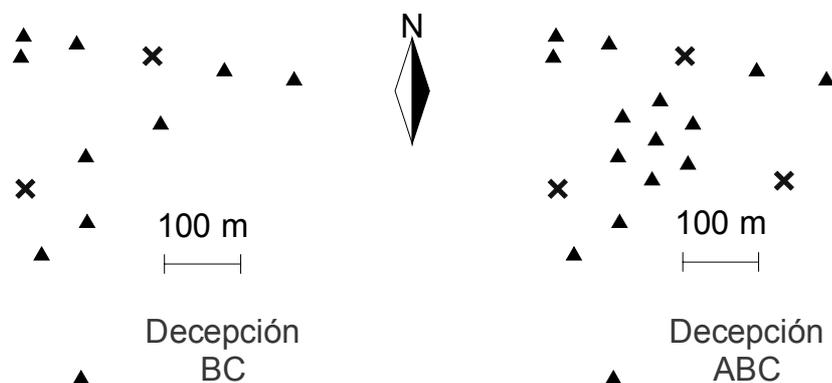


Figura 4.14. Configuración de los *arrays* empleados en la isla Decepción durante las campañas 94-95 (izquierda) y 95-96 y 96-97 (derecha).

La estación de control utilizaba un sensor vertical Mark L4C, situado en una zona cercana a la base Gabriel de Castilla, a unos 300 m en la dirección del Lago Cráter. El registro era continuo, analógico en la primera campaña (sobre papel térmico) y digital en las dos siguientes. En la primera campaña, se utilizaron ordenadores Olivetti Quaderno para controlar los sistemas de adquisición de datos, mientras que en las posteriores se emplearon ordenadores portátiles 386 ó 486.

La situación remota de la isla Decepción hace difícil plantearse ningún estudio si no se cuentan con los suficientes medios. En nuestro caso, el transporte del material se realizó aprovechando las campañas antárticas del Buque de Investigaciones Oceanográficas Hespérides (Figura 4.15), propiedad del CSIC y asignado a la Armada Española. En este barco viajaba también el equipo humano desde puertos del sur de América (Punta Arenas en Chile o Ushuaia en Argentina) hasta la base Gabriel de Castilla, su destino en la isla Decepción (Figura

4.16). Cada campaña estaba subdividida en dos fases (diciembre-enero y enero-febrero). En cada fase han participado entre dos y tres investigadores, pertenecientes al Museo Nacional de Ciencias Naturales, la Universidad de Salerno y el Instituto Andaluz de Geofísica. Al menos uno de ellos ha permanecido en la isla durante la campaña completa. En todas las campañas, se ha contado con el apoyo total de los científicos y militares argentinos de la base argentina de Decepción. El mantenimiento no científico, la manutención, las comunicaciones y la logística en general corrieron a cargo de personal del Ejército de Tierra, responsable de la base Gabriel de Castilla.



Figura 4.15. Buque de Investigaciones Oceanográficas Hespérides, durante una de sus campañas antárticas.



Figura 4.16. Dos vistas de la base Gabriel de Castilla, en la isla Decepción.

La elección del lugar donde instalamos el *array* estuvo condicionada por factores como la cercanía a las zonas sísmicamente activas estudiadas hasta el momento, la suavidad de la topografía, la proximidad a la base y la facilidad de acceso. El sitio final fue una ladera de pendiente suave, situada a menos de un kilómetro de la base (Figura 4.17).



Figura 4.17. Zona sobre la que se instaló el *array* en la isla Decepción. Los centros de registro se hallan protegidos dentro de tiendas de campaña.

El tendido del cable (Figura 4.18) revestía cierta dificultad a causa de las manchas de nieve que todavía en diciembre cubren gran parte de la isla. Los sensores se enterraron hasta el *permafrost* (capa de suelo congelado), presente en toda la isla, aproximadamente a medio metro de profundidad (Figuras 4.19 y 4.20). Debido al aporte de gran cantidad de agua subterránea procedente del deshielo de los glaciares durante el breve verano antártico, hubo que sellar las cajas de los sismómetros de 4.5 Hz y protegerlos dentro de una envoltura de



Figura 4.18. Tendido del cable.

plástico hermética para que resistieran a la humedad. Los sistemas de adquisición de datos y los ordenadores fueron inicialmente protegidos de las inclemencias del tiempo usando neveras de camping de 50 l de capacidad, envueltas en bolsas de plástico. En las sucesivas campañas, estas neveras, junto con las baterías, se resguardaron además en tiendas de campaña tipo Aneto proporcionadas por el Ejército de Tierra (Figura 4.21). Con ellas no sólo se protegían los centros de registro sino también se mejoraba la seguridad y comodidad del operario durante las tareas de volcado de datos y mantenimiento del *array*.

El posicionamiento de los sensores se realizó en la primera campaña mediante un teodolito. En la segunda campaña pudimos realizar un posicionamiento más preciso mediante GPS diferencial (Figura 4.22).



Figura 4.19. Instalación de los sismómetros en el *array* de la isla Decepción.



Figura 4.20. Instalación de un sensor de banda ancha durante la campaña 94-95.

Las extremas condiciones climáticas de la isla Decepción, con vientos que llegan a alcanzar velocidades de hasta 130 km/h, mezclados con ventiscas de agua y nieve y el arrastre de material piroclástico suelto, afectaban de manera importante a toda la instalación. Hubo que asegurar el cable colocando piedras cada pocos metros, para evitar que el viento lo arrastrara con el consiguiente efecto no sólo en cuanto a introducción de ruido, nunca deseado, sino también en cuanto a riesgo de daños en el propio equipo.



Figura 4.21. Tiendas de campaña para guarecer el equipo de la intemperie.



Figura 4.22. Posicionamiento de las estaciones mediante GPS.

Para la alimentación del sistema, disponíamos de dos juegos de baterías, así que mientras unas hacían funcionar el *array*, otras se estaban recargando. Se utilizaban dos baterías de 125 Ah para cada centro de registro, lo cual permitía en días tranquilos una autonomía de tres o cuatro días. Las tareas de control de rutina y mantenimiento se realizaban a diario, con la ayuda de una moto de arena facilitada por el Ejército de Tierra (Figura 4.23).



Figura 4.23. Moto de arena para el transporte de material.

En la Figura 4.24 puede verse cómo se realizaba el volcado de datos durante la primera campaña. Lógicamente, si el tiempo no era lo suficientemente bueno, resultaba una tarea dura. Las Figuras 4.25 y 4.26 corresponden a la campaña siguiente, en la que las condiciones para el mantenimiento del *array* mejoraron notablemente, gracias al refugio proporcionado por las tiendas de campaña.

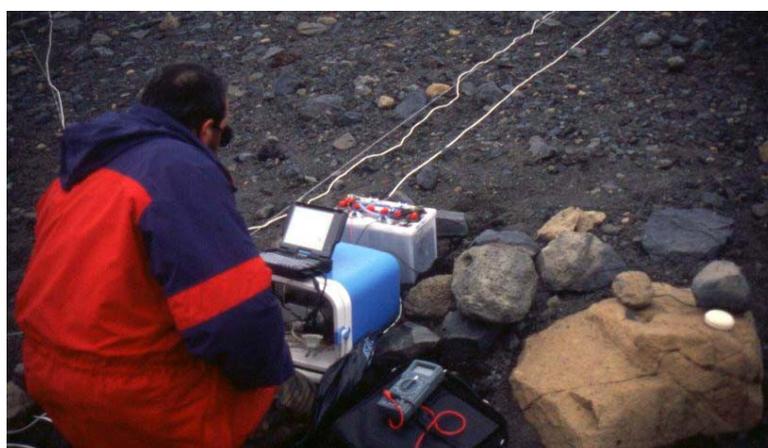


Figura 4.24. Volcado de datos durante campaña 94-95.

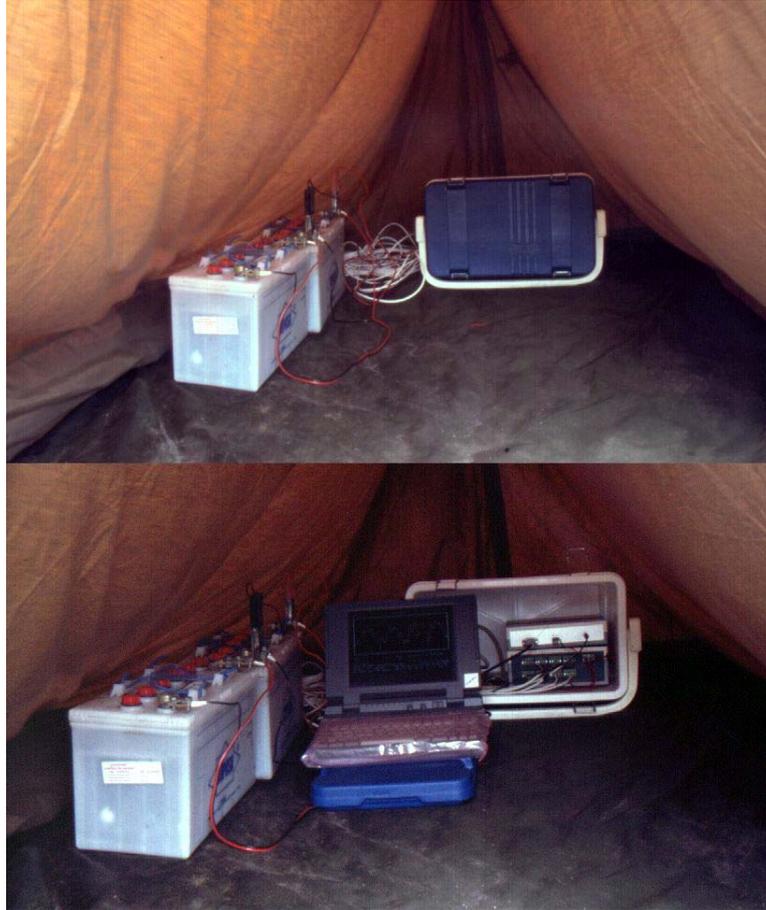


Figura 4.25. Centro de registro en el interior de una tienda de campaña.



Figura 4.26. Volcado de datos.

Aparte de la instalación del *array* y otros instrumentos sísmicos, durante las tres campañas se realizaron otros estudios en la isla Decepción, principalmente geofísicos, como medidas de campo magnético, gravimetrías, redes geodésicas y geoquímica de gases (Figura 4.27), pero también zoológicos, en particular, acerca del comportamiento del pingüino barbijo (Figura 4.28).

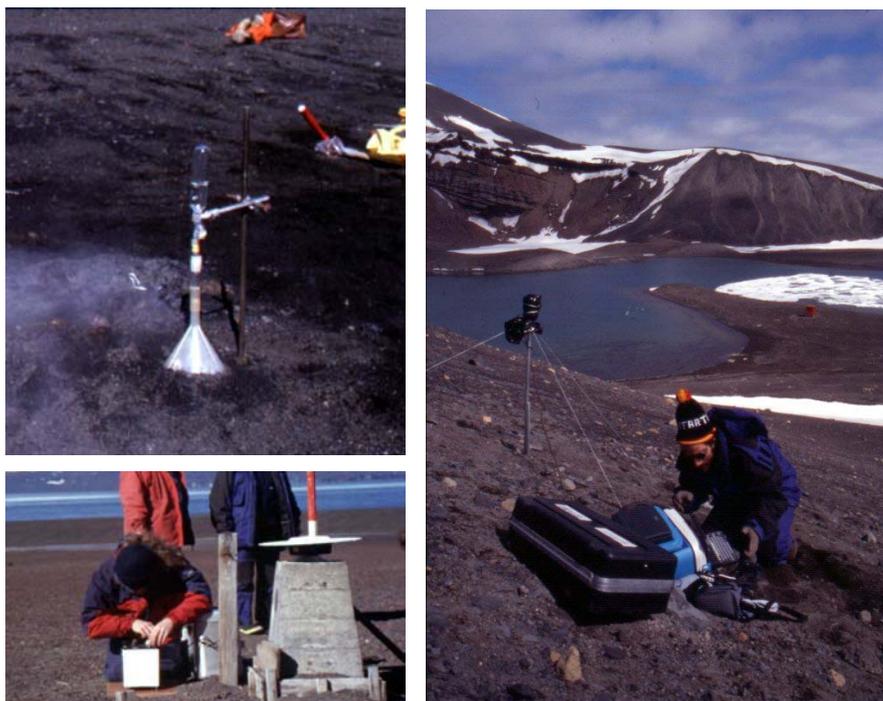
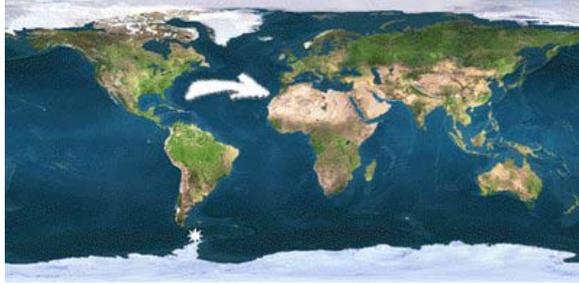


Figura 4.27. Algunos de los proyectos geofísicos que se desarrollaron en la isla Decepción durante las campañas antárticas: medidas del campo magnético (derecha), gravimetría y geodesia (izquierda abajo) y estudios de geoquímica de gases (izquierda arriba).



Figura 4.28. Los pingüinos barbijos acuden durante el verano antártico para reproducirse en las concurridas pingüineras de Decepción. Un grupo de investigadores estudia su comportamiento sobre el terreno.



Capítulo V. Teide

... vive en un jardín de lava y se baña en el mar

1. Introducción

El volcán Teide ($28^{\circ}18'N$, $16^{\circ}36'W$) es la cima más alta de Tenerife, la mayor de las islas Canarias (España), situadas en la franja oriental del océano Atlántico (Figura 1.1).

El archipiélago de las Canarias se encuentra ubicado en la zona de calma magnética del margen continental pasivo del noroeste africano, por lo que la edad de la corteza no se ha podido estimar con precisión. Algunos autores la cifran en torno a 140-190 Ma (ARAÑA, 1995). Su espesor varía entre unos 10 km al oeste del archipiélago y 20 km al este, aunque de hecho la profundidad del Moho parece ser diferente en cada isla (ORTIZ ET AL., 1986). Las rocas más antiguas se encuentran en las islas orientales (más de 20 Ma), y las más jóvenes en las occidentales (menos de 3 Ma).

Tradicionalmente se ha pensado que el volcanismo de las Canarias se debe a un proceso de punto caliente (MORGAN, 1971; WATTS, 1994). Sin embargo, hay cierta controversia en torno al tema (FILMER & McNUTT, 1989; HOERNLE & SCHMINCKE, 1993). Otro modelo propuesto es la elevación de bloques debida al

acortamiento de la corteza tras la detención de la placa africana al colisionar con la europea (ARAÑA & ORTIZ, 1991). Este modelo permite explicar el volumen y la

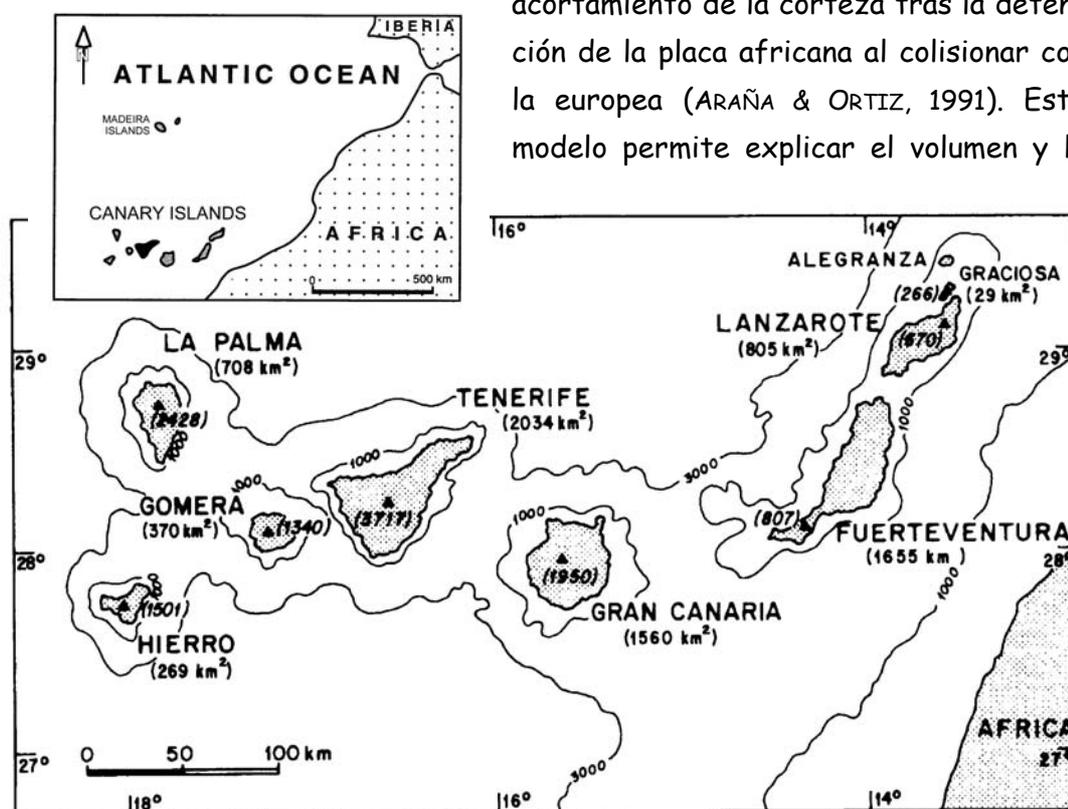


Figura 1.1. Situación del archipiélago de las islas Canarias (modificado de ARAÑA, 1995 y MARTÍ ET AL., 1995).

duración del volcanismo, anómalos en un margen pasivo, a través de fuerzas mecánicas en la litosfera, en lugar de inestabilidades térmicas profundas en el manto.

La región está afectada por varios sistemas de fallas. La tendencia NNE-SSW es especialmente significativa (MEZCUA ET AL., 1992). Es aproximadamente paralela a la vecina costa africana y a la dorsal centroatlántica, y puede ser asociada tanto con el sistema del Atlas como con las fallas que jugaron un papel importante en las primeras etapas de la apertura del Atlántico. También coincide con el alineamiento Fuerteventura-Lanzarote-Banco de Concepción, y con algunas estructuras y alineamientos volcano-tectónicos en Tenerife (la dorsal NE-SW y Anaga), Fuerteventura y Lanzarote. Esto indica que las fracturas profundas actuaron como ejes de distensión, a través de los cuales afloraron rápidamente grandes cantidades de magma (Araña, 1995). Hay también sistemas de fallas en otras direcciones, como por ejemplo NW-SE, consecuencia de las zonas de fractura que cruzan el fondo oceánico, desde la dorsal centroatlántica hasta los continentes.

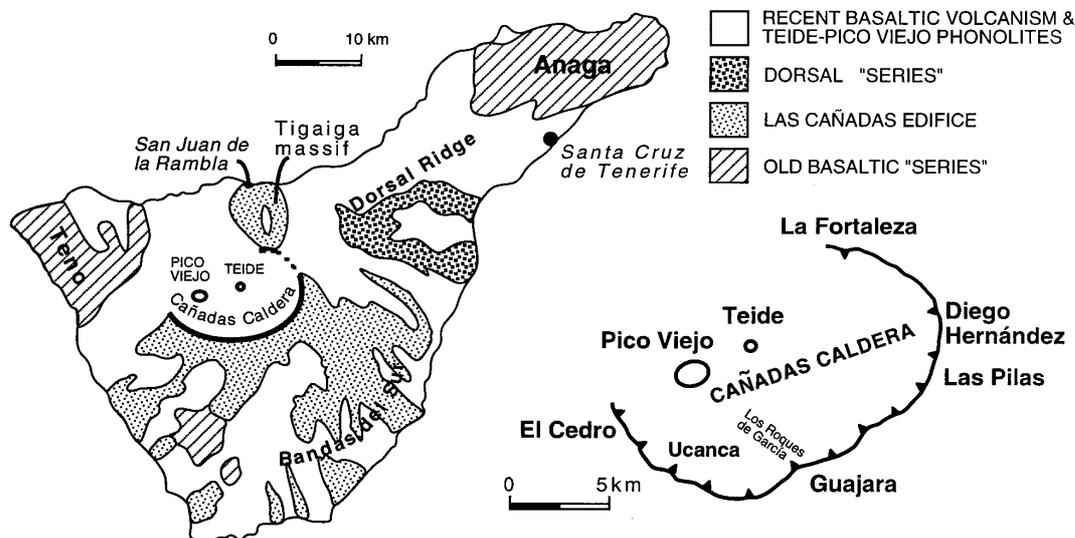


Figura 1.2. Esquema geológico de la isla de Tenerife y detalle de la estructura de la caldera de las Cañadas (modificado de MARTÍ ET AL., 1995).

El volcanismo de las islas Canarias es uno de los más interesantes del mundo, debido a la variedad de sus formas. A pesar de que existe homogeneidad en los magmas primarios en el área, cada isla tiene una historia eruptiva diferente. Durante los últimos miles de años, han ocurrido erupciones en todas las islas, salvo la Gomera, donde el volcanismo finalizó hace 5 Ma. En Tenerife, el volcanismo subaéreo se remonta a más de 12 Ma, con varios ciclos de volcanismo y

erosión (ANCOCHEA ET AL., 1990). La actividad se concentraba inicialmente en un eje NE-SW (dorsal), y posiblemente también en otro eje NW-SE. Ambos convergen en la parte central de la isla, donde tuvo lugar la génesis de un gran complejo volcánico, el edificio de las Cañadas (Figura 1.2). Su formación comenzó con anterioridad a los 3 Ma, coincidiendo con la transición de volcanismo basáltico (presente en otras zonas más antiguas de la isla, como Anaga) a fonolítico y traquítico (MARTÍ ET AL., 1994A). Hace unos 200 ka, se produjo la formación de la caldera de las Cañadas, debido al colapso del edificio volcánico preexistente (CARRACEDO, 1994; MARTÍ ET AL., 1995). En la actualidad, la caldera presenta un fondo plano situado a unos 2000 m de altitud, de forma elíptica, con un eje mayor de 16 km orientado en dirección E-W y un eje menor de 9 km. La pared de la caldera es claramente visible al sur y al este, a lo largo de 27 km, alcanzando su máxima altura en Guajara (2717 m).

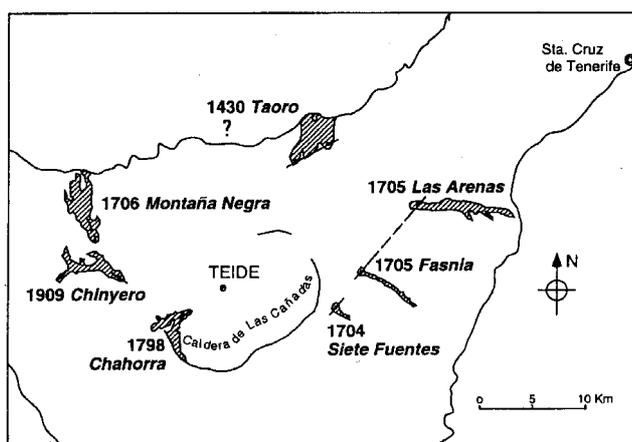


Figura 1.3. Localización de las erupciones históricas más recientes ocurridas en la isla de Tenerife (de MARTÍ ET AL., 1994).

Durante la última etapa de volcanismo en la isla de Tenerife, se construyó un nuevo edificio volcánico sobre la caldera de las Cañadas, a través de las erupciones de una serie de centros aparentemente ligados a la parte norte del sistema de fracturas anulares de la caldera. Este complejo volcánico se compone de dos estratovolcanes solapados, Teide y Pico Viejo (Figura 1.2), cuyos cráteres distan tan solo unos 2.5 km y se elevan 3718 y 3103 m, respectivamente, sobre el nivel del mar. El cono principal es aproximadamente circular, con un diámetro en la base de unos 5 km. Para una descripción detallada de la estructura de este complejo volcánico, ver ABLAY ET AL., 1995.

La última erupción explosiva tuvo lugar hace unos 2000 años. La columna eruptiva alcanzó 15 km de altura, y se emitieron del orden de 0.25 km^3 de magma rico en volátiles, lo cual dio lugar al depósito pumítico de Montaña Blanca (MARTÍ ET AL., 1994A). En tiempos históricos, se han registrado varias erupciones, pero todas ellas de tipo basáltico, en las que se han generado conos monogenéti-

cos de escorias, con poca dispersión de los piroclastos y ocasionales flujos de lava. La duración ha sido como mucho de unas semanas, y el volumen de magma emitido muy bajo en comparación con las erupciones explosivas de los magmas más diferenciados. Las erupciones más recientes son las de Siete Fuentes, Fasnía, Arenas de Güimar y Montaña Negra-Garachico en el periodo 1704-1706, la de Chahorra o Narices del Teide en 1798 y la de Chinyero en 1909 (Figura 1.3). Desde entonces, el volcán permanece tranquilo, siendo la única manifestación de actividad actual un campo de fumarolas en el cráter.

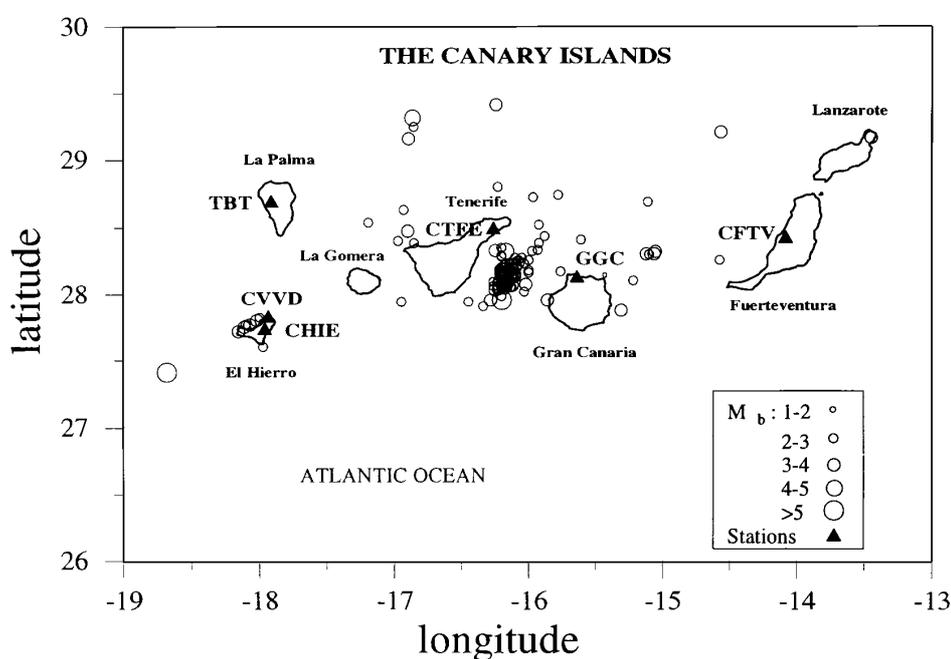


Figura 1.4. Distribución de epicentros de los terremotos registrados por la red sísmica del Instituto Geográfico Nacional (de CANAS ET AL., 1998)

Son muchos los estudios geológicos realizados en la zona. Podemos citar, por ejemplo, MARTÍ ET AL., 1994B y ANCOCHEA ET AL., 1990. Los estudios geofísicos incluyen medidas geodésicas (SEVILLA & ROMERO, 1991), gravimétricas (CAMACHO ET AL., 1991; FILMER & McNUTT, 1989; WATTS, 1994), magnetoteléuricas (ORTIZ ET AL., 1986) y anomalías magnéticas (BLANCO, 1997), etc. No hay muchos registros de la actividad sísmica local asociada al Teide (DEL PEZZO ET AL., 1997), aunque, gracias a la presencia de una red sísmica regional perteneciente al Instituto Geográfico Nacional (BLANCO, 1992), se ha determinado que la actividad sísmica regional está localizada principalmente entre las islas de Tenerife y Gran Canaria (MEZCUA ET AL., 1992; CANAS ET AL., 1998), como se puede ver en la Figura 1.4.

2. Diseño del experimento

Hemos instalado dos *arrays* sísmicos de corto periodo y pequeña apertura en la caldera de las Cañadas, cerca del Teide, con el objetivo de detectar, localizar y analizar la actividad sísmica local existente y determinar la posible presencia de señales sísmo-volcánicas como eventos de largo periodo o tremores. La instrumentación estuvo operativa durante 40 días, entre los meses de septiembre y octubre de 1994.

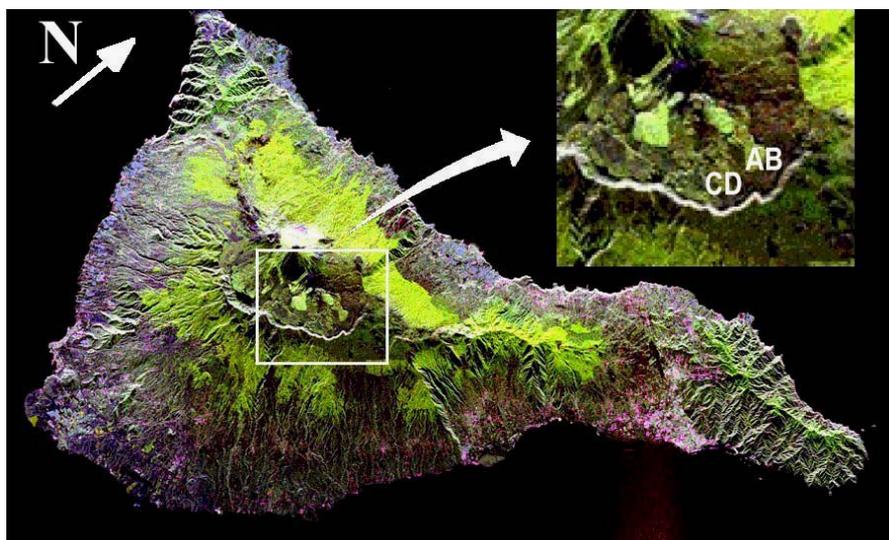


Figura 2.1. Imagen de satélite de la isla de Tenerife. Puede apreciarse el cráter del Teide, casi en el centro de la isla, y el borde de la caldera de las Cañadas. La posición de los *arrays* se indica en la zona ampliada.

El área sobre la que se colocaron los *arrays* es una zona plana dentro de la caldera de las Cañadas, rodeada por grandes irregularidades topográficas como son el Pico del Teide y Pico Viejo al oeste o el borde de la caldera al sur y al este (Figura 2.1). La disposición exacta de las estaciones, referida a una marca de referencia, se obtuvo mediante un teodolito láser, y a su vez las coordenadas geográficas de esa marca se calcularon a través de posicionamiento *GPS*. Los sensores instalados se distribuyeron en dos *arrays* (Figura 2.2):

- **Array AB:** compuesto por 12 estaciones, diez verticales y dos de tres componentes, de tipo Mark L15, con frecuencia natural de 4.5 Hz extendida hasta 1 Hz, situadas en una geometría aproximadamente circular con apertura de 600 m.
- **Array CD:** compuesto inicialmente por 10 estaciones, ocho verticales y dos de tres componentes, de tipo Mark L25, también con la respuesta extendida, situadas en forma triangular con una apertura del orden de 300 m.

El propósito de la instalación de estos dos *arrays* de diferente apertura era, por una parte, ser capaces de registrar con propiedad señales con un rango de velocidad aparente más amplio, y por otro, utilizar la localización conjunta que pudieran proporcionar ambos para determinar la posición del epicentro.

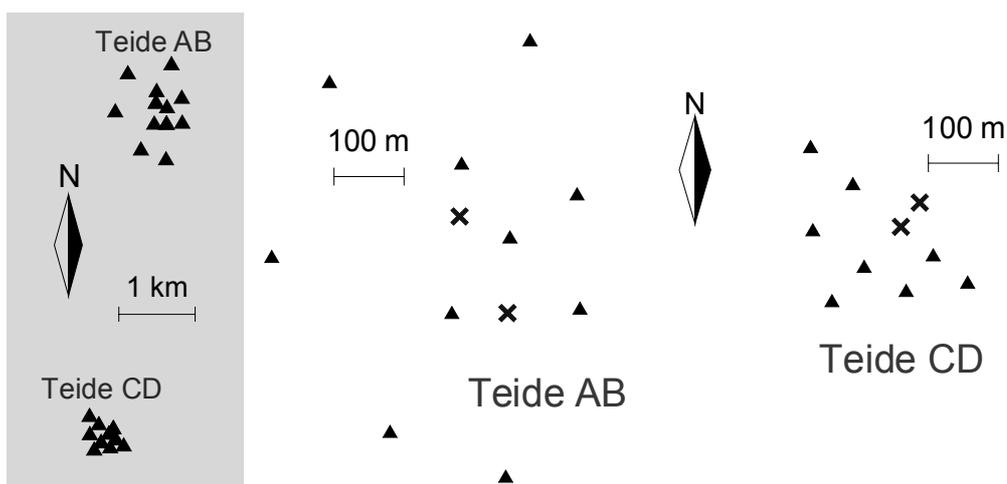


Figura 2.2. Situación relativa de los *arrays* sísmicos utilizados en el experimento (izquierda) y configuración correspondiente (derecha). Los triángulos representan las estaciones verticales, y las espas las de tres componentes.

Además de los *arrays*, se instalaron otras dos estaciones sísmicas de tres componentes, denominadas E y F, sobre roca dura. Los lugares elegidos se encuentran hacia el sur, en el borde de la caldera, a unos 2 y 4 km de distancia respectivamente.

3. Descripción de los datos y análisis espectral

El nivel de actividad sísmica en la zona es muy bajo, en comparación con las otras regiones volcánicas analizadas en esta tesis. Durante los cuarenta días que duró la campaña, solamente se registraron 76 eventos sísmicos. La mayoría de los registros corresponden a terremotos locales de baja magnitud, con diferencias S-P menores de 5 s, y a explosiones. No se ha observado ningún evento de los tipos específicamente asociados con la actividad sísmica de volcanes activos, como los eventos de largo periodo o los híbridos. Además de este conjunto de datos, se han tomado registros del ruido, que también van a ser analizados para estudiar sus características y determinar si existe, como en otros volcanes, un tremor continuo de fondo. Los registros obtenidos se pueden clasificar en cuatro grupos:

- **Terremotos tectónicos locales:** tienen llegadas claras de las fases P y S, separadas más de 3 s, y una coda que se mantiene por encima del nivel del ruido durante algunas decenas de segundos (Figura 3.1). No se han registrado terremotos que muestren una diferencia entre las llegadas de las fases P y S por encima de 5 s. Su espectro contiene energía en una banda ancha de frecuencia, hasta más allá de 25 Hz. En la banda de bajas frecuencias (1-5 Hz), en las que normalmente se presenta la sismicidad volcánica, no hay picos relevantes.
- **Terremotos volcano-tectónicos:** tienen menor duración, y, aunque también se distinguen las fases P y S, aparecen con separaciones inferiores a 3 s (Figura 3.2). Se trata por tanto de terremotos muy locales, que se generan en el interior del edificio volcánico. La banda espectral en la que aparece una contribución energética importante es amplia, pero de nuevo sin picos dominantes en la zona de bajas frecuencias.
- **Explosiones:** tienen un comienzo muy emergente, y carecen de llegadas de ondas S (Figura 3.3). El contenido espectral se extiende a una banda de frecuencia algo más limitada que en el caso de los terremotos (hasta 15 Hz). Sin embargo, a lo largo del sismograma aparece una señal impulsiva, más energética, con un espectro muy ancho (hasta 50 Hz). Si se comparan visualmente las trazas del *array*, se ve que la velocidad aparente de esta fase es muy lenta. El análisis de *array* demostrará que se trata de la onda de sonido que se propaga por el aire. Las explosiones ocurren de día, aproximadamente a la misma hora, lo que apunta a un origen artificial.
- **Ruido:** se han tomado muestras del ruido de fondo durante varias noches a lo largo del experimento, para minimizar la presencia de ruido cultural. La principal contribución al espectro de estos microtemblores aparece a bajas frecuencias, por debajo de 2 Hz (Figura 3.4). No existe energía significativa en otras bandas. La frecuencia de los picos permanece estable tanto en el tiempo (comparando registros tomados en días diferentes) como en el espacio (comparando los registros de una estación con los de otra). Sobre las estaciones en roca dura, se observan las mismas características que en los emplazamientos de los *arrays*. Este ruido de fondo es visible en cualquier registro, incluso durante los terremotos y las explosiones registradas.

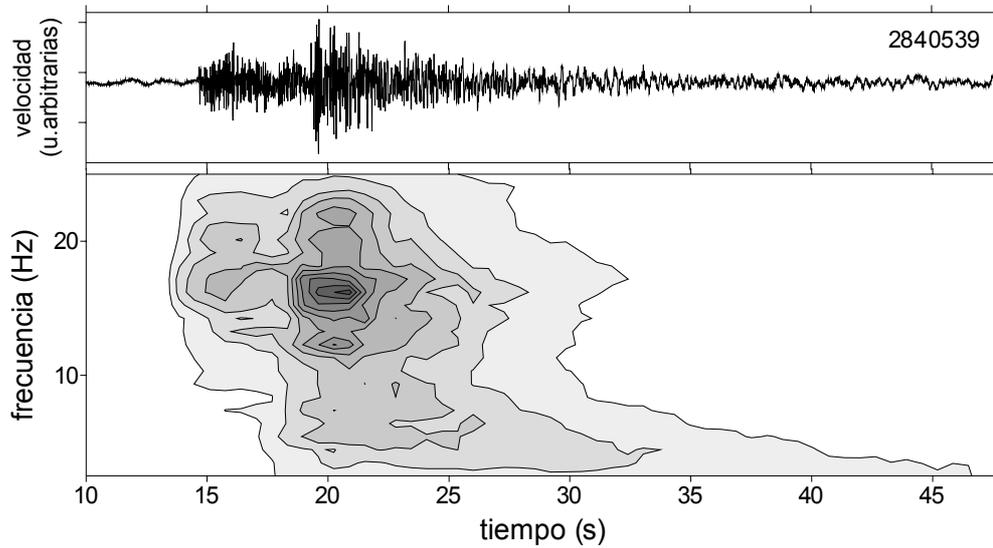


Figura 3.1. Sismograma de componente vertical (arriba) y espectrograma correspondiente (abajo) para un terremoto tectónico local.

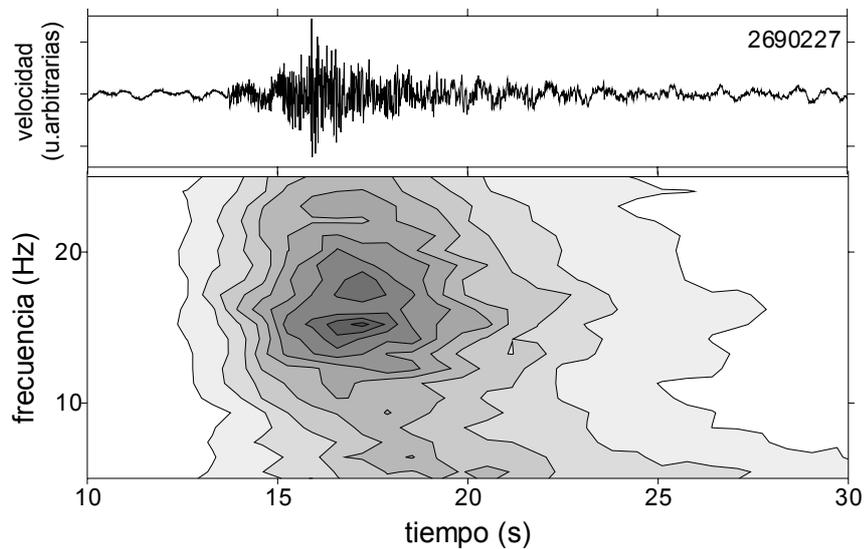


Figura 3.2. Sismograma de componente vertical (arriba) y espectrograma correspondiente (abajo) para un terremoto volcánico-tectónico.

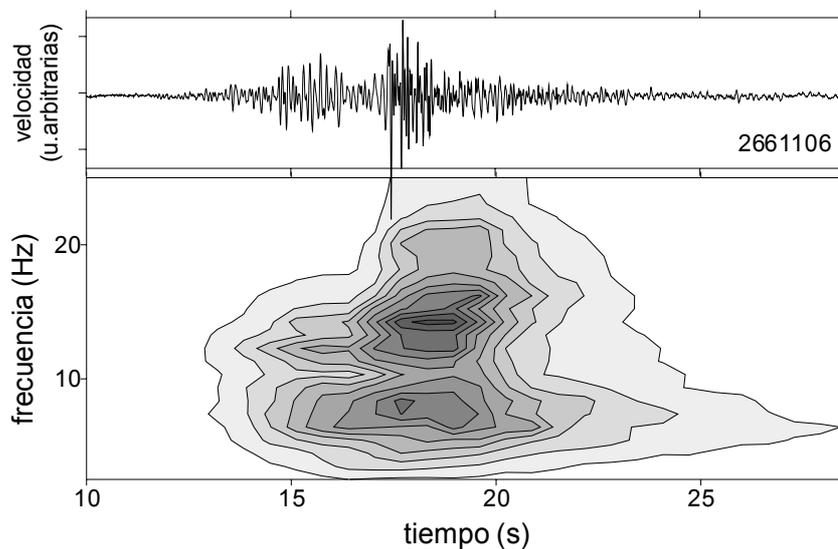


Figura 3.3. Sismograma de componente vertical (arriba) y espectrograma correspondiente (abajo) para una explosión, en la que se puede apreciar la llegada de la onda de aire.

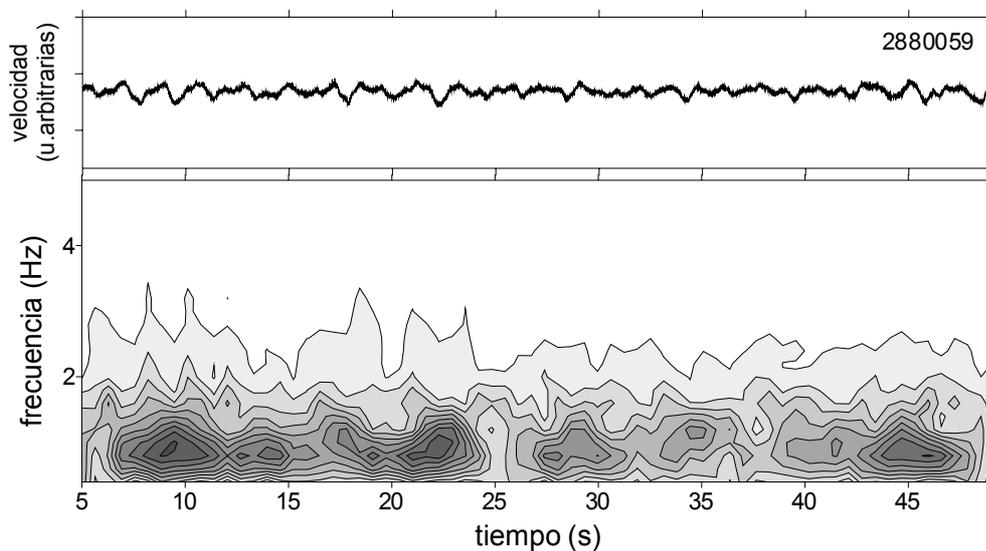


Figura 3.4. Muestra de la componente vertical de uno de los registros de ruido (arriba) y espectrograma correspondiente (abajo).

4. Localización

En base a una buena relación señal-ruido, se han seleccionado para el análisis 21 eventos, entre los cuales hay 7 terremotos locales, 10 terremotos volcánico-tectónicos y 4 explosiones. Vamos a tratar de determinar su localización, partiendo de los valores de la lentitud aparente y el azimut hacia la fuente que proporcionan las técnicas de array, y completando el análisis con otras técnicas como son el trazado inverso del rayo y la localización conjunta.

4.1. Localización con frente plano

Aunque en algunos estudios realizados en áreas volcánicas se ha utilizado una banda de frecuencia única para la localización de los terremotos (por ejemplo, DEL PEZZO ET AL., 1997), también se ha señalado que la aplicación de los métodos de *array* a bandas estrechas de frecuencia puede proporcionar una solución más estable (CHOUET ET AL., 1997). Nosotros hemos utilizado esta última opción, que, además, proporciona la posibilidad de estudiar cómo varía la correlación con la frecuencia.

El método de la CCP permite utilizar bandas de frecuencia muy estrechas, tanto como permitan las técnicas de filtrado. Para el presente análisis, se han seleccionado diez bandas de frecuencia, entre 0.5 y 15 Hz, y hemos aplicado el método con las longitudes de ventana que se indican en la Tabla 4.1, solapándolas un 25% en capa paso. La malla de lentitud se ha elegido entre -4 y 4 s/km, con un espaciado de 0.04 s/km.

Tabla 4.1. Bandas de frecuencia elegidas y ventana de análisis correspondiente.

Frecuencia (Hz)	Banda (Hz)	Longitud (muestras)	Duración (s)	Frecuencia (Hz)	Banda (Hz)	Longitud (muestras)	Duración (s)
1	0.5-1.5	400	2	6	5.5-6.5	70	0.35
2	1.5-2.5	200	1	7	6.5-7.5	60	0.3
3	2.5-3.5	140	0.7	8	7.5-8.5	60	0.3
4	3.5-4.5	100	0.5	9	8.5-9.5	60	0.3
5	4.5-5.5	80	0.4	12	9.5-15	60	0.3

A continuación, vamos a describir por separado el proceso de análisis y los resultados obtenidos para los terremotos y las explosiones registradas durante el experimento, y también para las muestras de ruido.

4.1.1. Terremotos

El proceso de análisis de los terremotos seleccionados comienza por la obtención de la CCP sobre el plano de lentitud aparente a lo largo de un cierto intervalo del sismograma. Este intervalo incluye una porción de ruido pre-evento, para que podamos determinar el intervalo de incertidumbre en la localización de la señal. Como ejemplo del procedimiento, vemos en la Figura 4.1 los contornos de CCP sobre el plano de lentitud aparente correspondientes a las distintas bandas de frecuencia, para uno de los terremotos locales registrados. Hemos seleccionado dos ventanas: una correspondiente al ruido pre-evento y otra que contiene la llegada de la onda P.

Lo primero que llama la atención es el hecho de que, en la banda de 1 Hz, ambas proporcionan prácticamente el mismo resultado. Es decir, el ruido de fondo tiene tanta energía en esa banda y es tan coherente que el terremoto queda completamente enmascarado. La velocidad aparente es muy elevada, por lo que la determinación del azimut es poco consistente. Más adelante se verá que estos resultados son exactamente los mismos que obtendremos al analizar las muestras de ruido.

En el resto de soluciones, por el contrario, la ventana de ruido pre-evento no muestra correlación apreciable, mientras que en la ventana de la señal aparece un pico muy estable, tanto en lentitud aparente como en azimut. Su anchura es variable, disminuye al aumentar la frecuencia debido a la distinta resolución que permite alcanzar el *array* en cada caso.

Como localización del terremoto, tomaremos la solución que proporciona el apilamiento de todos picos en el plano de lentitud aparente (Figura 4.1, abajo). No incluimos la banda de baja frecuencia, ya que no está influenciada por la ocurrencia de los terremotos sino solamente por la presencia del ruido de fondo. La solución que se obtiene mediante el apilamiento es más estable que la obtenida mediante la aplicación del método a una sola banda de frecuencia.

Los resultados para la primera llegada de cada uno de los eventos estudiados se muestran en la Tabla 4.2, junto con los intervalos de error correspondientes. Puede verse que las velocidades aparentes son elevadas, entre 2.5 y 10 km/s, y que hay principalmente dos zonas de las que proceden los eventos: una hacia el este y otra hacia el suroeste de la posición de los *arrays*.

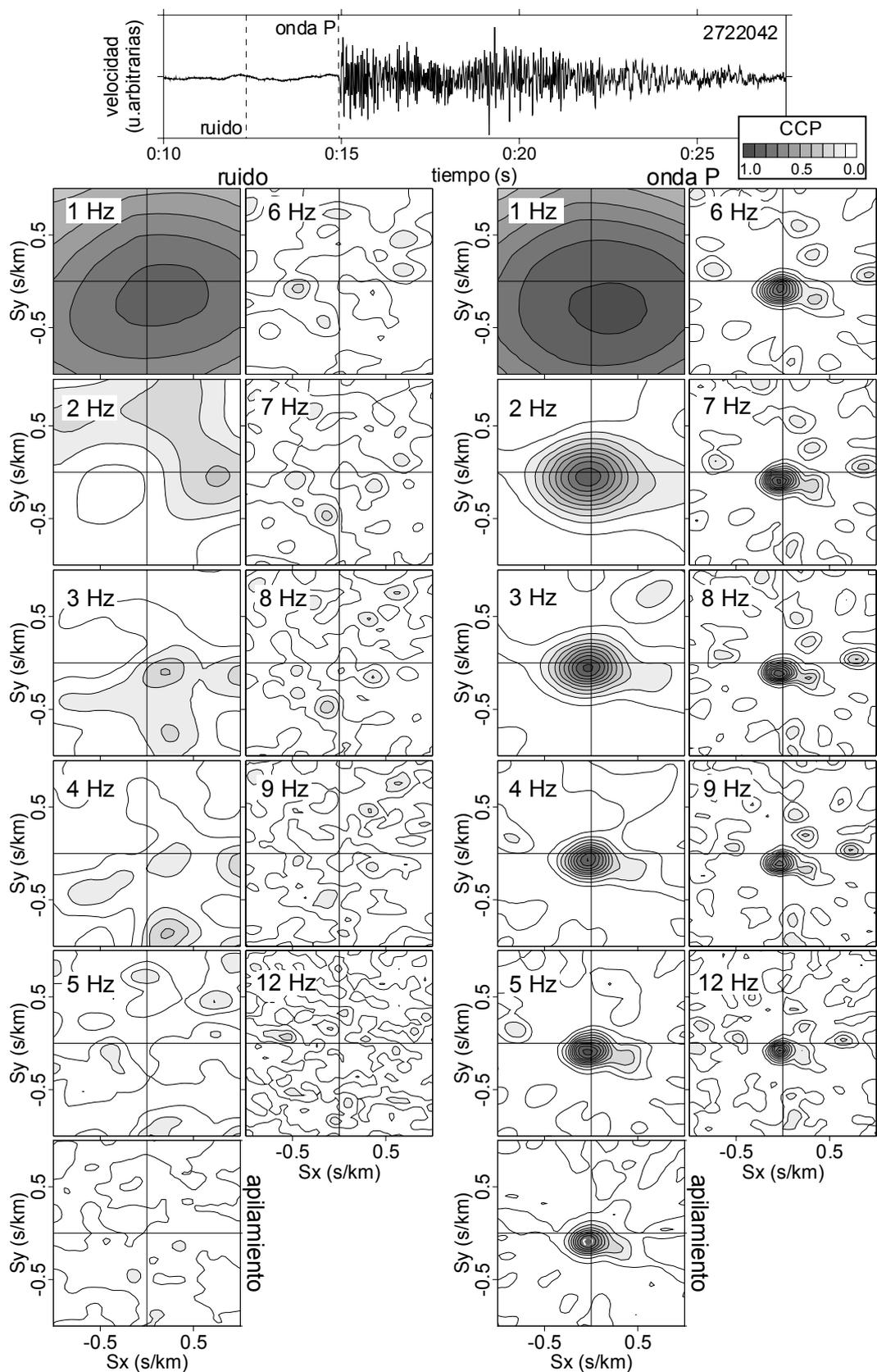


Figura 4.1. Resultados del análisis de la CCP sobre el plano de lentitud aparente para el ruido pre-evento y la llegada de la onda P de un terremoto tectónico local.

Tabla 4.2. Resultados de la localización de los terremotos utilizando el frente plano.

N	Fecha	Array AB						Array CD					
		S (s/km)			A (°N)			S (s/km)			A (°N)		
1	2601203	0.06	0.13	0.21	81	95	101	-	-	-	-	-	-
2	2651408	0.16	0.18	0.20	247	255	258	-	-	-	-	-	-
3	2690227	0.14	0.17	0.20	235	241	244	0.06	0.36	0.57	249	274	290
4	2700026	0.13	0.16	0.19	238	249	254	-	-	-	-	-	-
5	2710322	0.22	0.34	0.45	80	85	89	0.11	0.39	0.57	38	61	75
6	2710336	0.20	0.43	0.65	78	91	96	-	-	-	-	-	-
7	2722042	0.07	0.11	0.15	172	197	208	-	-	-	-	-	-
8	2782106	-	-	-	-	-	-	0.00	0.09	0.28	109	207	248
9	2791809	0.10	0.14	0.19	240	249	252	-	-	-	-	-	-
10	2840539	0.04	0.11	0.18	88	99	104	-	-	-	-	-	-
11	2870324	0.05	0.10	0.18	54	74	82	-	-	-	-	-	-
12	2880052	-	-	-	-	-	-	0.16	0.52	0.67	231	251	265
13	2881733	0.04	0.10	0.16	80	97	105	-	-	-	-	-	-
14	2902236	0.07	0.13	0.19	223	229	232	0.00	0.25	0.45	254	283	296
15	2951712	0.04	0.15	0.32	60	94	109	-	-	-	-	-	-
16	2630024	0.24	0.34	0.44	118	129	133	0.14	0.25	0.36	71	83	88
17	2630742	0.15	0.28	0.42	70	74	76	-	-	-	-	-	-

N=número de terremoto. S=lentitud aparente. A=azimut hacia la fuente. La solución se da entre los límites de error.

El intervalo de error en la localización de los terremotos que proporciona el *array* CD es muy amplio, debido a que, por su pequeña apertura y la alta velocidad aparente con la que se propagan, no es capaz de muestrear adecuadamente las ondas en el espacio. Ello provoca que, en ocasiones, los resultados sean poco significativos.

Aunque hasta ahora sólo hemos hecho uso de una parte del sismograma, en realidad hemos aplicado el método a los sismogramas completos. Esto nos permite estudiar cómo varía la CCP a lo largo del tiempo (Figura 4.2). A baja frecuencia, la correlación es muy elevada en cualquier instante, independientemente de la ocurrencia o no de terremotos. En las otras bandas, por el contrario, se observa con claridad la aparición de las ondas P y S, y también de algunas otras llegadas que pueden ser fases convertidas o ondas dispersadas. La onda P tiene una CCP muy alta, y se mantiene elevada en todo el rango de frecuencias. La correlación de la onda S es menor que la de la primera llegada, ya que se superpone a su coda y se producen interferencias que reducen la coherencia. La CCP de la onda S disminuye rápidamente con la frecuencia, de manera que deja de apreciarse a partir de 8-9 Hz. De cualquier modo, gracias al apilamiento de las

soluciones a distinta frecuencia, ambas fases se pueden localizar sin mayor problema, aún cuando la relación señal-ruido no es muy buena.

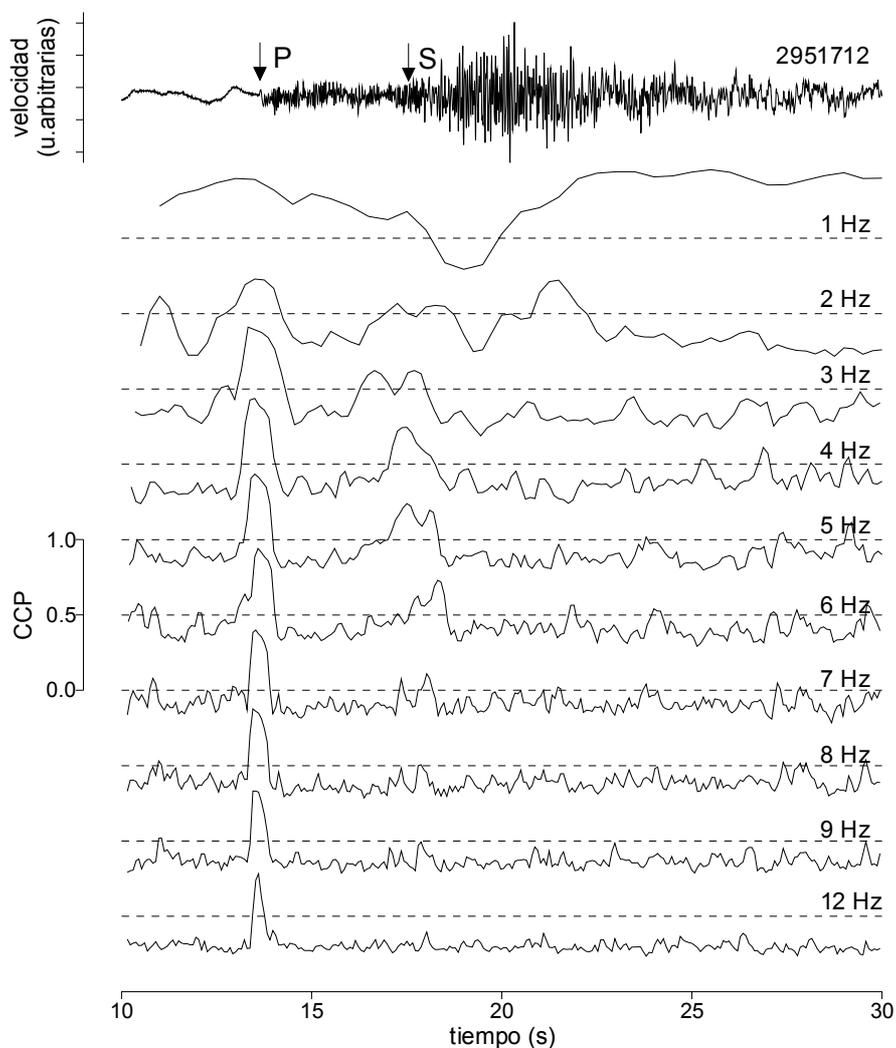


Figura 4.2. Variación de la CCP máxima a lo largo del tiempo para las distintas bandas de frecuencia. Las líneas discontinuas indican una CCP de 0.5.

4.1.2. Explosiones

En el caso de las explosiones, hemos realizado un análisis similar. Se observa una primera llegada muy emergente, y a continuación la onda aérea, que, gracias a las técnicas de array, se puede reconocer fácilmente dado que se propaga a poca velocidad, con una lentitud aparente del orden de 3 s/km. Es decir, exactamente la correspondiente a la velocidad del sonido en el aire. Las correlaciones son en general bastante pobres, ya que se trata de eventos muy superficiales y de poca energía.

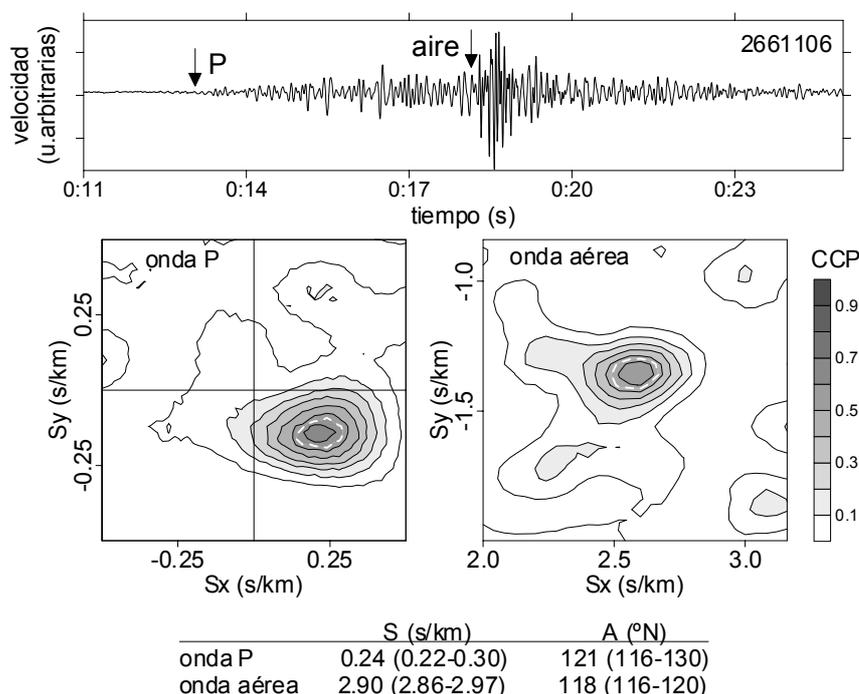


Figura 4.3. Resultados del análisis de la CCP sobre el plano de lentitud aparente para la onda P y la onda aérea de una explosión. Se muestra el apilamiento de los resultados en las bandas de frecuencia por encima de 2 Hz. El contorno discontinuo indica el intervalo de error.

En la Figura 4.3 puede se muestra la localización de la primera llegada de una explosión y de la onda de aire que le sigue. Los contornos corresponden al apilamiento de las soluciones en las distintas bandas de frecuencia, a partir de la de 2 Hz. A pesar de que los resultados en cada una de las bandas de frecuencia por separado no son muy buenos, su apilamiento sobre el plano de lentitud aparente mejora notablemente la solución, ya que enfatiza los máximos más estables. La onda P resulta propagarse con una velocidad aparente elevada,

Tabla 4.3. Resultados de la localización de las explosiones.

N	Onda	Fecha	Array AB			Array CD		
			S (s/km)	A (°N)		S (s/km)	A (°N)	
18		2661033	0.69 0.94 1.22	95 126 140	-	-		
19	P	2661053	-	-	0.39 0.69 1.00	66 81 87		
20		2661106	0.22 0.24 0.30	116 121 130	0.43 0.52 0.61	77 84 87		
18		2661033	2.90 3.04 3.10	110 117 130	-	-		
20	air	2661106	2.86 2.90 2.97	116 118 120	-	-		
21		2731050	2.91 2.94 3.01	130 133 134	-	-		

N=número de evento. S=lentitud aparente. A=azimut hacia la fuente. La solución se da entre los límites de error.

aunque no tanto como en el caso de los terremotos. La onda de aire proporciona un máximo muy estrecho, con intervalos de confianza reducidos. La longitud de onda corta y la baja velocidad hacen que la variación de la correlación con la lentitud aparente alrededor de la solución sea muy rápida.

Los resultados de la localización de estas dos fases (onda P y onda aérea) se muestran en la Tabla 4.3. La onda de aire no siempre es lo suficientemente clara como para ser reconocible, por lo cual sólo ha sido posible localizarla en tres de los cuatro eventos seleccionados. En el caso de la explosión 21, lo que no se ha podido localizar ha sido la onda P ya que el comienzo fue tan emergente que no disparó el sistema. A partir de las direcciones de propagación, podemos ver que todas las explosiones proceden de una misma zona, situada hacia el este de los *arrays*.

4.1.3. Ruido de fondo

Con el objeto de caracterizar las propiedades del ruido de fondo presente en la zona de las Cañadas, y determinar si existe algún tipo de microtemblor más o menos continuo asociado a la actividad volcánica del Teide, hemos estudiado 12 registros de un minuto de duración cada uno, tomados a horas fijas durante varias noches. Se han utilizado las mismas bandas de frecuencia y el mismo procedimiento de análisis empleado para el resto de los eventos sísmicos.

Los resultados más importantes del análisis del ruido son que, en bajas frecuencias, principalmente en la banda de 1 Hz, las ondas se propagan con una velocidad aparente muy elevada, del orden de 3-10 km/s. Este hecho revela una incidencia prácticamente vertical que hace inútil cualquier intento de estimación de su dirección de procedencia. Este ruido de fondo está presente continuamente en el campo de ondas, con una CCP es muy elevada, superior a 0.9. En el resto de bandas, se observa una gran dispersión en los resultados. La correlación es mucho menor, casi nunca supera 0.5. Las lentitudes aparentes son bajas, luego se trata de ondas generadas localmente, cerca de la superficie. En ambos casos, no existe un azimut preferente de procedencia.

En la Figura 4.4 puede verse un histograma del azimut de procedencia y la lentitud aparente con la que se propagan las ondas para las distintas bandas de frecuencia. Sólo consideramos aquellas soluciones con correlaciones por encima de 0.5. En la banda de bajas frecuencias, hay muchas soluciones bien correlacionadas, mientras que en altas frecuencias la presencia de ondas coherentes es

algo poco frecuente. El origen del ruido de fondo es distinto en cada caso. En bajas frecuencias, se trata de los microtemblores asociados a las perturbaciones oceánicas y atmosféricas, que suelen aparecer en el rango de frecuencia entre 0.1 y 1 Hz. En altas frecuencias, sin embargo, lo que se registra es ruido sísmico puro, generado en el medio cerca del *array* (DEL PEZZO ET AL., 1997).

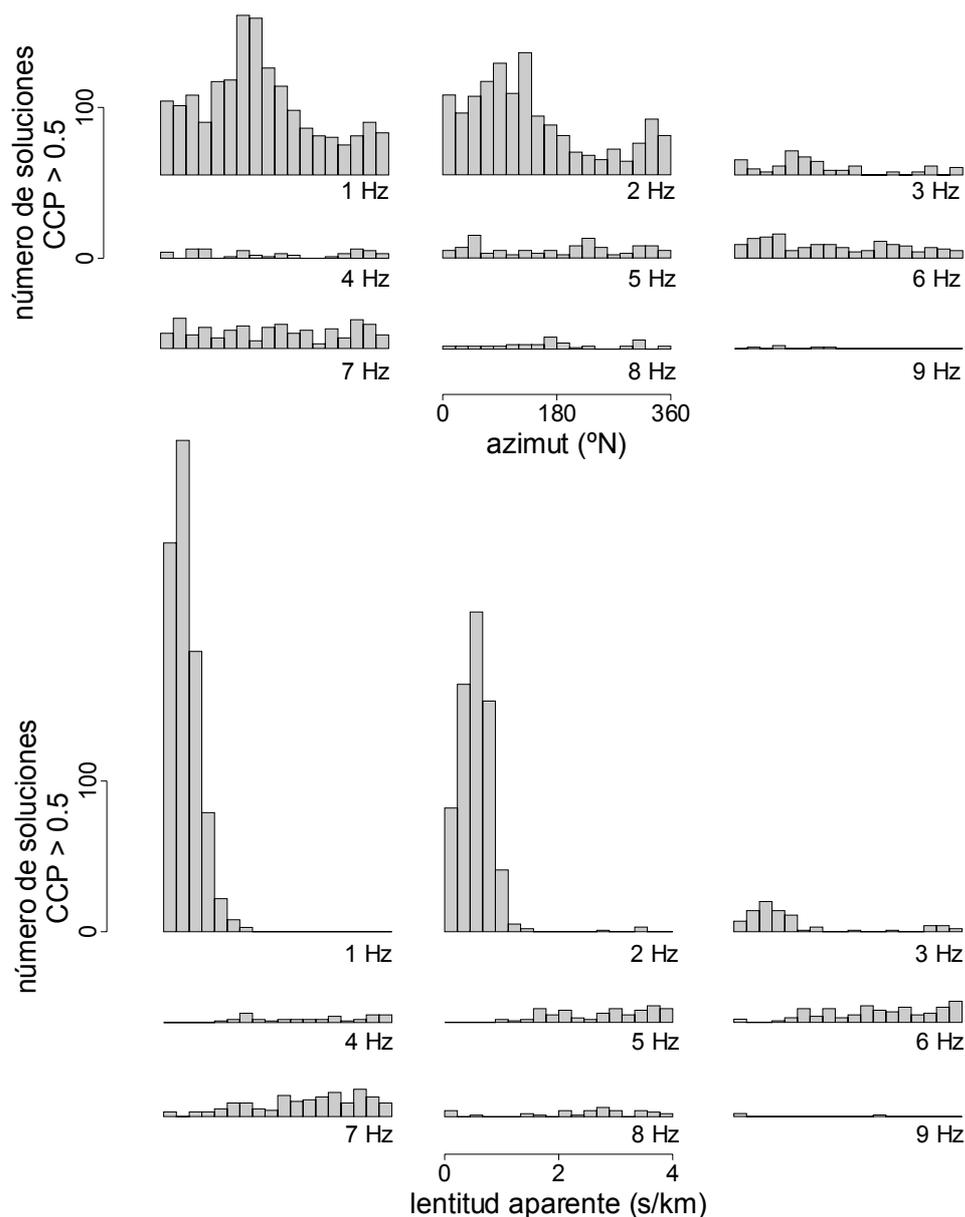


Figura 4.4. Histograma de las soluciones con CCP mayor de 0.5 encontradas en el análisis del ruido, para las distintas bandas de frecuencia, en función del azimut (arriba) y la lentitud aparente (abajo).

Para comprobar que no se trata de un efecto del procedimiento de localización, y que no estamos perdiendo información relevante a causa de la selec-

ción del método (como por ejemplo, la presencia de picos secundarios en el plano de lentitud aparente), hemos aplicado el resto de métodos descritos en el Capítulo III a diversas ventanas de ruido. La conclusión es que todos ellos proporcionan los mismos resultados (Figura 4.5), lo cual nos convence de que estamos tratando con una señal altamente correlacionada que está realmente presente en el campo de ondas.

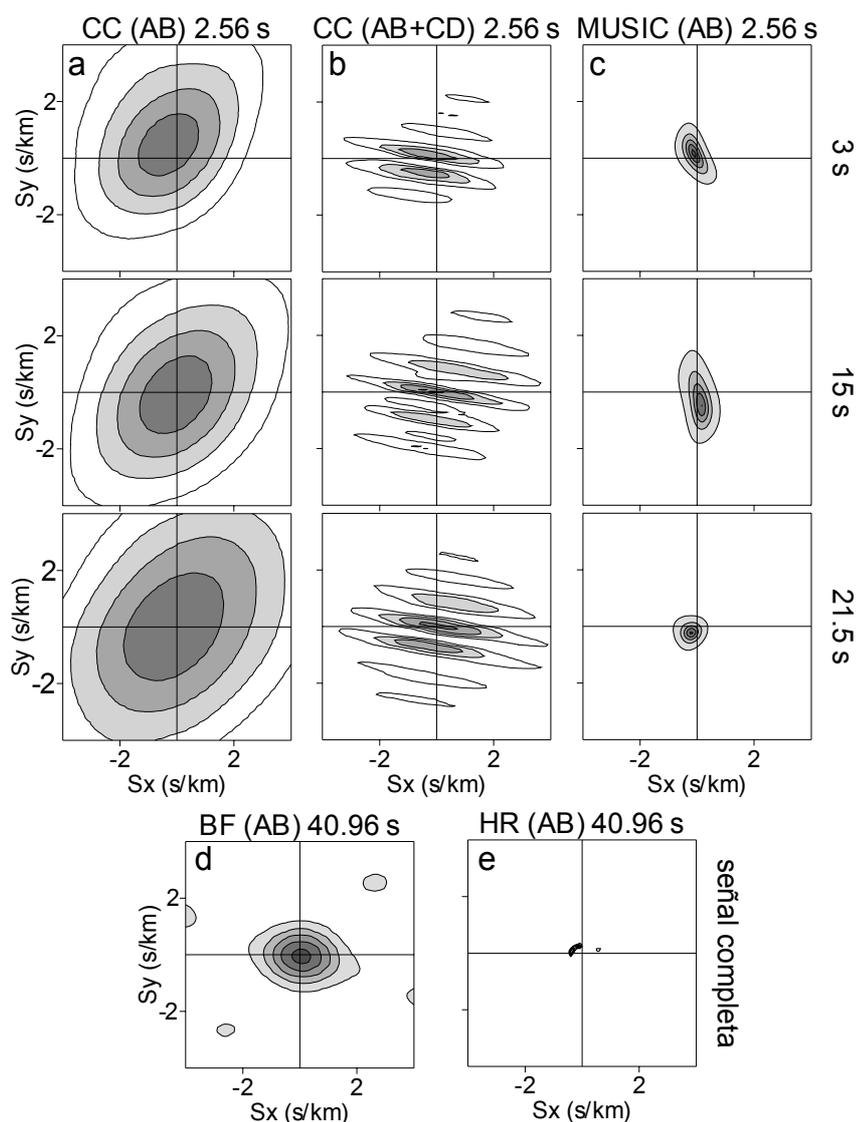


Figura 4.5. Comparación entre las soluciones proporcionadas por distintos métodos para el análisis del ruido. CC=correlación cruzada promedio. BF=producción del haz. HR=método de alta resolución. Longitud de la ventana en la parte superior. Instante central a la derecha.

4.2. Estimación de la distancia

4.2.1. Localización conjunta

El primer método que hemos empleado para determinar la distancia a la que se generan los terremotos se conoce como localización conjunta, y permite determinar la posición del epicentro de los eventos sísmicos registrados simultáneamente por dos *arrays* mediante la triangulación de las direcciones de las que proceden las ondas. Esta técnica es ampliamente utilizada en otras ciencias, como por ejemplo en topografía o en astronomía, donde se conoce como medida de la paralaje y permite realizar una primera estimación de la distancia a los cuerpos celestes más próximos.

La distancia entre los *arrays* AB y CD es de unos 2 km, lo que da una línea de base suficiente para estimar distancias hasta unos 10 km en dirección perpendicular, si admitimos que somos capaces de afinar hasta el orden de los 10°. Por desgracia, y debido a su menor tamaño, las localizaciones que proporciona el *array* CD son menos precisas, por lo que el rango de distancias para las que el método podría funcionar es más reducido. Este método es totalmente independiente de la lentitud con la que se propagan las ondas, tiene sólo en cuenta la dirección hacia la que se encuentra la fuente.

Tabla 4.4. Resultados de la estimación de la distancia utilizando la localización conjunta.

N	Array AB		Array CD	
	A (°N)	D(km)	A (°N)	D (km)
3	241	4.0	274	3.1
5	85	4.2	61	5.2
14	229	2.7	283	1.7
16	129	2.9	83	2.6
20	121	3.5	84	3.4

N=número de evento. D=distancia. A=azimut hacia la fuente.

Entre los eventos seleccionados, solamente hay cuatro terremotos y una explosión que se han registrado en los dos *arrays* a la vez y de los que se han obtenido los valores de lentitud aparente y azimut hacia la fuente con precisión: los eventos 3, 5, 14, 16 y 20. A partir de las coordenadas de los

centros de los *arrays* y de las direcciones de procedencia de las ondas, hemos obtenido un punto que se corresponde con el epicentro más probable y un área de incertidumbre que se calcula a partir de los límites de error en azimut. Como el error que proporciona el *array* CD es más amplio, tendremos una zona de error alargada en dirección radial respecto al *array* AB. Los resultados obtenidos aparecen en la Tabla 4.4, y en el caso de los terremotos se representan gráficamente en la Figura 4.6.

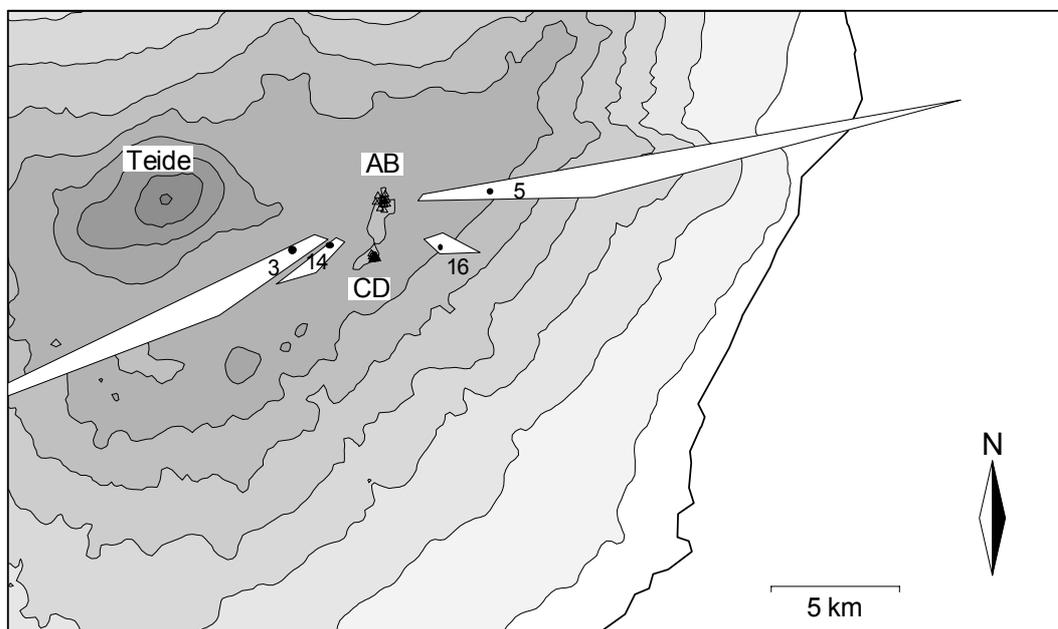


Figura 4.6. Posición de los epicentros y área de incertidumbre de cuatro terremotos, obtenida mediante el método de la localización conjunta. El número junto al símbolo indica el número de evento en las Tablas 4.2 y 4.3.

4.2.2. Trazado inverso del rayo con S-P

El segundo método que vamos a utilizar para estimar la distancia y la profundidad de la fuente de los terremotos se conoce como el trazado inverso del rayo. Consiste en determinar el camino que han seguido las ondas sísmicas a través de un modelo, utilizando la ley de Snell, para llegar hasta nuestras estaciones sísmicas con un cierto ángulo de incidencia y un cierto retraso entre las ondas P y S. Tiene la limitación de que tenemos que suponer un modelo de tierra,

Tabla 4.5. Modelos de velocidad.

IGN			Etna		
Z (km)	Vp (km/s)	Vp/Vs	Z (km)	Vp (km/s)	Vp/Vs
4	4.2	1.75	0.02	0.7	1.43
12	6.3	1.75	0.5	1.8	1.73
18	7.5	1.75	1.0	2.2	1.73
∞	8.0	1.75	1.5	2.8	1.73
			2.0	3.8	1.73
			4.0	5.0	1.73
			20.0	6.0	1.73
			∞	8.0	1.73

Z=profundidad del suelo de la capa. Vp=velocidad de la onda P. Vs=velocidad de la onda S.

Tabla 4.6. Tiempos S-P.

N	Array AB	Array CD
1	5.0	-
2	2.4	-
3	2.2	1.8
4	2.1	-
5	1.3	1.7
6	0.5	-
7	3.9	-
8	-	3.2
9	1.3	-
10	4.7	4.6
11	4.0	4.0
12	-	1.6
13	5.4	5.7
14	1.9	2.0
15	4.8	-
16	0.9	1.6
17	0.6	-

N=número de terremoto.
 Todos los tiempos en s.

y que solamente se puede aplicar a terremotos tectónicos, ya que es necesario el conocimiento de la diferencia S-P. En nuestro caso, lo vamos a poder aplicar además al caso de las explosiones, ya que en algunas hemos sido capaces de localizar la onda aérea.

Puesto que la estructura local no es bien conocida, y no disponemos de un modelo específico para la caldera de las Cañadas, hemos comparado los resultados obtenidos utilizando dos modelos plausibles (Tabla 4.5). El primero es el modelo empleado por la red sísmica del Instituto Geográfico Nacional en Canarias para la localización de los terremotos. El segundo, siguiendo a DEL PEZZO ET AL., 1997, es un modelo de capas planas correspondiente a la región del volcán Etna (ver por ejemplo SCARPA ET AL., 1983). Para considerar un modelo más realista, hemos introducido una capa superficial de baja velocidad.

Las medidas directas de las que partimos son la velocidad aparente, determinada mediante las técnicas de *array* (como se ha visto en el apartado anterior), y la diferencia S-P para los terremotos, obtenida a partir de la inspección visual del sismograma en una estación de referencia (Tabla 4.6). Los resultados del trazado del rayo utilizando los distintos modelos aparecen en la Tabla 4.7. El modelo IGN no puede localizar terremotos que se propaguen con velocidad aparente inferior a 4 km/s, es decir, los eventos superficiales. Se trata de un modelo muy burdo que no tiene en cuenta el efecto de las capas superficiales y por tanto no es útil a la hora de localizar terremotos volcano-tectónicos. Tanto las distancias como las profundidades que se obtienen están sobrestimadas. El modelo Etna parece ser más realista. Además, es el único con el que se obtiene un buen acuerdo con la posición de los terremotos calculada a partir de un método totalmente independiente como es el de la localización conjunta.

Tanto las distancias calculadas como las profundidades oscilan en el rango entre 1 y 25 km. Las localizaciones que se obtienen utilizando el *array* AB son más fiables que las que proporciona el CD, ya que por su mayor tamaño es capaz de caracterizar mejor las ondas que se propagan con alta velocidad aparente.

Tabla 4.7. Resultados de la aplicación del trazado inverso del rayo a los terremotos.

N	IGN				Etna			
	Array AB		Array CD		Array AB		Array CD	
	D	Z	D	Z	D	Z	D	Z
1	32.0	16.1	-	-	20.9	18.8	-	-
2	7.7	6.6	-	-	8.9	5.8	-	-
3	6.5	6.4	NoS	NoS	7.4	5.9	3.1	2.6
4	6.0	6.7	-	-	9.3	5.7	-	-
5	NoS	NoS	NoS	NoS	3.1	1.7	3.1	2.1
6	NoS	NoS	-	-	1.0	0.6	-	-
7	20.7	19.5	-	-	13.5	17.1	-	-
8	-	-	13.5	19.0	-	-	8.8	15.3
9	4.9	5.1	-	-	3.8	4.6	-	-
10	25.4	22.7	-	-	16.5	20.5	-	-
11	19.6	21.9	-	-	12.7	18.6	-	-
12	-	-	NoS	NoS	-	-	2.7	1.0
13	27.6	28.1	-	-	17.8	25.4	-	-
14	8.2	7.9	NoS	NoS	6.7	7.4	6.2	3.2
15	26.5	12.1	-	-	23.3	13.8	-	-
16	NoS	NoS	NoS	NoS	1.8	1.3	3.6	2.3
17	NoS	NoS	-	-	1.0	1.3	-	-

N=número de terremoto. D=distancia epicentral. Z=profundidad. Todos los valores en km.
NoS=sin solución.

En el caso de las explosiones, podemos aplicar un procedimiento similar al trazado del rayo, pero mucho más simple. Suponemos que la explosión se produce en superficie, y puesto que conocemos la velocidad de la última capa y la del sonido en el aire, estimamos la distancia epicentral mediante la expresión:

$$D = \frac{t_{\text{aire}} - t_p}{s_{\text{aire}} - s_p}$$

donde s representa la lentitud aparente de la fase y t el tiempo de llegada. Los resultados aparecen en la Tabla 4.8, para las explosiones a las que se ha podido aplicar este método.

El error que se comete al determinar la distancia epicentral mediante este método del trazado inverso del rayo a partir del tiempo S-P (o su versión simpli-

Tabla 4.8. Estimación de la distancia de las explosiones.

N	aire-P (s)	D (km)
18	5	3.3
19	5.5	3.6
20	5	3.3

N=número de evento. aire-P=tiempo aire-P. D=distancia.

ficada para la onda aérea) depende sobre todo del modelo que estemos considerando y también de la precisión con que se determinen la velocidad aparente, el azimut y el retraso S-P. Este último es en general difícil de estimar, debido a la pequeña magnitud de los terremotos considerados y a la mala relación señal-ruido. Por ello, el error será considerable. En la Figura 4.7 se muestra un ejemplo del cálculo del error para uno de los terremotos locales estudiados (evento número 3), procedente de una zona al sureste del Teide y registrado por los dos *arrays*, para dar una idea de la precisión de la localización. Con el *array* CD, resulta pobre, aunque consistente con la que proporciona el *array* AB.

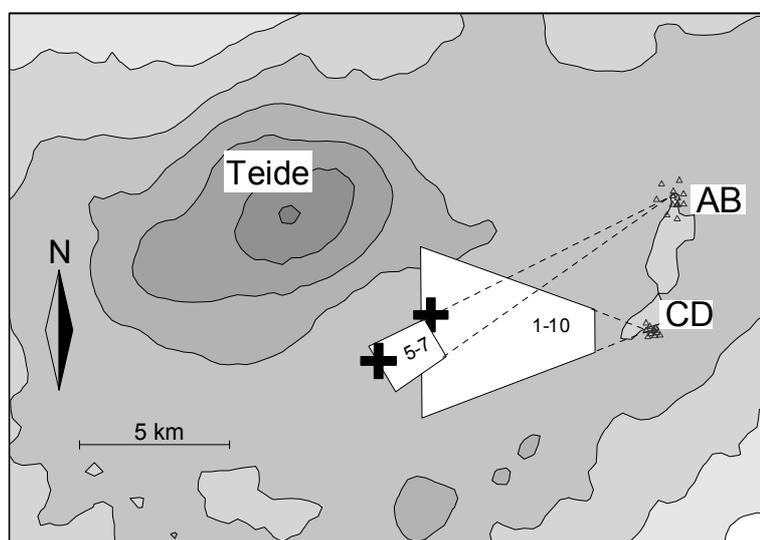


Figura 4.7. Intervalo de incertidumbre en la localización del evento número 3, mediante el trazado inverso del rayo, utilizando los *arrays* AB y CD de manera independiente. Los números dentro de la zona de error indican el intervalo de profundidad en km.

La Figura 4.8 muestra los epicentros obtenidos mediante el trazado inverso del rayo, omitiendo, por claridad, el intervalo de error. Esta figura nos permite hacernos una idea aproximada de cuáles son las zonas activas.

En primer lugar, nos encontramos con un grupo de cinco terremotos al este (eventos 1, 10, 11, 13 y 15), cercanos a la costa de Tenerife, localizados a más de 15 km de profundidad. Igualmente interesante resulta la presencia de otro grupo de terremotos localizados en el interior del edificio volcánico, unos cuantos al sur del complejo Teide-Pico Viejo, a unos 6 km de profundidad (eventos 2, 3, 4, 9 y 14), y otros más al este, hacia el borde de la caldera en la formación Diego Hernández, y a profundidades cada vez menores (eventos 5, 6, 12, 16 y 17). A pesar de su escaso número y su pequeña magnitud, indican que existe un cierto nivel de actividad sismo-volcánica en el edificio del Teide. Las explosiones

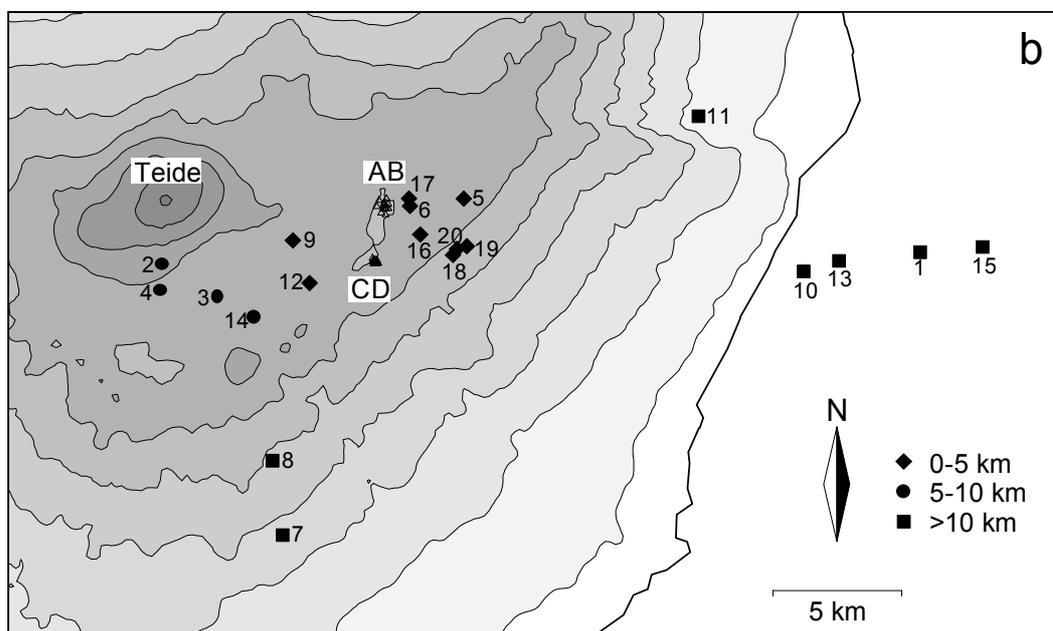


Figura 4.8. Mapa de los epicentros obtenidos mediante el trazado inverso del rayo para los terremotos y las explosiones. El tamaño de los símbolos indica la profundidad. El número junto a cada símbolo se corresponde con el número de evento (ver Tablas 2 y 3).

(eventos 18, 19 y 20) ocurren cerca del borde de la caldera, también hacia el este. Finalmente, los terremotos 7 y 8 aparecen localizados más al sur, de nuevo con profundidades superiores a los 15 km.

La estimación de la distancia realizada mediante el trazado inverso del rayo es totalmente independiente de la obtenida anteriormente a través de la localización conjunta. El segundo es un método puramente geométrico, mientras que el primero es más físico, y utiliza, además de la dirección de procedencia de las ondas, su lentitud aparente, el tiempo S-P y un modelo de velocidad para el medio. A pesar de ello, las localizaciones de los eventos que proporcionan ambos métodos son bastante consistentes, lo que indica que los dos funcionan y que las suposiciones hechas hasta ahora, sobre todo acerca del modelo de tierra, han resultado ser aproximadamente correctas.

5. Discusión

Este primer experimento con *arrays* sísmicos ha permitido determinar la existencia de pequeños terremotos localizados en el interior y alrededor del edificio Cañadas-Pico del Teide. Algunos de ellos están situados ligeramente al sur del complejo Teide-Pico Viejo, a unos 6 km de profundidad, aunque se hacen cada vez más superficiales conforme nos desplazamos hacia el este, hacia la

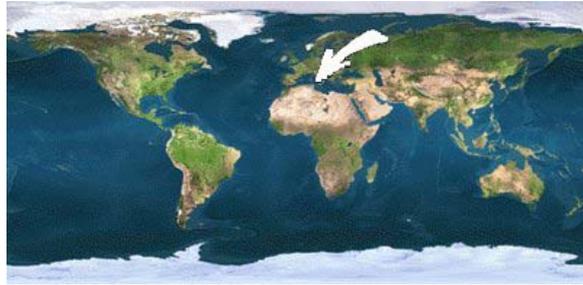
zona donde tuvieron lugar las erupciones de 1705. Por su tamaño (magnitud inferior a 1) y su posición, recuerdan a los microterremotos registrados en el volcán Vesuvio (BIANCO ET AL., 1998). La similitud entre la actividad actual de ambos volcanes es patente. Estos terremotos pueden ser el resultado de reajustes de esfuerzos alrededor de algún conducto sellado o también roturas debidas al enfriamiento de los materiales.

La sismicidad local, caracterizada por eventos de magnitud moderada localizados principalmente entre Tenerife y Gran Canaria, está reflejada en numerosos trabajos, como por ejemplo CANAS ET AL., 1998. En el presente estudio, hemos localizado algunos terremotos locales, que ocurren a más de 15 km de profundidad. Tres de ellos (eventos 1, 10 y 13) han sido localizados por la red sísmica del IGN entre Tenerife y Gran Canaria (M. J. BLANCO, COMUNICACIÓN PERSONAL). Sin embargo, nuestros resultados los sitúan más cerca, en las proximidades de la costa de Tenerife. La resolución de esta discrepancia exige la instalación de una red más densa que permita determinar con precisión la posición de los terremotos, y el empleo de un modelo de tierra más adecuado para la región. La posición de los epicentros, tanto de los terremotos locales como de los volcano-tectónicos, sugiere un alineamiento con un azimut de unos 60-80°N, que debería ser contrastado con otros estudios.

Además, se han explotado las técnicas de *array* para identificar la ocurrencia de varias explosiones artificiales, fundamentalmente a partir de las propiedades de propagación de la onda aérea.

Hay que señalar que no se han detectado tremores ni ningún otro tipo de evento sismo-volcánico como eventos de largo periodo o eventos híbridos. Ello puede ser debido a la ausencia de una dinámica interna en la que intervengan fluidos volcánicos, o bien a la falta de variaciones de presión que exciten la resonancia del sistema volcánico, es decir, a que el estado actual del volcán sea estacionario. Sin embargo, también podría darse la circunstancia de que existiera un tremor volcánico débil, que se viera enmascarado por la gran amplitud y coherencia del ruido en la banda de 1-2 Hz.

En la actualidad, el Teide está en relativa calma. Sin embargo, debido a la cercanía de zonas pobladas en toda la isla y al potencial eruptivo, su peligrosidad no debe ser menospreciada. Un estudio sísmico más profundo, con la presencia de una red sísmica combinada con técnicas de exploración activa, permitiría un mejor conocimiento de la estructura y de la actividad del volcán.



Capítulo VI. Stromboli

... de un rojo tan oscuro que no daba luz

1. Introducción

El volcán Stromboli ($38^{\circ}48'N$, $15^{\circ}13'E$) es la más septentrional de las islas Eolias (Italia), un archipiélago de origen volcánico situado en el mar Tirreno (Figura 1.1).

El presente edificio es el resultado de varias etapas de desarrollo, descritas por ejemplo en HORNIG-KJARSGAARD ET AL., 1993 (Figura 1.2). Las dataciones radiométricas concuerdan al atribuir a los productos más antiguos una edad máxima de 100 Ka, y cerca del doble para el Strombolicchio, un pequeño islote situado al NE de la isla y que constituye los restos de un sistema volcánico más antiguo, totalmente desmantelado en la actualidad por la erosión marina. Las etapas de desarrollo parecen estar controladas por una zona de debilidad estructural orientada NE-SW, como evidencian la predominancia de alineamientos, diques y estructuras frágiles en esa dirección (PASQUARÈ ET AL., 1993).



Figura 1.1. Situación de la isla de Stromboli.

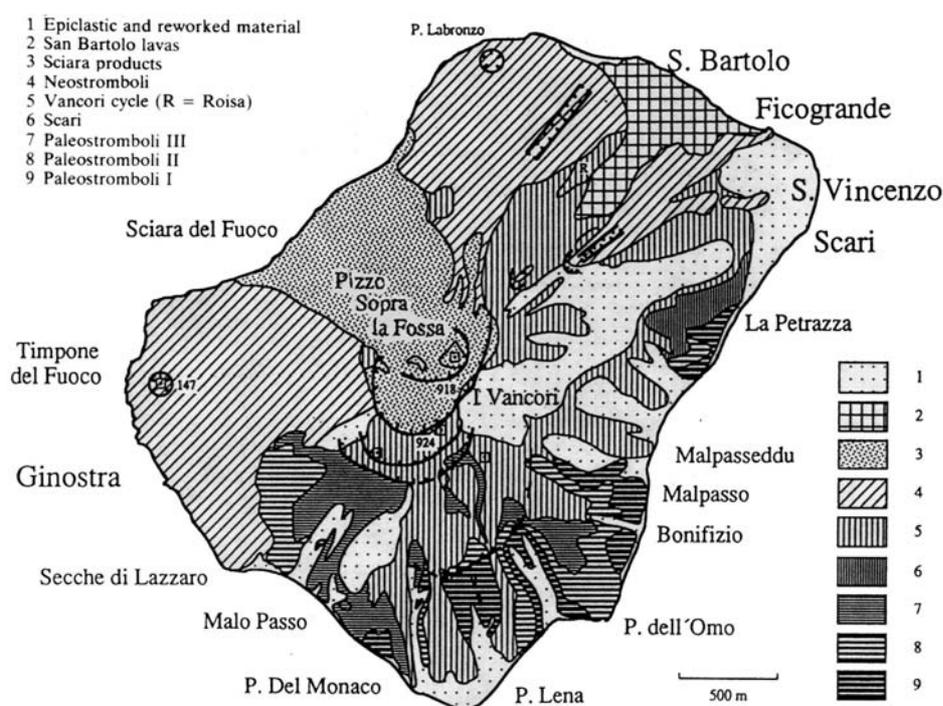


Figura 1.2. Esquema geológico de Stromboli, mostrando la distribución de las principales unidades estratigráficas (de HORNIG-KJARSGAARD ET AL., 1993).

Se trata de un cono compuesto, que se eleva unos 3 km sobre el fondo del mar. De ellos, 924 m son emergidos. El cráter está a 730 m, en lo alto de un talud de enorme pendiente, conocido como la Sciara del Fuoco, que se originó por colapso y deslizamiento del sector noroeste de la isla. El cráter, alargado en dirección NE-SW, tiene unas dimensiones aproximadas de 300 x 100 m. Dentro

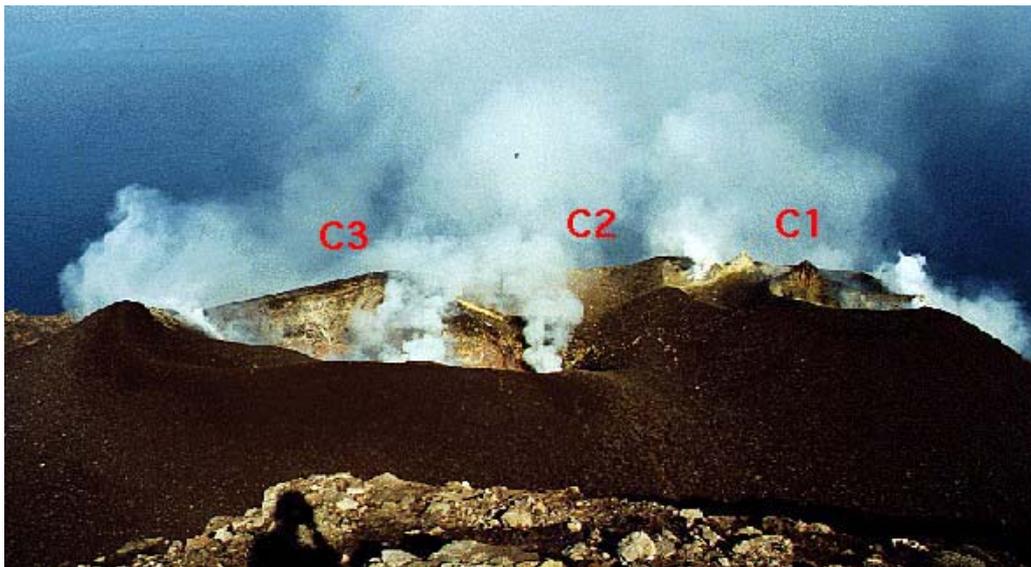


Figura 1.3. Vista hacia el noroeste desde la cumbre de Stromboli. Puede apreciarse la presencia de tres cráteres activos, marcados como C1, C2 y C3.

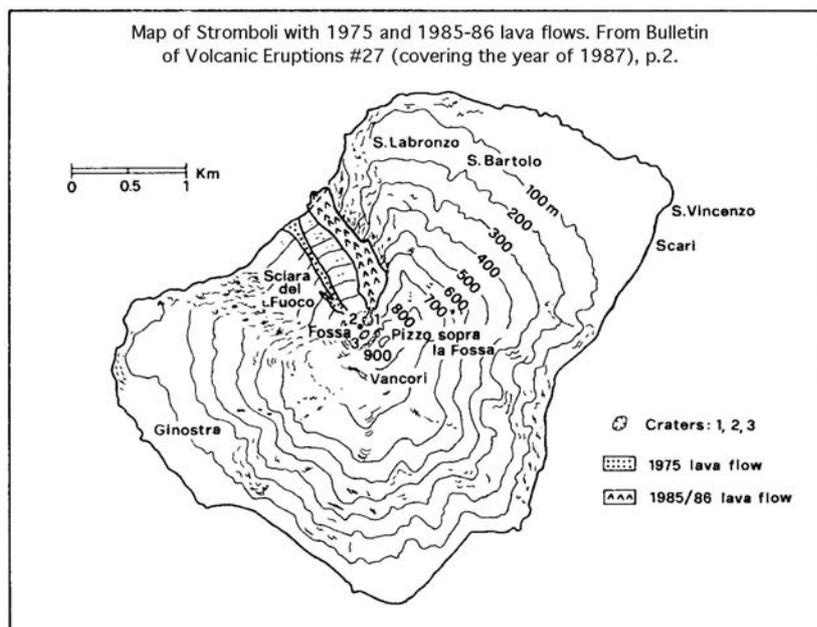


Figura 1.4. Coladas de lava producidas por los erupciones más recientes del volcán Stromboli.

de la depresión principal, se reconocen tres cráteres distintos (Figura 1.3), en los cuales hay un número variable de bocas eruptivas activas, con diámetros del orden de pocos metros.

Stromboli ha mantenido una dinámica eruptiva estacionaria durante más de 2000 años. Desde las primeras observaciones, atribuidas a Aristóteles, el volcán se ha caracterizado por un estado de actividad explosiva persistente aunque moderada, sobre el que ocasionalmente se superponen episodios efusivos o explosivos intensos (paroxismos), el último de los cuales ocurrió en 1985 (Figura 1.4). La actividad eruptiva ha estado siempre asociada a la zona del cráter actual, si exceptuamos unos pocos centros periféricos, como el Timpone del Fuoco.

Durante las explosiones, se emiten chorros de gas mezclados con fragmentos de lava fundida (Figura 1.5). La duración típica de estas emisiones es de 5 a 15 s, y ocurren con una frecuencia de 3 a 10 por hora. Los análisis fotobalísticos han estimado que el volumen de gas expulsado es del orden de 10^3 m^3 , mientras que la masa de los fragmentos está en torno a $10^2\text{-}10^4 \text{ kg}$ (CHOUET ET AL., 1974; RIPEPE ET AL., 1993).

La facilidad de acceso desde las zonas habitadas, la relativa seguridad incluso a poca distancia del cráter, y su persistente actividad, han convertido a



Figura 1.5. Erupción estromboliana en Stromboli (Foto de E. CARMONA).

Stromboli en uno de los volcanes más estudiados del mundo. Para una síntesis de los estudios geofísicos realizados, ver FALSAPERLA & SCHICK, 1993.

Durante los últimos treinta años, se ha dedicado mucho esfuerzo para determinar las propiedades de la actividad estromboliana a partir de observaciones sísmicas. Las investigaciones realizadas incluyen análisis espectrales y de la forma de onda para dilucidar la dinámica de las erupciones y las propiedades espaciales de la fuente (LO BASCIO ET AL., 1973; DEL PEZZO ET AL., 1992; RIPEPE & BRAUN, 1993; NEUBERG ET AL., 1994), descripciones cuantitativas de las explosiones (FALSAPERLA ET AL., 1992), estudios sobre el sonido generado durante las explosiones

explosiones y su relación con las ondas sísmicas (BRAUN & RIPEPE, 1993; VERGNOLLE & BRANDEIS, 1996; VERGNOLLE ET AL., 1996), correlaciones de la actividad con la ocurrencia de terremotos locales y las mareas (NAPOLEONE ET AL., 1993), estudios de la estructura superficial (CHOUET ET AL., 1998), separación de los efectos de fuente y de camino (CHOUET ET AL., 1997), etc.

2. Diseño del experimento

La campaña llevada a cabo en Stromboli consistió en la colocación de *arrays* sísmicos en dos zonas diferentes de la isla (Figura 2.1), que estuvieron registrando simultáneamente durante unos diez días. Los objetivos principales de este experimento son, por una parte, determinar la extensión espacial de la fuente, tratar de localizar fuentes secundarias relacionadas con la presencia de heterogeneidades en el medio, y determinar la estructura local bajo los arrays a través del estudio de la dispersión de ondas superficiales. En ello está trabajando un amplio equipo de investigadores italianos y españoles. Pero por otra parte, y esto será lo que tenga especial relevancia para esta tesis, se pretendía comprobar la validez de las técnicas de *array* (en particular, el método de la CCP y la localización conjunta) y su aplicabilidad al caso de señales sismo-volcánicas. Qué mejor laboratorio que el volcán Stromboli, donde sabemos, por estudios previos (SACCOROTTI, 1997), dónde está la fuente y cómo se producen las señales que se registran.



Figura 2.1. Situación de los *arrays* sísmicos en la isla.

En el Capítulo IV se puede encontrar una descripción detallada del desarrollo del experimento. Aquí nos limitaremos a citar brevemente las características principales de los *arrays* instalados, como son:

- **Array de Labronzo:** compuesto por 28 estaciones verticales y 2 de tres componentes, todas ellas de tipo Mark L15B y L28B, con frecuencia natural de 4.5 Hz extendida electrónicamente hasta 1 Hz. La apertura total es del orden de 300 m, y se situó al norte del cráter, en el lugar conocido como Semaforo de Labronzo, cerca del pueblo de Stromboli.
- **Array de Ginostra:** compuesto por 15 estaciones verticales y 3 de tres componentes, todas de tipo Mark L4C, con frecuencia natural de 1 Hz. La apertura de la configuración fue también de unos 300 m, y se situó al oeste, en el Timpone del Fuoco, cerca de la pequeña localidad de Ginostra.

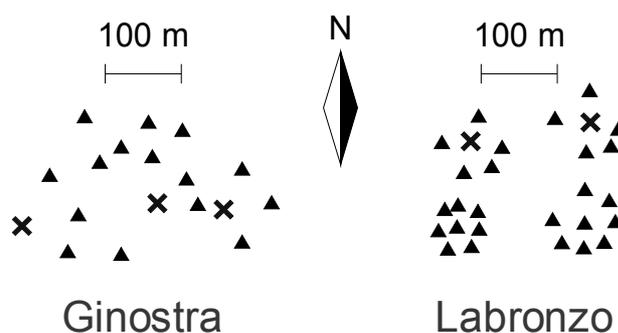


Figura 2.2. Configuración de los *arrays* sísmicos empleados.

La configuración de cada uno de los *arrays* (Figura 2.2) tiene una filosofía diferente. En el *array* de Ginostra se instalaron las estaciones en posiciones aleatorias cubriendo el terreno disponible, mientras que en Labronzo se distribuyeron geométricamente en cuatro *subarrays*. La apertura es en ambos casos del orden de 300 m.

3. Descripción de los datos y análisis espectral

Durante el tiempo en que los *arrays* sísmicos estuvieron funcionando, se registraron varios centenares de eventos, la mayoría de los cuales son explosiones asociadas al proceso eruptivo del volcán, aunque también hay algún terremoto tectónico local. Normalmente, estas explosiones ocurren con regularidad, del orden de seis a diez por hora, y han sido estudiadas por numerosos autores (Lo Bascio et al., 1973; Falsaperla et al., 1992).

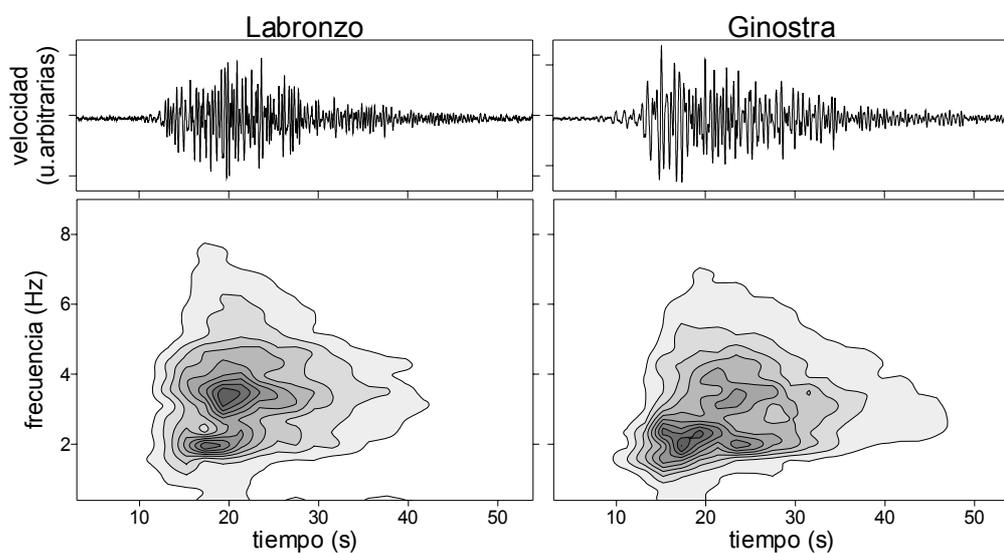


Figura 3.1. Sismogramas de componente vertical y espectrogramas de una explosión característica registrada en los *arrays* de Labronzo y Ginostra.

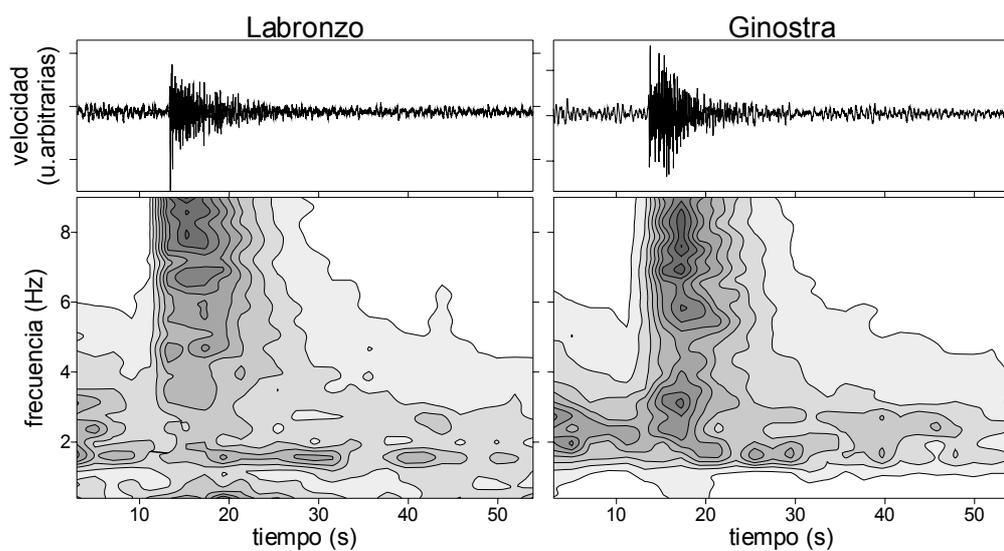


Figura 3.2. Sismogramas de componente vertical y espectrograma de un terremoto tectónico local registrado en los *arrays* de Labronzo y Ginostra.

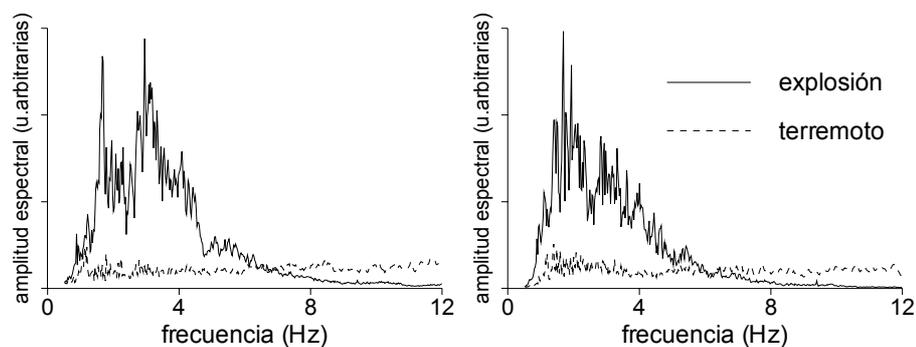


Figura 3.3. Espectros de las señales que aparecen en las Figuras 3.1 (explosión, línea continua) y 3.2 (terremoto, línea discontinua).

La forma de onda de las explosiones se caracteriza por un comienzo emergente, una envolvente ahusada y un contenido espectral que está limitado a una banda por debajo de 4 Hz (Figuras 3.1 y 3.3). Su duración suele estar en torno a los 30 s. Los terremotos tectónicos, por el contrario, tienen un gran ancho de banda, y su forma de onda muestra un comienzo muy impulsivo seguido de un decaimiento en la amplitud característico (Figuras 3.2 y 3.3).

4. Localización

El objetivo fundamental de este análisis es demostrar la efectividad de las técnicas de *array* para determinar la posición de la fuente sismo-volcánica. En Stromboli es bien conocida, las señales se generan a poca profundidad bajo la zona de los cráteres (CHOUET ET AL., 1997). De entre todos los eventos sísmicos registrados, hemos seleccionado, por su buena relación señal-ruido, 30 eventos ocurridos el 13 de septiembre y que se registraron simultáneamente en los *arrays* de Labronzo y Ginostra. Uno de ellos es un terremoto tectónico local.

4.1. Localización con frente plano

A la vista de los espectros de los eventos seleccionadas, hemos elegido cuatro bandas de frecuencia que, junto con la longitud de la ventana de análisis empleada y los parámetros del cálculo, se muestran en la Tabla 4.1. La solución se obtiene mediante el apilamiento sobre el plano de lentitud aparente de los picos obtenidos a distintas frecuencias, lo que proporciona, como ya se ha visto en el capítulo anterior, un máximo más estable. El análisis se aplica a una serie de ventanas temporales que incluyen, además de la señal completa, parte del ruido pre-evento, con el objetivo de determinar el intervalo de incertidumbre de las soluciones.

Tabla 4.1. Parámetros utilizados en la aplicación del método de la CCP.

Frecuencia (Hz)	Banda (Hz)	Longitud (muestras)	Duración (s)	$S_{\text{máx}}$ (s/km)	ΔS (s/km)
1	0.5-1.5	400	2	2	0.02
2	1.5-2.5	200	1	2	0.02
3	2.5-3.5	140	0.7	2	0.02
4	3.5-4.5	100	0.5	2	0.02

Longitud y duración de la ventana de análisis. Lentitud entre $-S_{\text{máx}}$ y $S_{\text{máx}}$ hacia el este y hacia el norte, con intervalo de ΔS .

La Figura 4.1 muestra los contornos de CCP sobre el plano de lentitud aparente en las distintas bandas de frecuencia para una de las explosiones estrombolianas localizadas. La resolución mejora notablemente en las bandas de frecuencia superior. Esto se debe a que la longitud de onda es más pequeña, y, por tanto, el *array* es capaz de afinar mejor y distinguir con más precisión las variaciones espaciales que se produzcan. Algunos de los picos secundarios que aparecen sobre el plano de lentitud no son reales, sino producidos por la configuración del *array* (compárese por ejemplo el contorno correspondiente a 4 Hz en Labronzo con la respuesta del *array* a un impulso, que aparece en la Figura 4.3 del Capítulo III). El ruido no siempre presenta una mala correlación, lo cual será comentado más adelante y podría indicar que hay una señal continua de fondo.

Al aplicar el método utilizando una ventana móvil que se desplaza sobre la señal, podemos estudiar la variación de la lentitud aparente y el azimut hacia la fuente a lo largo del tiempo. Aunque no se incluye en esta tesis, esto permite determinar las llegadas no sólo de la fase inicial, sino también de cualquier fase posterior debida a la presencia de heterogeneidades en el medio, reflexiones de ondas en discontinuidades, etc.

La Figura 4.2 muestra un ejemplo de la evolución de los resultados a lo largo del tiempo. Las flechas señalan hacia la fuente que se ha localizado en cada instante, siendo el norte hacia arriba; su posición en el eje vertical indica la lentitud aparente; y su tamaño da idea de la CCP correspondiente. La flecha que indica la dirección del cráter (198°N desde Labronzo y 84°N desde Ginostra) tiene una longitud equivalente a una CCP igual a uno. Las ventanas con baja CCP (menos de 0.5) se representan en gris, y las de alta CCP (más de 0.5) en negro.

En la Tabla 4.2 se muestran los resultados para la primera llegada de los treinta eventos localizados por los *arrays* de Labronzo y Ginostra. Además, se representan en la Figura 4.3 (con el mismo formato descrito para la Figura 4.2) para una rápida visualización. La CCP máxima es elevada, generalmente por encima de 0.7, llegando en ocasiones a superar 0.9. En la mayoría de los casos, la primera llegada proviene de la dirección del cráter, como era de esperar. La lentitud aparente es del orden de 0.5-0.7 s/km en Labronzo y algo mayor en Ginostra, es decir, que se trata de ondas que se propagan con velocidades aparentes en torno a 1.5 km/s. Los errores de la localización son mayores que en el caso de la campaña del Teide, debido a que los *arrays* empleados en Stromboli son de menor pequeña apertura y por tanto no tienen tanta resolución espacial.

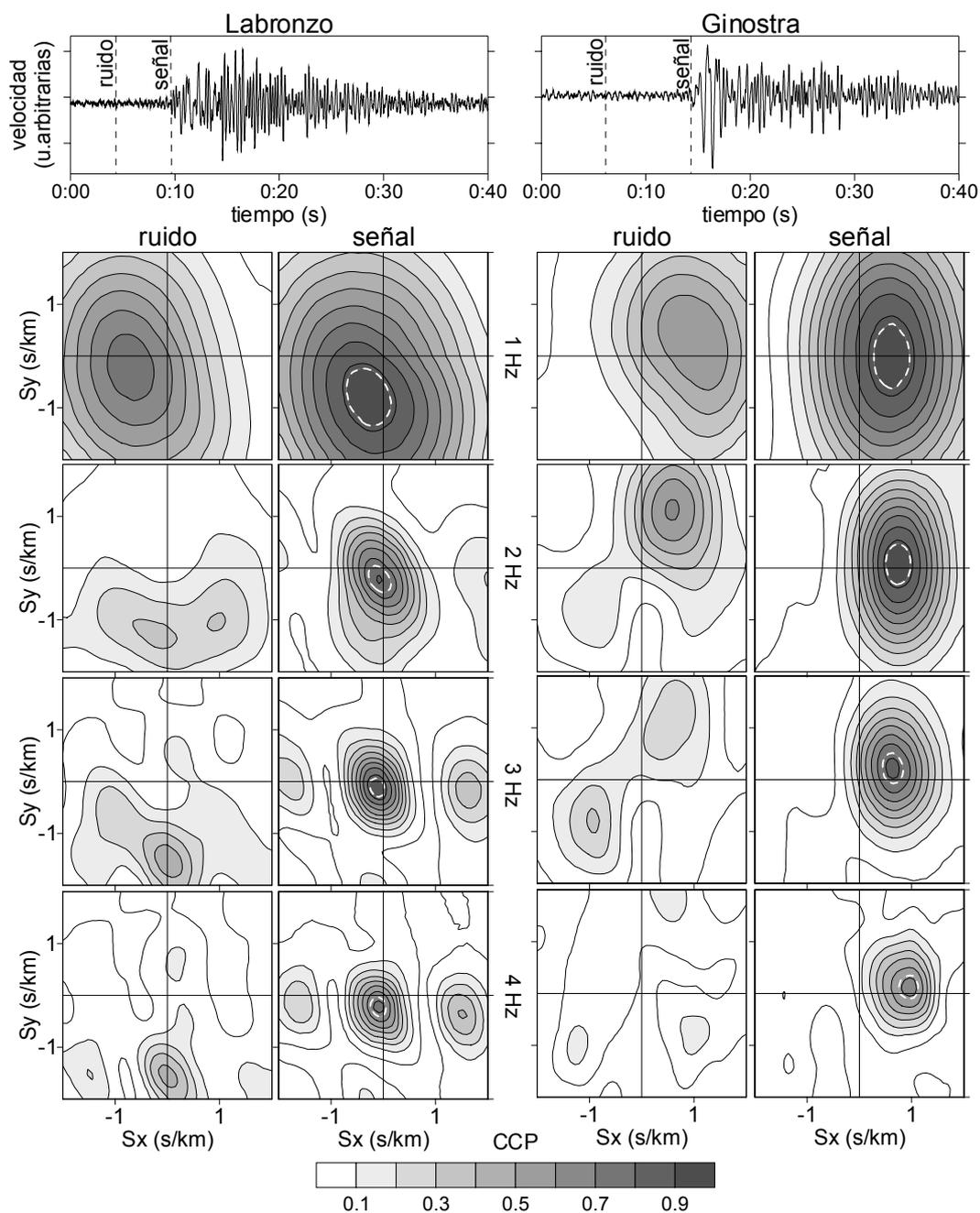


Figura 4.1. Ejemplos de localización en las distintas bandas de frecuencia utilizando el método de la CCP para una explosión registrada en los *arrays* de Labronzo (izquierda) y Ginostra (derecha). La primera ventana corresponde al ruido pre-evento, mientras que la segunda contiene el comienzo de la señal.

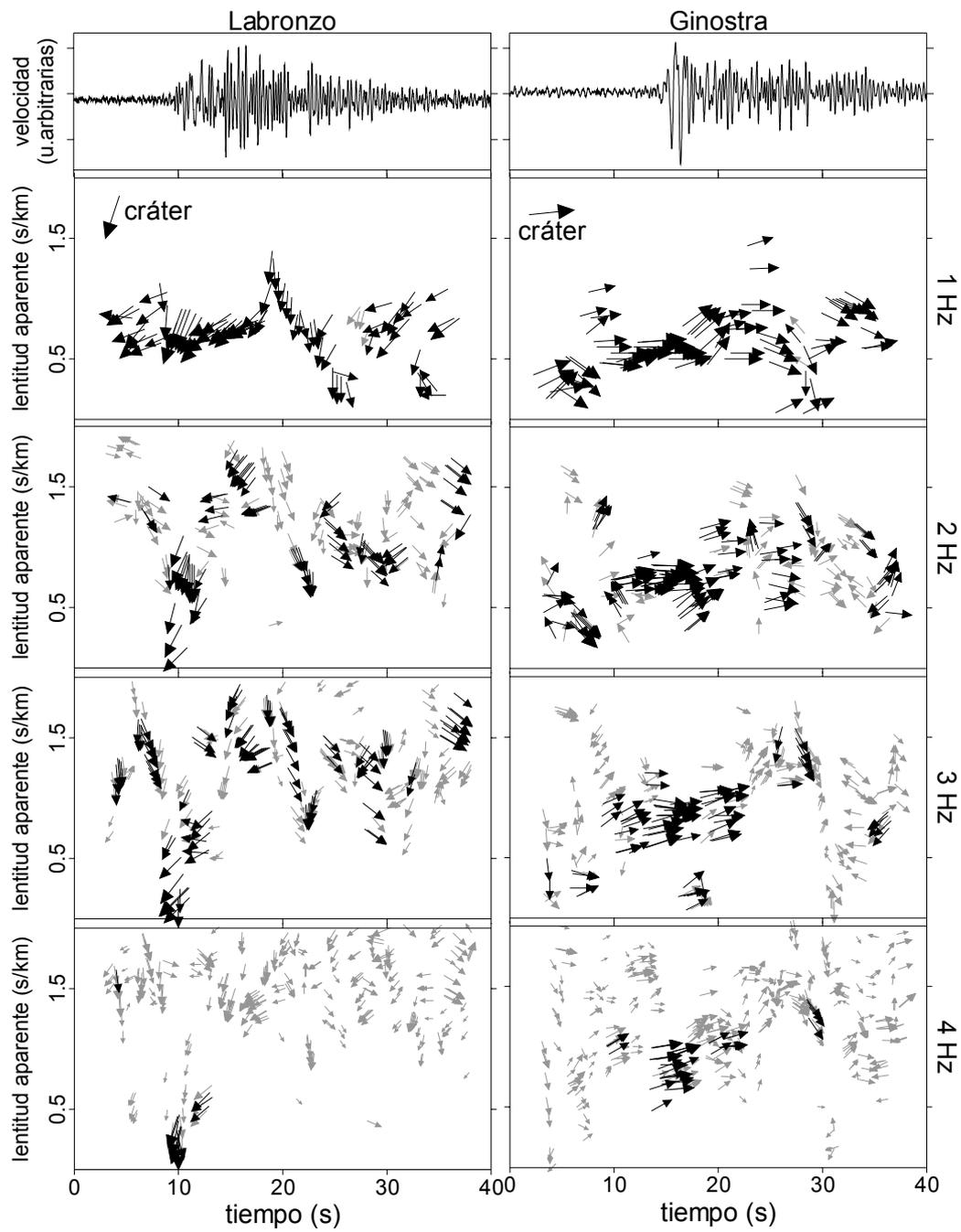


Figura 4.2. Variación temporal de la localización de una de las explosiones estudiadas.

Tabla 4.2. Resultados de la localización de los eventos sísmicos seleccionados.

N	T	Array de Labronzo						Array de Ginostra							
		S (s/km)			A (°N)			S (s/km)			A (°N)			CCP	
1	15:44	0.20	0.46	0.77	177	200	222	0.856	0.53	0.75	0.99	70	85	99	0.855
2	15:57	0.13	0.38	0.65	190	201	211	0.933	0.56	0.78	0.99	72	88	103	0.841
3	16:03	0.30	0.56	0.85	174	202	229	0.824	0.52	0.75	0.97	60	74	87	0.844
4	16:08	0.24	0.50	0.80	184	196	207	0.924	0.56	0.86	1.18	42	62	81	0.723
5	16:18	0.46	0.69	0.94	176	199	221	0.851	0.62	0.79	0.99	75	87	98	0.886
6	16:20	0.29	0.55	0.83	184	195	205	0.932	0.31	0.50	0.71	72	83	93	0.894
7	16:47	0.25	0.49	0.77	189	201	212	0.922	0.51	0.75	0.98	75	91	106	0.853
8	17:32	0.20	0.44	0.68	183	193	202	0.935	0.44	0.62	0.79	74	87	99	0.873
9	18:08	0.29	0.51	0.73	185	193	200	0.949	0.45	0.66	0.86	81	91	100	0.906
10	18:26	0.21	0.51	0.77	185	218	250	0.807	0.57	0.80	1.00	71	84	96	0.872
11	18:30	0.23	0.49	0.80	179	191	202	0.920	0.37	0.58	0.80	72	85	97	0.867
12	19:01	0.42	0.67	0.87	183	212	240	0.824	0.56	0.77	1.00	62	80	97	0.803
13	19:04	0.33	0.56	0.78	193	209	224	0.903	0.45	0.67	0.87	70	79	87	0.905
14	19:09	0.23	0.47	0.75	189	206	222	0.896	0.55	0.77	0.97	66	89	111	0.776
15	19:29	0.54	0.80	1.11	166	206	245	0.750	0.58	0.79	1.00	68	87	105	0.815
16	19:54	0.29	0.54	0.84	97	140	182	0.619	0.18	0.36	0.61	47	79	110	0.648
17	20:01	0.41	1.25	1.57	97	175	252	0.461	0.62	0.92	1.23	39	66	92	0.641
18	20:05	0.65	0.90	1.21	103	164	224	0.539	0.36	0.54	0.81	50	70	89	0.759
19	20:21	0.23	0.94	1.24	144	229	313	0.543	0.61	1.01	1.29	41	92	142	0.496
20	20:42	0.65	1.20	1.50	137	200	262	0.609	0.39	0.67	0.99	54	108	161	0.551
21	20:46	0.77	1.08	1.41	124	171	217	0.654	0.38	0.76	1.11	58	116	173	0.548
22	20:55	0.82	1.37	1.59	138	200	261	0.611	0.88	1.20	1.50	24	54	83	0.502
23	21:29	0.20	0.43	0.68	183	200	216	0.893	0.51	0.70	0.91	71	90	108	0.821
24	22:44	0.37	0.59	0.81	182	203	223	0.868	0.54	0.77	0.98	69	87	104	0.825
25	22:56	0.67	0.97	1.30	151	198	244	0.697	0.56	0.74	0.95	61	80	98	0.800
26	23:17	0.23	0.50	0.77	186	208	229	0.863	0.58	0.80	1.02	71	87	102	0.844
27	23:34	0.25	0.49	0.75	182	194	205	0.921	0.44	0.64	0.89	77	92	106	0.865
28	23:43	0.22	0.44	0.70	181	199	216	0.885	0.40	0.58	0.82	55	66	76	0.864
29	23:53	0.22	0.47	0.79	191	218	244	0.844	0.41	0.63	0.84	64	80	95	0.834
30	23:58	0.56	0.81	1.07	173	225	276	0.709	0.44	0.65	0.89	51	72	92	0.747

T=hora de comienzo (TU). S=lentitud aparente, A=azimut hacia la fuente. La solución se da entre los límites de error.

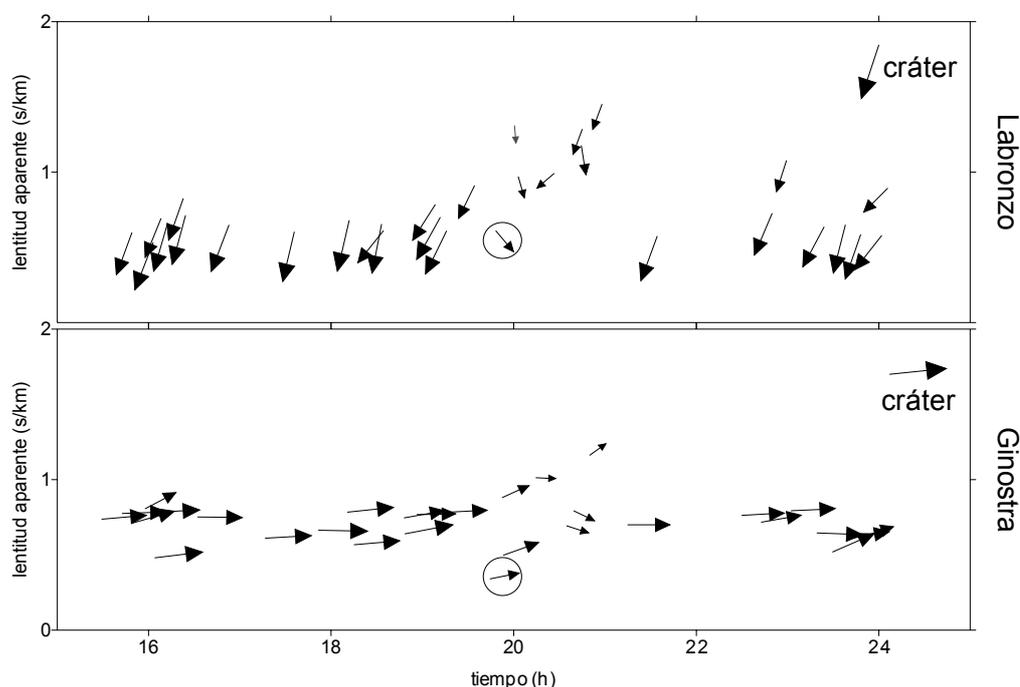


Figura 4.3. Representación de los resultados de la localización utilizando los *arrays* de Labronzo y Ginostra. Los valores numéricos se muestran en la Tabla 4.2. El círculo indica la ocurrencia del terremoto volcano-tectónico que se discute en el texto.

El evento 16 es un terremoto tectónico local (Figura 3.2), ocurrido a las 19^h54^m TU. Hasta ese momento, las localizaciones muestran una fuerte estabilidad, tanto en dirección de procedencia, que invariablemente coincide con la dirección del cráter, como en lentitud aparente de propagación. Inmediatamente después del terremoto, se produce un periodo de una hora de duración durante el que las señales cambian ligeramente de carácter: son más débiles, menos coherentes, la CCP máxima disminuye y las localizaciones son menos precisas. Los eventos que se producen (17 a 22) se propagan con una lentitud aparente algo mayor. A partir de las 21 horas, aproximadamente, se recupera la situación inicial.

El análisis de los sismogramas completos revela que el ruido pre-evento tiene un nivel de coherencia apreciable. Esto es evidente en las Figuras 4.1 y 4.2, sobre todo a bajas frecuencias, donde en las ventanas de ruido se alcanza una CCP máxima del mismo orden que la de la señal. La coherencia va desapareciendo al considerar frecuencias superiores. En la Figura 4.4 representamos todas las soluciones con CCP alta (por encima de 0.7) para las distintas bandas de frecuencia analizadas. Los histogramas en gris se corresponden con los resultados para 10 s de ruido pre-evento, justo antes del comienzo de cada explosión.

En blanco, aparecen los resultados para los 20 s siguientes, en los que está contenida la señal. La comparación entre ambos demuestra que el ruido pre-evento tiene las mismas características de propagación (lentitud aparente y azimut hacia la fuente) que el propio evento.

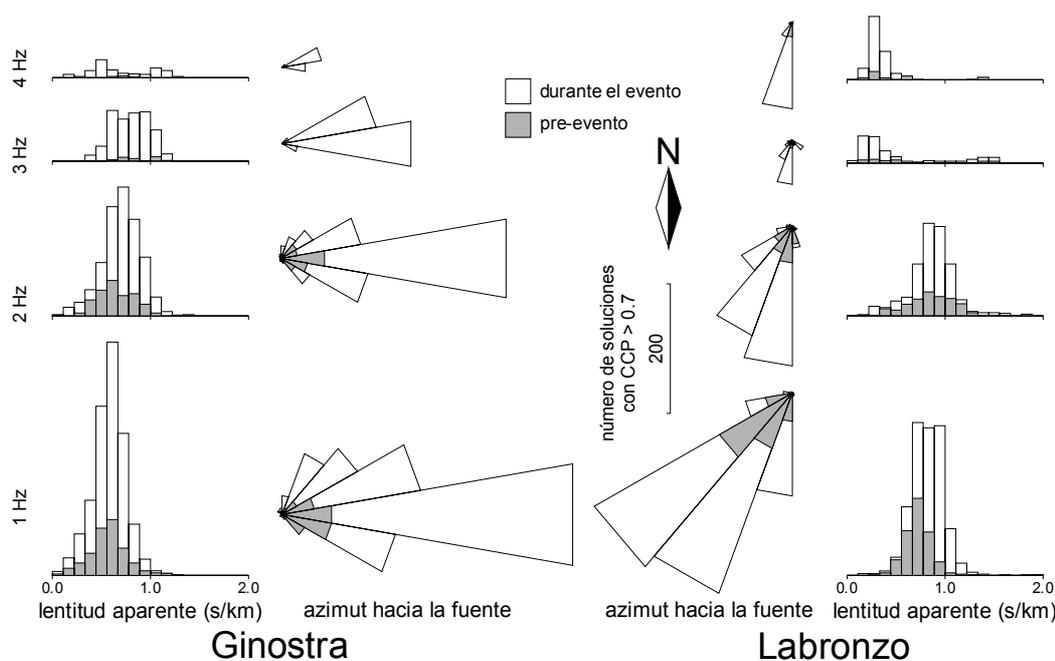


Figura 4.4. Comparación entre las soluciones con buena correlación (CCP mayor de 0.7) obtenidas para el ruido pre-evento (gris) y durante las explosiones (blanco).

4.2. Estimación de la distancia

El uso simultáneo de dos *arrays* permite determinar la posición aproximada de la fuente mediante el cruce de las dos líneas que proporcionan las direcciones de propagación obtenidas independientemente en cada uno de los *arrays*. Este método se conoce como localización conjunta, y ya ha sido descrito en el Capítulo V. En el presente experimento, los emplazamientos de los *arrays* sísmicos se eligieron de tal modo que su posición relativa con respecto a la fuente fuera aproximadamente en ángulo recto, la ideal para aplicar dicho método.

El procedimiento consiste en utilizar los valores de azimut obtenidos por cada uno de los *arrays* (Tabla 4.2) para calcular el epicentro, junto con la región de incertidumbre correspondiente. Esta región suele tener un tamaño del orden de 1 km (Figura 4.5), aunque en los casos en los que la localización es pobre puede ser algo mayor.

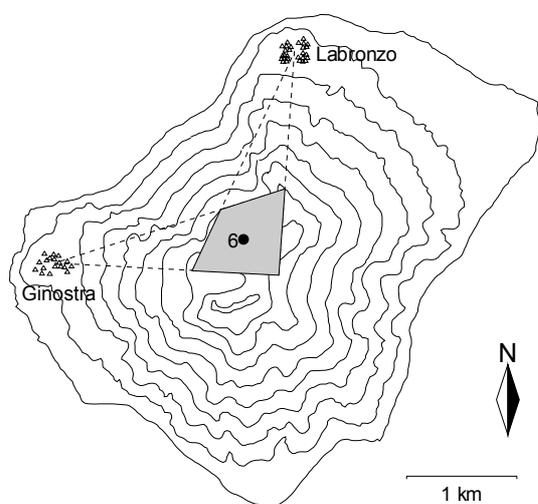


Figura 4.5. Ejemplo de la determinación del error utilizando el método de la localización conjunta para el evento número 6.

En la Figura 4.6 hemos marcado la posición de los epicentros de cada uno de los 30 eventos sísmicos analizados. Por claridad, no se muestran los intervalos de error. El tamaño de los círculos representa el promedio de la CCP máxima en los dos *arrays*, es decir, que indica la calidad de la localización. Podemos ver que la mayor parte de la actividad, y la mejor localizada, se concentra bajo la zona de los cráteres y siguiendo el límite de la Sciara del Fuoco.

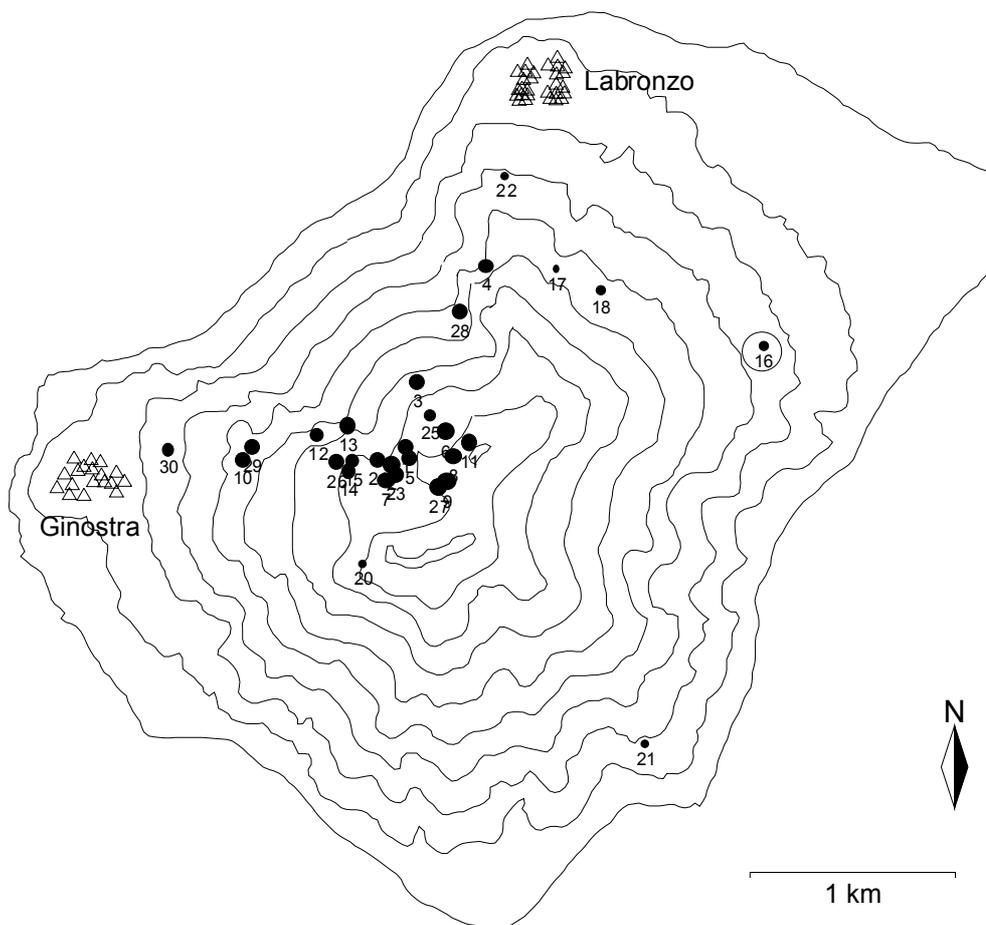


Figura 4.5. Resultados de la determinación de los epicentros de los 30 eventos analizados. El epicentro del terremoto volcano-tectónico está señalado con un círculo.

El evento rodeado por un círculo es el terremoto tectónico local analizado. Se sitúa hacia el NE del cráter, en la dirección del pueblo de Stromboli. Los eventos que ocurrieron tras él también parecen estar situados fuera del cráter. Su localización, sin embargo, tiene un margen de error mayor ya que no presentan tan buena correlación como las demás explosiones registradas.

5. *Discusión*

Stromboli es uno de los volcanes mejor estudiados del mundo, y son muchos los trabajos que se han escrito acerca de su funcionamiento (DEL PEZZO ET AL., 1992; BRAUN & RIPEPE, 1993; CHOUET ET AL., 1997). Nosotros hemos aprovechado este conocimiento para hacer un test de las técnicas de localización de señales mediante *arrays* sísmicos. Hemos empleado el método de la CCP y la localización conjunta con dos *arrays*, obteniendo resultados que están en perfecto acuerdo con los trabajos previos, ya que sitúan la fuente bajo la zona de los cráteres. En esta tesis no hemos pretendido ir más allá, aunque en la actualidad se está trabajando en varias direcciones sobre el conjunto completo de datos de la campaña.

Las velocidades aparentes son ligeramente distintas de un *array* a otro, debido a efectos locales y de camino que se pueden achacar a una estructura diferente bajo cada uno de los *arrays* o bien a la influencia de la topografía y las discontinuidades del medio que atraviesan las ondas en cada caso. De hecho, los últimos trabajos indican que estos efectos pueden afectar de manera importante al campo de ondas, en particular el debido a la topografía y a la presencia de la Sciara del Fuoco (CHOUET ET AL., 1997).

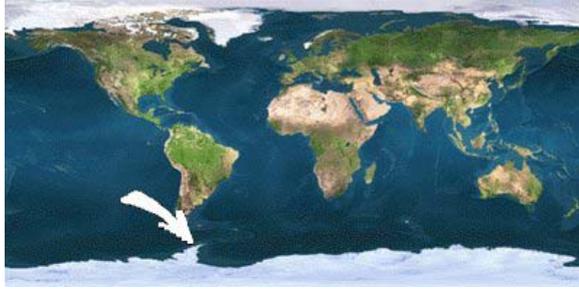
La ocurrencia de un terremoto en una zona próxima al cráter generó un cambio temporal en el carácter de la actividad, que se hizo más superficial, como lo demuestran la caída de la correlación y el aumento de la lentitud aparente. Este hecho revela la estrecha relación que existe entre los procesos volcano-tectónicos y los puramente volcánicos.

Aunque BRAUN ET AL., 1996, encontraron que el ruido de fondo en Stromboli a muy baja frecuencia estaba relacionado con el efecto del mar y de la meteorología, en el presente análisis hemos encontrado que, al menos en la banda de 1 Hz y superiores, el efecto del mar no parece muy importante. En el capítulo anterior, sobre el experimento del Teide, ya hemos estudiado registros de ruido sísmico correspondientes a los microtemblores originados por los océanos. En

aquellos registros, el ruido de fondo tenía gran amplitud, muy buena correlación y velocidad aparente muy elevada. Sin embargo, en Stromboli, el ruido sísmico contiene una componente bien correlacionada que se origina en la misma zona que las explosiones, es decir, el cráter del volcán, y se propaga con la misma velocidad aparente. Para explicar este hecho, se han propuesto dos hipótesis, que no son excluyentes, sino que ambas podrían ser ciertas, como sugieren CHOUET ET AL., 1997:

- los eventos sísmicos comienzan en realidad varios segundos antes de lo que resulta aparente a partir de la inspección visual del sismograma. Las ondas correlacionadas contenidas en el ruido pre-evento podrían corresponder a las primeras etapas del proceso que genera las explosiones volcánicas.
- existe un tremor continuo de baja amplitud procedente del cráter, que sería el resultado de una cierta actividad de fondo en el volcán.

Por último, hay que señalar que estas localizaciones no corresponden directamente a las explosiones que se observan visualmente en el cráter, sino a los procesos previos que tienen lugar en profundidad. Al contrario de lo que sucedía con las explosiones del Teide, que eran de origen artificial, la onda de sonido no ha sido detectada en ninguno de los eventos analizados.



Capítulo VII. Decepción

... del mundo en blanco y negro

1. Introducción

La isla Decepción ($62^{\circ}59'S$, $60^{\circ}41'W$) está situada al noroeste de la Península Antártica. Es el principal volcán activo de la cuenca marginal del estrecho de Bransfield, que separa las islas Shetland del Sur de la citada península, y su entorno es uno de los principales focos de actividad sísmica y volcánica en la Antártida.

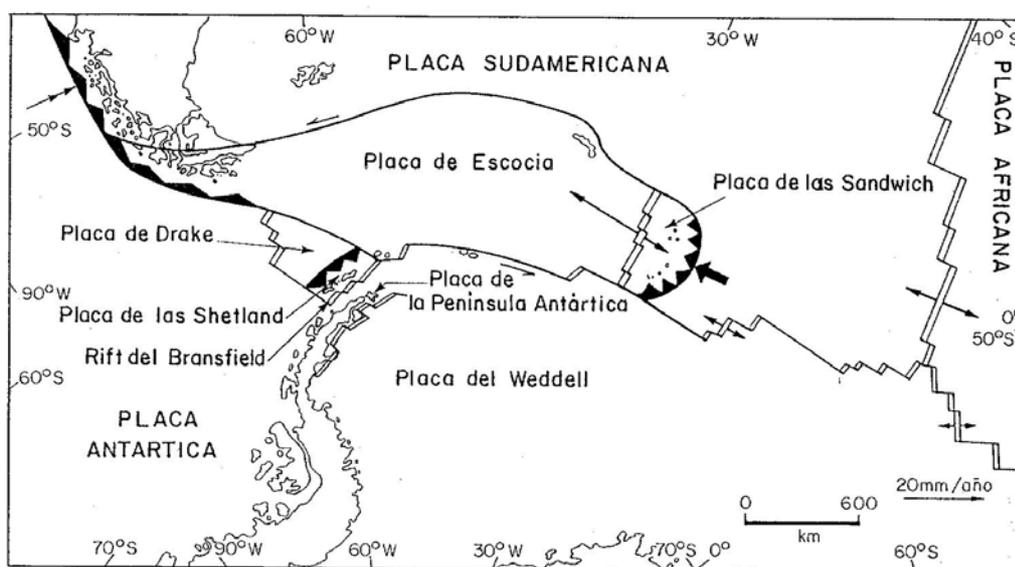


Figura 1.1. Esquema tectónico alrededor del estrecho de Bransfield y las islas Shetland del Sur (de GONZÁLEZ FERRÁN, 1995).

Desde los primeros estudios, se ha reconocido la complejidad de la geodinámica de las Shetland del Sur. Su situación remota y las condiciones climáticas adversas dificultan la obtención de datos geofísicos de calidad. PELAYO & WIENS, 1989, basándose en un estudio detallado de la sismicidad de la región del mar de Escocia, determinaron la existencia de una microplaca continental que abarca las islas Shetland del Sur (Figura 1.1), limitada al suroeste y al noreste por las zonas de fractura de Hero y Shackleton, respectivamente. Al noroeste, termina en una subducción lenta, asociada a la fosa de las Shetland del Sur, que representa el último segmento superviviente de una subducción que se extendía a lo largo de todo el borde de la Península Antártica. En la actualidad, dicho segmento continúa moderadamente activo, como lo demuestra el hecho de que, utilizando técnicas de *array*, se hayan detectado terremotos con profundidades del orden de un centenar de kilómetros (IBÁÑEZ ET AL., 1997). El límite suroeste está definido por el rift de Bransfield, que se orienta en dirección NE-SW. Su pro-

ceso de expansión comenzó hace unos 2 Ma (HENRIET ET AL., 1992) y se ha abierto más de 100 km, lo que lo sitúa entre los más rápidos del mundo (ORTIZ ET AL., 1997).

Esta situación geodinámica provocó la aparición de una cadena volcánica, de la que forman parte Bridgeman, Penguin, Decepción, y algunos volcanes submarinos como Orca (Figura 1.2). Aunque el volcanismo en las Shetland del Sur se remonta a los periodos cretácico y terciario, parece ser que la isla Decepción se ha desarrollado casi por completo en el cuaternario, y ha sido muy activa durante toda su evolución (BAKER, 1990). El estudio de la edad de las rocas permite determinar que se trata de un volcán joven (menos de 0.7 Ma, según VALENCIO ET AL., 1979, o de 0.2 Ma, según KELLER ET AL., 1991). Su formación se puede dividir en dos etapas. La primera culminó con la creación de una estructura en forma de caldera en la parte central de la isla, debida al colapso de varios edificios volcánicos preexistentes (HAWKES, 1961) o de un solo estratovolcán central (BAKER ET AL., 1975). Los productos de esta etapa son sobre todo los flujos de lava basáltica que formaron el escudo sobre el que se asienta la isla, y las tobas amarillas

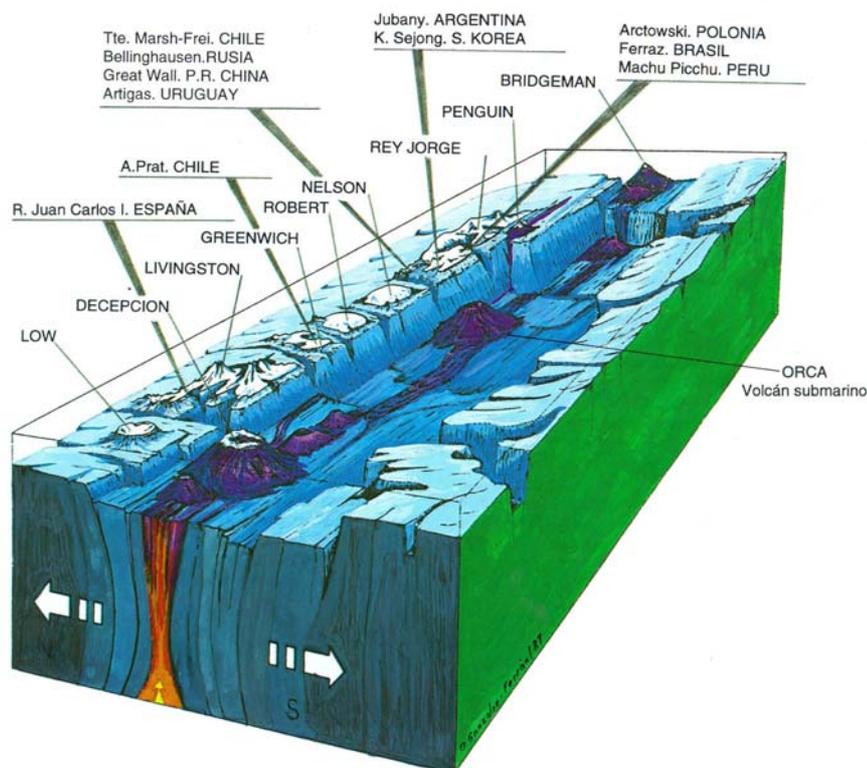


Figura 1.2. Esquema del rift de Bransfield, en el que aparece la cadena volcánica a la que pertenece Decepción (de GONZÁLEZ FERRÁN, 1995).

que aparecen en diversos lugares (Figura 1.3). Aunque se ha sugerido la presencia de una falla circular de colapso, característica de las estructuras caldéricas (SMELLIE, 1988), al parecer la formación de la caldera de la isla Decepción estuvo dirigida por un proceso volcano-tectónico, en el que jugó un papel decisivo la distribución regional de esfuerzos (MARTÍ ET AL., 1996). La estructura tectónica de la isla se caracteriza por la existencia de una densa red ortogonal de fallas normales, relacionadas con la tectónica regional. La tendencia dominante es NE-SW, paralela al eje de expansión del rift de Bransfield, como lo demuestran los estudios de la geología superficial, incluyendo estructuras sumergidas y otras recientemente descubiertas bajo los glaciares (SMELLIE ET AL., 1997), la distribución espacial de la sismicidad (VILA ET AL., 1992A), la interpretación de perfiles sísmicos (REY ET AL., 1989) y la estructura de las anomalías magnéticas y gravimétricas (ORTIZ ET AL., 1992; BLANCO, 1997).

La segunda etapa, de volcanismo local, se caracteriza por la ocurrencia de pequeñas erupciones independientes, que han ido generando flujos de piroclastos y otros depósitos de composición andesítica. Los mecanismos de erupción van desde el tipo estromboliano hasta las explosiones freatomagmáticas, dependiendo del grado de interacción agua-magma. Se producen siempre alrededor de la depresión volcano-tectónica central, utilizando repetidamente los sistemas de fracturas asociados como vía de salida del magma a la superficie.

La existencia de acuíferos, es decir, capas superficiales selladas y saturadas de agua, situadas a unos 200 m de profundidad (ORTIZ ET AL., 1997), puede explicar la predominancia de erupciones freatomagmáticas en la isla. Su presencia se ha deducido a partir del estudio de materiales alterados hidrotermalmente en los depósitos de piroclastos (MARTÍ & BARALDO, 1990) y de la composición química de las fumarolas y las fuentes termales que existen en diferentes puntos de la isla (MARTINI & GIANNINI, 1988). La formación de estos acuíferos está favorecida por la existencia de agua de mar en la caldera central (Puerto Foster), y también por el elevado gradiente geotérmico característico de Decepción, que propicia la fusión de la nieve y el hielo, generando agua fresca que se filtra a través del terreno. El ritmo de fusión de los glaciares, ya elevado durante el verano austral, puede verse incrementado súbitamente por un aumento de la actividad volcánica.

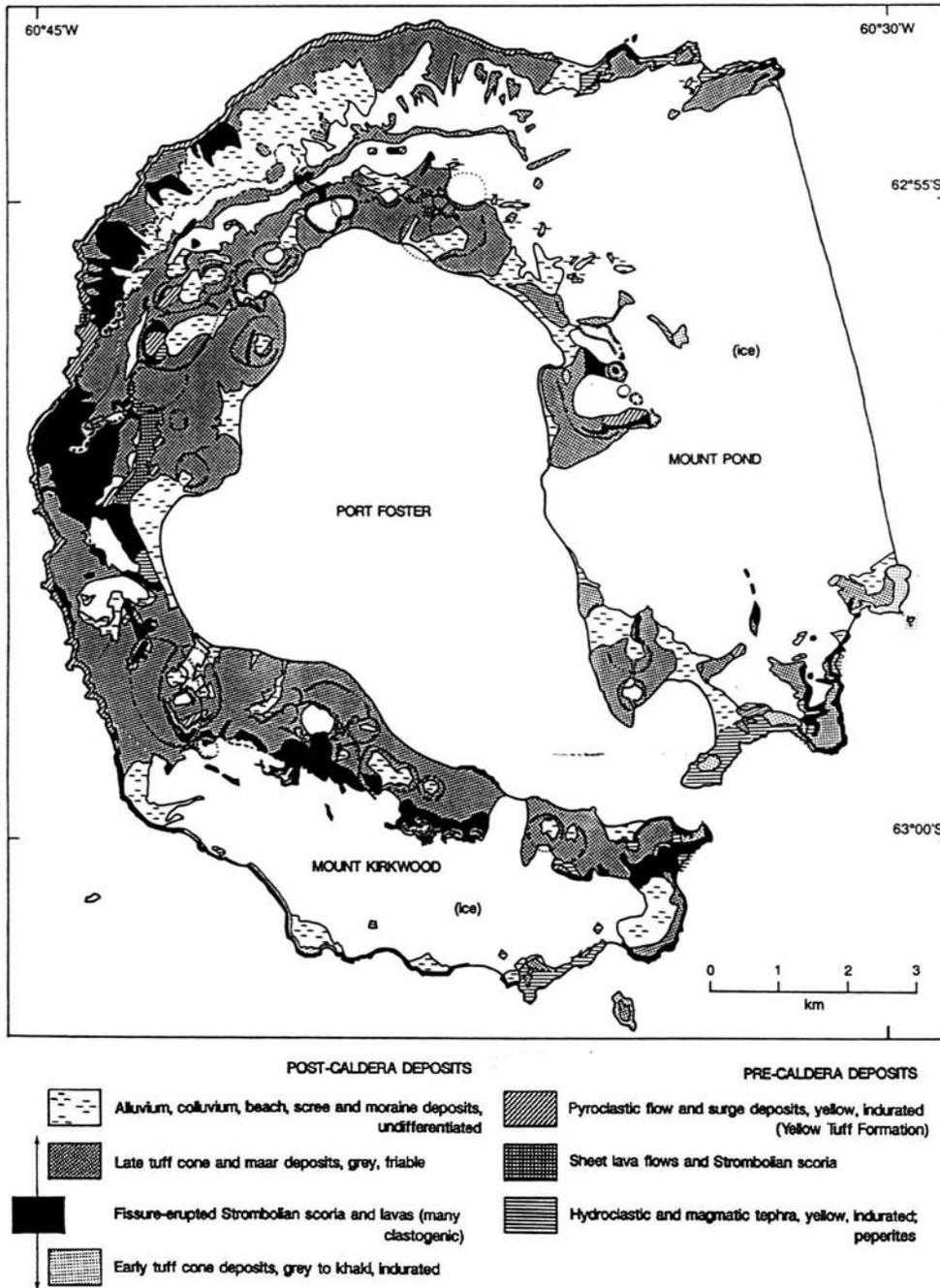


Figura 1.3. Esquema geológico de la isla Decepción (de SMELLIE ET AL., 1997)

La isla Decepción (Figura 1.4) tiene forma de herradura, abierta al sureste por un estrecho corte en el borde de la caldera, conocido como los Fuelles de Neptuno. Su diámetro es de unos 15 km y su altitud máxima de 540 m. La base del edificio volcánico se encuentra a 850 m bajo el nivel del mar, y tiene un diámetro de unos 25-30 km. La cuenca central, denominada Puerto Foster, está cubierta por el mar. Tiene una pequeña plataforma litoral, con una anchura de 700 m en promedio, que llega hasta unos 50 m de profundidad. Seguidamente aparecen unos bruscos escarpes que muestran evidencias de inestabilidades y derrumbamientos. El fondo de la cuenca es uniforme, salvo por la presencia de algunos conos volcánicos al sur, alcanzando una profundidad máxima de 170 m (REY ET AL., 1989). La costa interior está constituida por pendientes suaves de depósitos volcánicos y aluviales, debidas al agua de deshielo. Por el contrario, la costa exterior es tremendamente abrupta en todo su perímetro, formado por acantilados de hielo y roca altamente erosionados. Aproximadamente el 60% de la isla está permanentemente cubierto por glaciares, lo cual no deja de ser sorprendente dada la latitud a la que se encuentra. En algunos casos, los piroclastos generados por las erupciones pueden sepultarlos completamente, o bien mezclarse con el hielo dando lugar a formaciones típicas que se conocen como *glaciares negros*. El *permafrost* (suelo congelado) está presente a profundidades que oscilan entre 60 y 100 cm (SMELLIE ET AL., 1997).

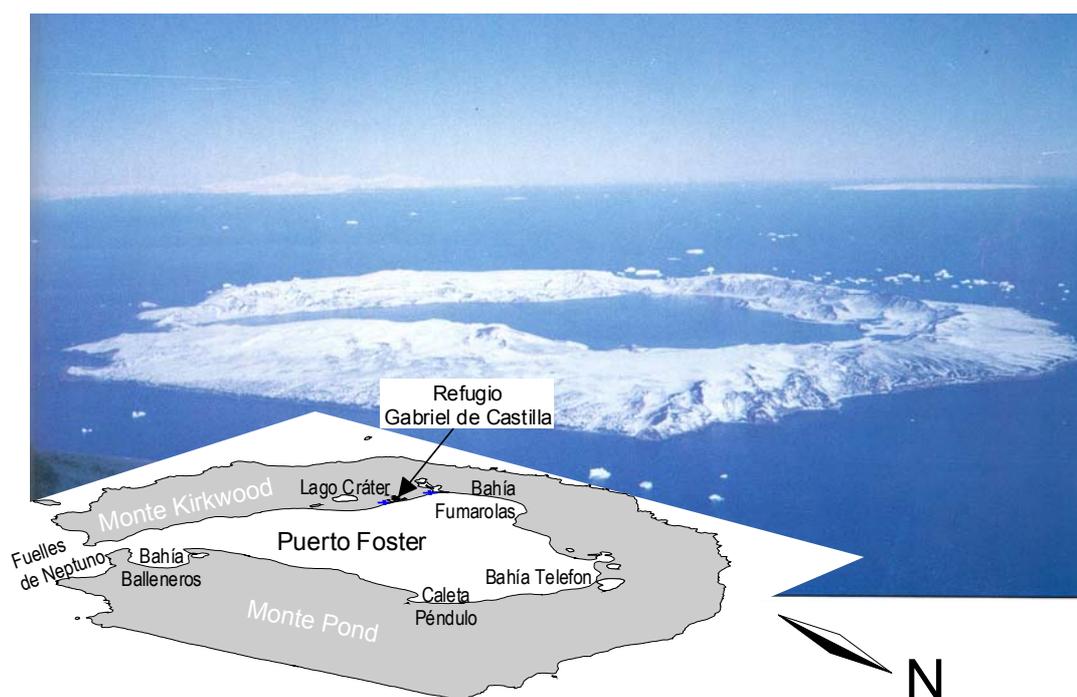


Figura 1.4. Vista aérea de la isla Decepción. En el esquema se señalan algunos topónimos citados en el texto. La flecha indica la posición de la Base Gabriel de Castilla.

Por toda la isla existen fumarolas, fuentes termales y suelos calientes (Figura 1.5), principalmente situadas alrededor de la fractura principal que cruza la isla en dirección NE-SW (ORTIZ ET AL., 1997). Por ejemplo, se producen emisiones en la Caleta Péndulo, la Bahía Telefon y en la Bahía de Fumarolas (ver la Figura 1.4 para situar estos puntos). También hay otras en la Bahía de Balleneros, al sur de la isla. Las temperaturas de los gases emitidos en Fumarolas varían entre 90 y 110 °C. La temperatura del suelo es muy variable, alcanzando valores entre 40 y 60 °C en Fumarolas y Balleneros, y más de 70 °C en Péndulo (RAMOS ET AL., 1991). La más alta se ha medido en el Collado Vapour, cerca de la Base Argentina. La composición de los gases, en especial la presencia de H_2 , demuestra su origen volcánico (MARTINI & GIANNINI, 1988; VILLEGAS ET AL., 1997). La ausencia de SO_2 , junto con la existencia de H_2S , CO_2 y CH_4 , revelan que se trata de fumarolas de baja temperatura influenciadas por el acuífero superficial. La termometría de gases indica un equilibrio en el acuífero alrededor de 220 °C, mientras que en profundidad se pueden esperar temperaturas del orden de 600 °C, conectadas con la presencia de un cuerpo de magma subyacente, situado a unos 1.5-2 km de profundidad, y principalmente distribuido al norte y al este de la isla (ORTIZ ET AL., 1992). Las medidas termométricas en Puerto Foster también muestran la influencia del cuerpo magmático, con las altas temperaturas de nuevo distribuidas según la misma línea NE-SW (ORTIZ ET AL., 1992).

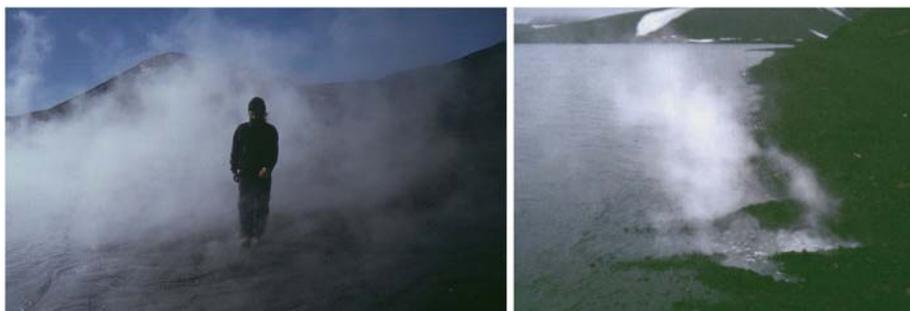


Figura 1.5. (izquierda) Nubes de vapor de agua producidas por la evaporación sobre una zona caliente en Caleta Péndulo. (derecha) Emisión de gases de una fumarola en Bahía Fumarolas.

El registro histórico de erupciones es bastante reciente, ya que comenzó en el siglo pasado junto con la llegada de las primeras expediciones científicas y de cazadores de ballenas a la Antártida. Las primeras noticias de la actividad volcánica de la isla Decepción llegaron a través de una expedición norteamericana (WILKES, 1845), la cual describió en su informe que en 1842 todo el lado sur de

la isla parecía estar en llamas. Sin duda, ese fenómeno estuvo asociado a los conos y cráteres desarrollados a lo largo de una fisura bajo el monte Kirkwood.

Desde entonces, se han registrado varias erupciones, siempre en el anillo interior de la caldera, que revelan el alto grado de actividad de este centro eruptivo. Sin embargo, debido a que la presencia humana no ha sido continua en aquellas regiones, algunas de las evidencias son indirectas. Por ejemplo, la presencia de cenizas y tefra en el hielo demostró que, entre 1912 y 1917, también hubo una serie de erupciones freatomagmáticas en una zona cercana a la bahía de Fumarolas (ORHEIM, 1972).

Pero fue durante los años 1967-70 cuando se tuvo plena constancia del potencial volcánico de la isla. En diciembre de 1967, tras un periodo de actividad sísmica sensible (GONZÁLEZ FERRÁN, 1995), se produjo una erupción freatomagmática en la zona de la bahía Telefon, con dos centros, uno en el mar, que provocó la aparición de un pequeño islote (Figura 1.6), y otro en la costa norte de Puerto Foster (Figura 1.7). La columna de tefra alcanzó 6 km de altura y cubrió la totalidad de las islas Shetland del Sur. En febrero de 1969, la reactivación de una fractura provocó una nueva erupción en la zona de la caleta Péndulo, a tan solo un kilómetro de la base chilena Presidente Aguirre Cerda, en la ladera oeste de Monte Pond. Se generaron lahares y emisiones de piroclastos que destruyeron completamente la base chilena y produjeron graves daños en la base inglesa situada en Bahía Balleneros, cinco kilómetros al sur. En 1970, de nuevo ocurren una serie de erupciones en Bahía Telefon, generando nuevos materiales que



Figura 1.6. Aparición de un cono volcánico en la Bahía Telefon durante las erupciones de 1967 de la isla Decepción (de GONZÁLEZ FERRÁN, 1995).

rellenaron la bahía de manera que el islote de 1967 quedó finalmente unido a la costa.

A partir de este paroxismo, la isla ha estado en relativa calma. NEWHALL & DZURISIN, 1988, basándose en imágenes en las que aparecía una columna eruptiva, le atribuyeron una nueva erupción en julio de 1987, pero no ha sido confirmada por el resto de mediciones geofísicas. En 1992, hubo un incremento espectacular de la actividad sísmica que podría haber resultado en una pequeña erupción que no llegó a alcanzar la superficie (ORTIZ ET AL., 1997). De cualquier modo, existen varios campos de fumarolas, anomalías térmicas, y sobre todo actividad sísmica, que demuestran que la actividad del volcán de la isla Decepción continúa.

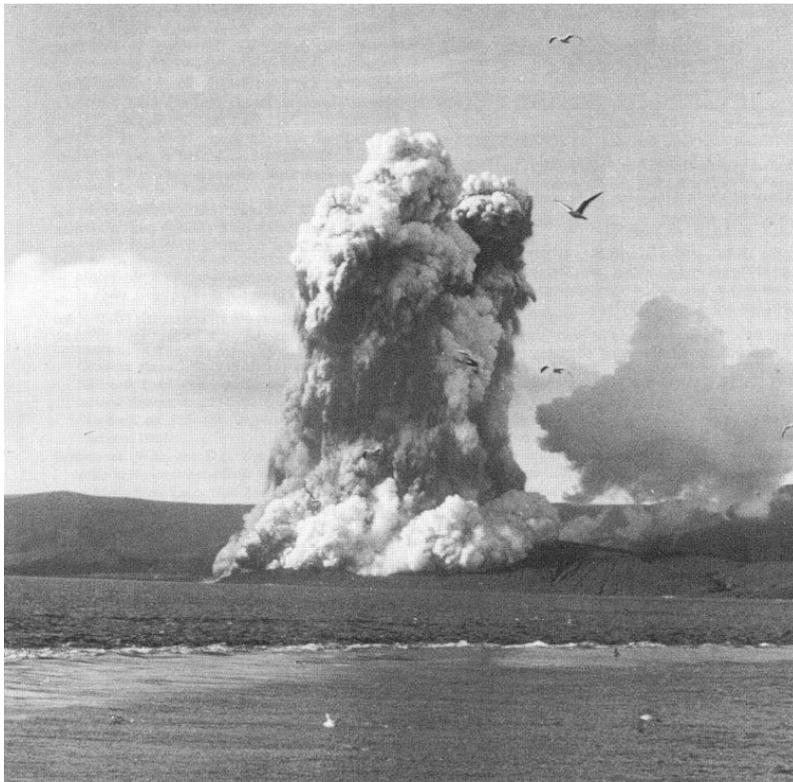


Figura 1.7. Otro momento de las erupciones de 1967 de la isla Decepción (de LEMASURIER & THOMSON, 1990)

Durante los últimos treinta o cuarenta años, numerosos investigadores han dedicado su atención a la isla Decepción, y han desarrollado allí distintos trabajos. Se han realizado estudios geológicos y petrológicos (MARTÍ & BARALDO, 1990; RISSO ET AL., 1994), muestreos de fumarolas y fuentes termales (MARTINI & GIANNINI, 1988), estudios de las anomalías térmicas y el flujo de calor (RAMOS ET

AL., 1990), medidas gravimétricas y de campo magnético (GARCÍA ET AL., 1990; ORTIZ ET AL., 1992; BLANCO, 1997; GARCÍA ET AL., 1997c), medidas de deformación con GPS (BERROCOSO ET AL., 1996), etc.

En particular, la actividad sísmica de la isla Decepción se ha estado monitorizando durante los veranos australes, desde 1986 hasta la actualidad. En las primeras campañas, se caracterizó por la ocurrencia de terremotos alineados a lo largo de las principales fracturas, siguiendo la tectónica regional (VILA ET AL., 1992A), y por la existencia de eventos sísmicos de origen volcánico, sobre todo tremores (VILA ET AL., 1992B). El medio resulta ser altamente atenuativo, estimándose un valor de Q alrededor de 10 (VILA ET AL., 1995). La distribución temporal de los eventos fue, en promedio, bastante estacionaria, con un ritmo de liberación de energía aproximadamente constante (CORREIG ET AL., 1997).

En la campaña 1991-92, tuvo lugar lo que podríamos llamar una crisis sísmica, durante la que llegaron a ocurrir terremotos de magnitud superior a 3, que fueron sentidos (ORTIZ ET AL., 1997). A partir de entonces, se ha observado un cambio en la actividad, que tiende a acumularse en ciertos periodos de tiempo, relacionados con el ciclo estacional y la aportación de agua de deshielo, durante los que se multiplica el número de eventos sísmicos registrados. Además, se ha producido una variación en el carácter de esa actividad, que ha pasado de ser de tipo aparentemente volcano-tectónico a tener claramente un origen volcánico geotermal (ALMENDROS ET AL., 1997). En los años siguientes, se han alternado campañas en las que la actividad sísmica ha sido reducida (1992-93, 1993-94, 1996-97) con otras en las que la isla se ha mostrado más activa (1994-95, 1995-96, 1997-98). Justo antes del comienzo del presente experimento, el número de eventos sísmicos había descendido notablemente. La isla parecía dormida.

2. Diseño del experimento

Aunque en el Capítulo IV se describen detalladamente las campañas llevadas a cabo en la isla Decepción, vamos a hacer un breve resumen de en qué han consistido.

Durante los veranos australes comprendidos entre 1994 y 1997, se han realizado tres campañas con el objetivo de analizar la actividad sísmica de la isla Decepción. Estas campañas continúan los estudios realizados desde 1986 por diversos investigadores (ORTIZ ET AL., 1997). La instrumentación instalada fue similar en las tres campañas, y consistió en una estación de control para monito-

rizar la actividad y visualizarla en tiempo real, y un *array* sísmico para su análisis más profundo (Figura 2.1). Hay que resaltar que es la primera vez que se ha instalado un *array* sísmico en la isla, lo que ha permitido la aplicación de nuevas y potentes técnicas al estudio de la sismicidad que han demostrado ser especialmente adecuadas para la caracterización de la sismicidad volcánica.

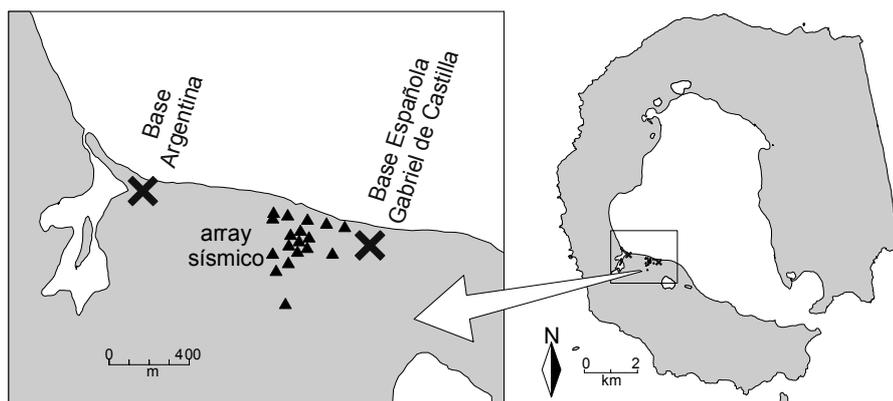


Figura 2.1. Situación del *array* sísmico de la isla Decepción, en las proximidades de la base Gabriel de Castilla.

En la primera campaña (Diciembre de 1994 a Febrero de 1995), se instaló un *array* sísmico compuesto por 10 estaciones verticales de tipo Mark L25B con respuesta extendida y 2 estaciones de tres componentes Mark L4C, en configuración aproximadamente triangular y con apertura del orden de 400 m (Figura 2.2, izquierda). En las siguientes campañas (Diciembre de 1995 a Febrero de 1996 y Diciembre de 1996 a Febrero de 1997), se instaló otra estación de tres componentes Mark L4C, y se añadieron cinco nuevas estaciones verticales Mark L25B (Figura 2.2, derecha) para densificar el interior del *array* y detectar

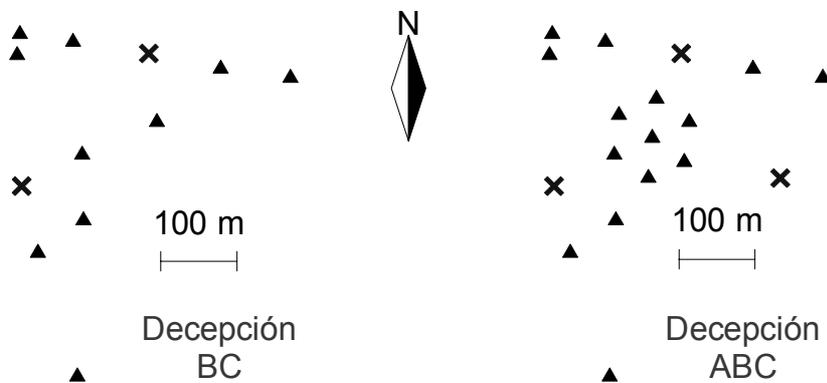


Figura 2.2. Configuración de los *arrays* sísmicos instalados en la isla Decepción durante las campañas 94-95 (izquierda) y 95-96 y 96-97 (derecha).

mejor las ondas de corta longitud de onda. A estas dos configuraciones las hemos llamado BC y ABC, respectivamente.

La estación de control utilizaba un sensor vertical Mark L4C, situado en una zona cercana a la base Gabriel de Castilla, a unos 300 m en la dirección del Lago Cráter. El registro era continuo, analógico en la primera campaña (sobre papel térmico) y digital en las dos siguientes. Además, en la primera campaña se instaló un sensor de banda ancha Guralp CMG3T, para caracterizar el contenido espectral de los eventos registrados y analizar el campo de ruido existente.

3. Descripción de los datos y clasificación

El registro sísmico en un paraje tan remoto como la isla Decepción tiene ciertos inconvenientes, sobre todo logísticos, pero sin embargo, desde un punto de vista estrictamente geofísico, presenta muchas ventajas. Una de ellas es que el nivel de ruido cultural es muy reducido. El ruido de fondo, en ocasiones muy intenso, se debe fundamentalmente a la interacción con el mar, aunque afortunadamente sólo es importante a frecuencias por debajo de 1 Hz. En altas frecuencias, las fuentes de ruido son sobre todo el viento y, ocasionalmente, la actividad humana. Como se trata de un medio muy atenuativo, los efectos son locales y no afectan al *array* como tal. En la banda de frecuencia en la que tienen un contenido relevante los eventos sísmicos registrados (1-10 Hz), la relación señal-ruido suele ser buena y se han obtenido registros de alta calidad, como se verá más adelante.

El proceso de identificación de las señales comienza con la selección de los datos durante el trabajo de campo. Como criterio, establecemos que un registro contiene una señal de interés para el análisis cuando:

- Existe un intervalo de ruido de menor amplitud y distinta frecuencia como pre-evento. Debido a las limitaciones del programa de adquisición, los registros duran como máximo 150 s, con lo cual podríamos registrar tan solo una porción central de tremor que no reconociéramos como señal según el criterio anterior por no apreciarse variaciones de amplitud o frecuencia. En tal caso, consideramos que el registro es una señal si su amplitud es lo suficientemente grande como para que pudiera tratarse de un tremor.
- Se ha detectado al menos en dos de los módulos del *array*. Ello nos ahorra trabajo inútil ya que, por una parte, una señal que sólo se registre en un

módulo generalmente no tiene buena relación señal-ruido, y, por otra, la localización que se obtendría mediante el análisis de *array* sería muy pobre.

➤ Puede descartarse cualquier origen artificial conocido (transitorios espúreos en el sistema, paso de helicópteros o de la moto, animales, pisadas, viento, etc).

Cualquier registro que no cumpla las tres condiciones anteriores es descartado. El resto forman un conjunto de datos que contiene varios miles de eventos sísmicos. La distribución temporal es bastante irregular, acumulándose la actividad durante ciertos periodos de tiempo y quedando la isla en calma durante otros (Figura 3.1). Las dos primeras campañas resultaron tremendamente activas (IBÁÑEZ ET AL., 1995; GARCÍA ET AL., 1996A), mientras que en la tercera apenas se registró un centenar de terremotos (GARCÍA ET AL., 1997A). Aunque no se va a analizar en esta tesis, la actividad durante la campaña antártica 97-98 fue de nuevo muy elevada, similar a la de las dos primeras citadas (R. ABELLA, COMUNICACIÓN PERSONAL). Es remarcable la similitud entre la distribución temporal de los periodos de actividad a lo largo de cada campaña. Por ejemplo, durante

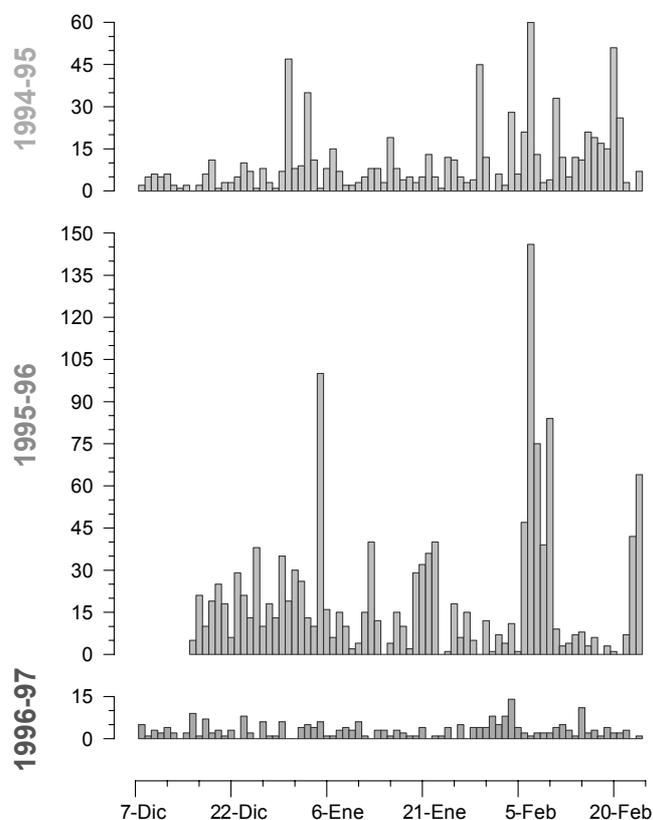


Figura 3.1. Número diario de eventos registrados por el *array* sísmico de la isla Decepción durante las tres campañas.

el mes de diciembre la actividad es moderada; a finales de año y principios de enero la actividad se dispara; a principios de febrero se da el mayor número de eventos sísmicos. Por tanto, nos inclinamos a pensar que la actividad está relacionada con algún parámetro estacional, lo que será discutido más adelante cuando tratemos de establecer un modelo de fuente.

Para agrupar los eventos, hemos seguido en parte la clasificación de LAHR ET AL., 1994, de la sismicidad volcánica (ver el Capítulo II para una descripción más completa). Nuestra clasificación no es rígida, sino gradual, ya que hay eventos con propiedades intermedias que podrían pertenecer a varios grupos. Está basada en el análisis visual del sismograma, que tiene en cuenta la duración de la señal, su forma de onda y su carácter más o menos monocromático. Distinguimos los siguientes grupos (ver sismogramas en las Figuras 4.1 a 4.4):

- **Terremotos tectónicos:** caracterizados por la llegada de fases P y S más o menos impulsivas, seguidas por una coda en la que la amplitud decae exponencialmente. No son monocromáticos, sino que contienen energía en un rango amplio de frecuencia. Dependiendo de la distancia a que se encuentren, es decir, del intervalo S-P, podemos distinguir entre terremotos locales (S-P menor de 3 s) y regionales (S-P mayor de 3 s). El hecho de contar con estaciones de tres componentes facilita la identificación de la onda S y por tanto su distinción de otros tipos de terremotos en cuyos mecanismos no aparecen ondas de cizalla.
- **Eventos de largo periodo:** tienen una envolvente en forma de huso, de comienzo emergente, y una duración en torno a los 15 s. No se observan fases claras, y son bastante monocromáticos.
- **Eventos híbridos:** tienen una llegada inicial en altas frecuencias a la que le sigue una señal casi monocromática, más duradera, de baja frecuencia y amplitud comparable a la llegada inicial. La duración total suele estar entre 20 y 30 s.
- **Tremores volcánicos:** se caracterizan sobre todo por una duración muy larga (entre unos minutos y varias horas), durante la que la amplitud de la señal se mantiene siempre por encima del nivel del ruido.

4. Análisis espectral

Los terremotos más característicos ocurridos en la isla durante las tres campañas han sido los de origen volcánico. La sismicidad volcánica se caracteri-

zan por tener un contenido espectral limitado a estrechas bandas de frecuencia, debido a que en su origen intervienen resonancias e interacciones con fases fluidas (CHOUET, 1996). Por el contrario, los terremotos de origen tectónico tienen espectros que contienen energía en una banda más ancha de frecuencia.

A continuación vamos a describir las características espectrales de las principales familias de eventos registrados, distinguiendo entre eventos simples (aquellos eventos sísmicos con duraciones por debajo de un minuto, que se pueden distinguir aisladamente en el sismograma) y tremores (que tienen una duración muy larga, y una amplitud que se mantiene siempre por encima del nivel del ruido).

4.1. Eventos simples

4.1.1. Terremotos tectónicos

Se han registrado varios terremotos tectónicos regionales, tanto superficiales como profundos (IBÁÑEZ ET AL., 1997), y también locales, que se pueden considerar de tipo volcano-tectónico. La Figura 4.1 muestra ejemplos de estas tres clases, junto con un espectrograma que describe la evolución del contenido espectral con el tiempo. El espectro de los terremotos tiene un ancho de banda considerable, y se extiende hasta altas frecuencias, lo que demuestra que no se han originado por mecanismos de resonancia. En este caso, se trata de mecanismos de cizalla.

4.1.2. Eventos de largo periodo

Los eventos de largo periodo tienen un contenido espectral casi monocromático, a baja frecuencia, aunque algunos muestran una llegada inicial en altas frecuencias de escasa energía. Dependiendo de la banda de frecuencia en la que aparece el pico principal, los hemos clasificado en varios grupos: LP1 (1-2 Hz), LP2 (2-3 Hz), y LP3 (por encima de 3 Hz). La Figura 4.2 muestra un ejemplo de cada uno de ellos. Los LP1 suelen tener larga duración (más de 30 s), mientras que los LP2 son más cortos (10-20 s). Ambos se producen normalmente en enjambres, a un ritmo de hasta cien eventos por hora, o incluso superponiéndose unos a otros para dar lugar a un tremor continuo. Se trata del tipo de terremoto más común en la isla. Los que hemos llamado LP3, sin embargo, son poco numerosos y suelen ocurrir de manera aislada.

4.1.3. Eventos híbridos

Los eventos híbridos tienen un contenido espectral mixto. La llegada inicial se produce en altas frecuencias (4-8 Hz), y puede o bien ser breve e impulsiva (tipo HY) o bien tener mayor duración y comienzo emergente (tipo HT). A esta primera llegada le sigue una señal casi monocromática, más duradera, de baja frecuencia, normalmente entre 1 y 3 Hz (Figura 4.3). Los híbridos de tipo HY suelen ocurrir de manera independiente, sin relación con ningún otro evento y sin acumularse en el tiempo, mientras que los HT se producen siempre en grupos y durante episodios de tremor volcánico.

Esta clasificación atiende fundamentalmente a su aspecto y al contenido espectral, por lo cual no coincide con otras clasificaciones en las que se tiene en cuenta sobre todo que el mecanismo de la fuente incluya una componente volcano-tectónica además de la excitación de los fluidos volcánicos propia de los eventos de largo periodo (CHOUET, 1996).

4.2. Tremor volcánico

Como se explicó en el Capítulo IV, el algoritmo de detección utilizado por las estaciones del *array* sólo permite el registro de 150 s consecutivos. Por tanto, mientras ocurrían episodios de tremor volcánico, se iban registrando porciones sucesivas con esa duración. Sólo en la estación de registro continuo se veía claramente que el tremor se prolongaba por espacio de varias horas.

Hemos registrado al menos tres clases de tremores en la isla Decepción. La primera corresponde a un tremor de largo periodo (TL). Su espectro es monocromático, a frecuencias en torno a 2 Hz (Figura 4.4c). La segunda es un tremor espasmódico que llamaremos TR. Su contenido espectral no es estrictamente monocromático sino que contiene energía en varias bandas (Figura 4.4b), fundamentalmente una en bajas frecuencias (1-3 Hz) y otra en altas (4-8 Hz), las mismas que los híbridos. La amplitud de la señal durante el tremor, aunque siempre permanece por encima del nivel del ruido, no es constante sino que se producen variaciones repentinas. Estos tremores se dan en crisis de horas o días, mezclados con híbridos o eventos de largo periodo. Además de estos dos tipos dominantes, se produjeron algunos tremores armónicos (TH), cuyo espectro contiene energía prácticamente a una única frecuencia muy fija, alrededor de 4 Hz (Figura 4.4a). Puede verse la presencia de al menos un sobretono, lo que indica que su origen interviene algún tipo de resonancia.

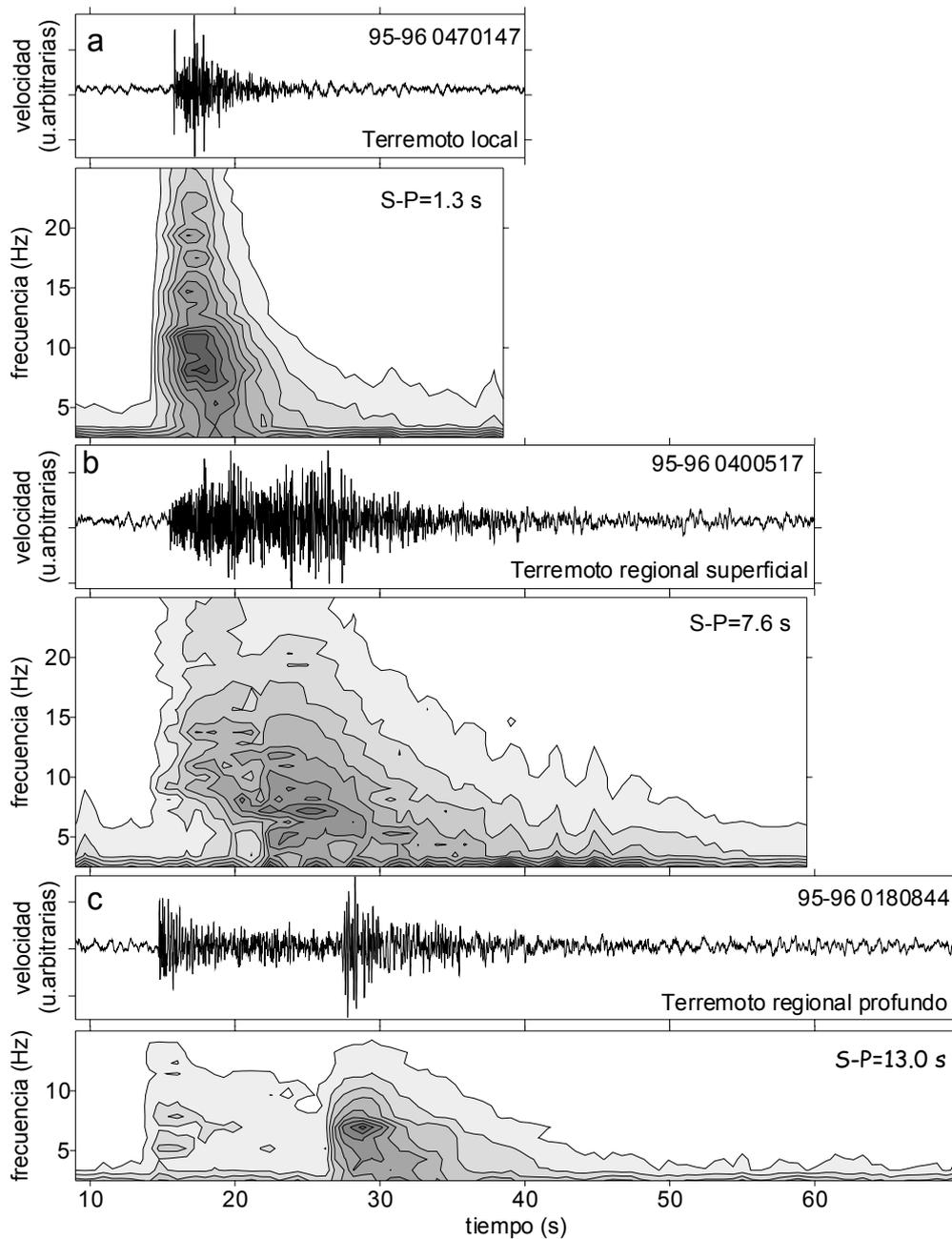


Figura 4.1. Sismogramas de componente vertical y espectrogramas promedio correspondientes para un terremoto local (a) y dos regionales (b y c). Posteriormente se demostrará que (b) es un terremoto superficial, mientras que (c) es profundo.

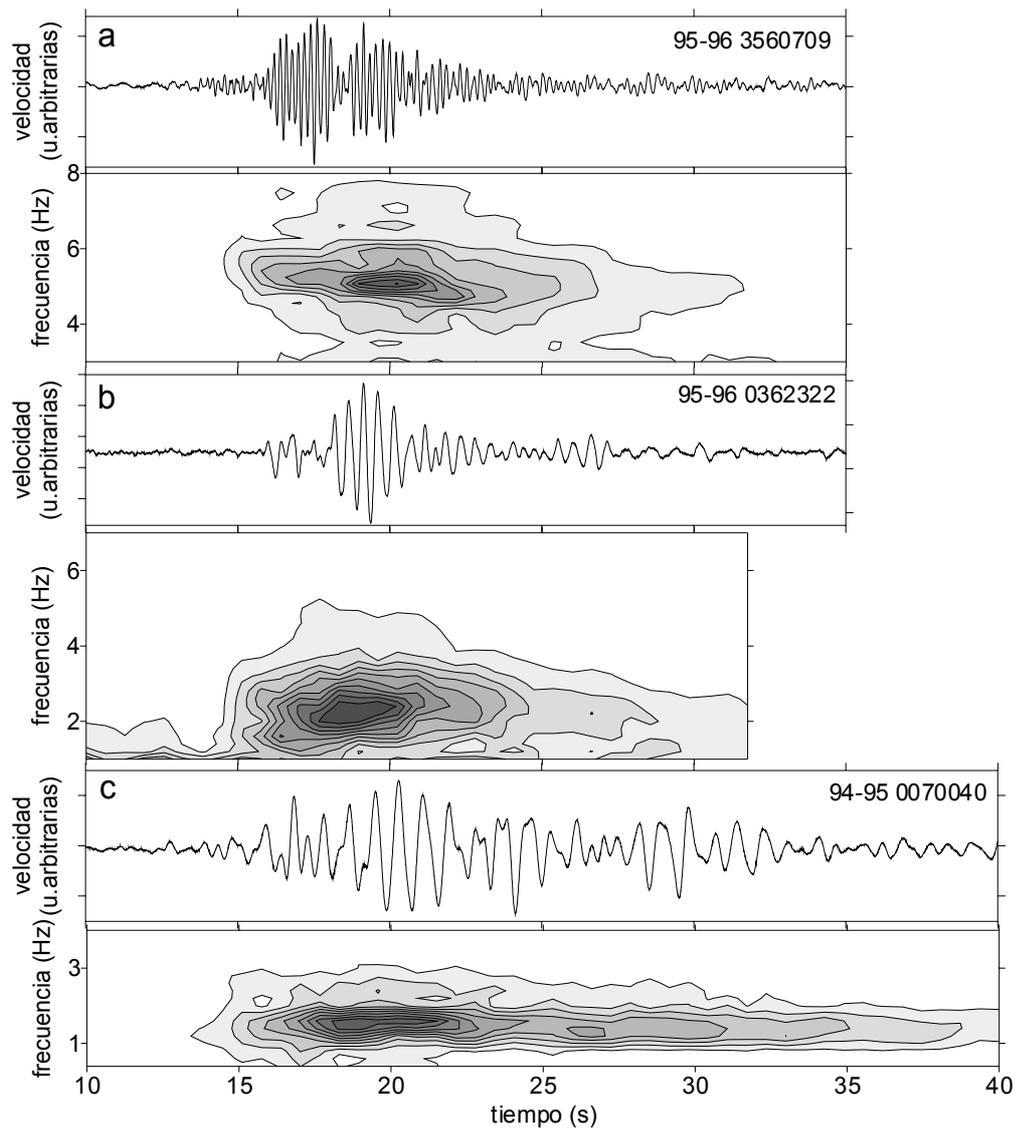


Figura 4.2. Sismogramas de componente vertical de tres eventos de larga frecuencia de los tipos LP3 (a), LP2 (b) y LP1 (c), y espectrogramas promedio correspondientes. Obsérvese que el contenido espectral se reduce a una estrecha banda de frecuencia.

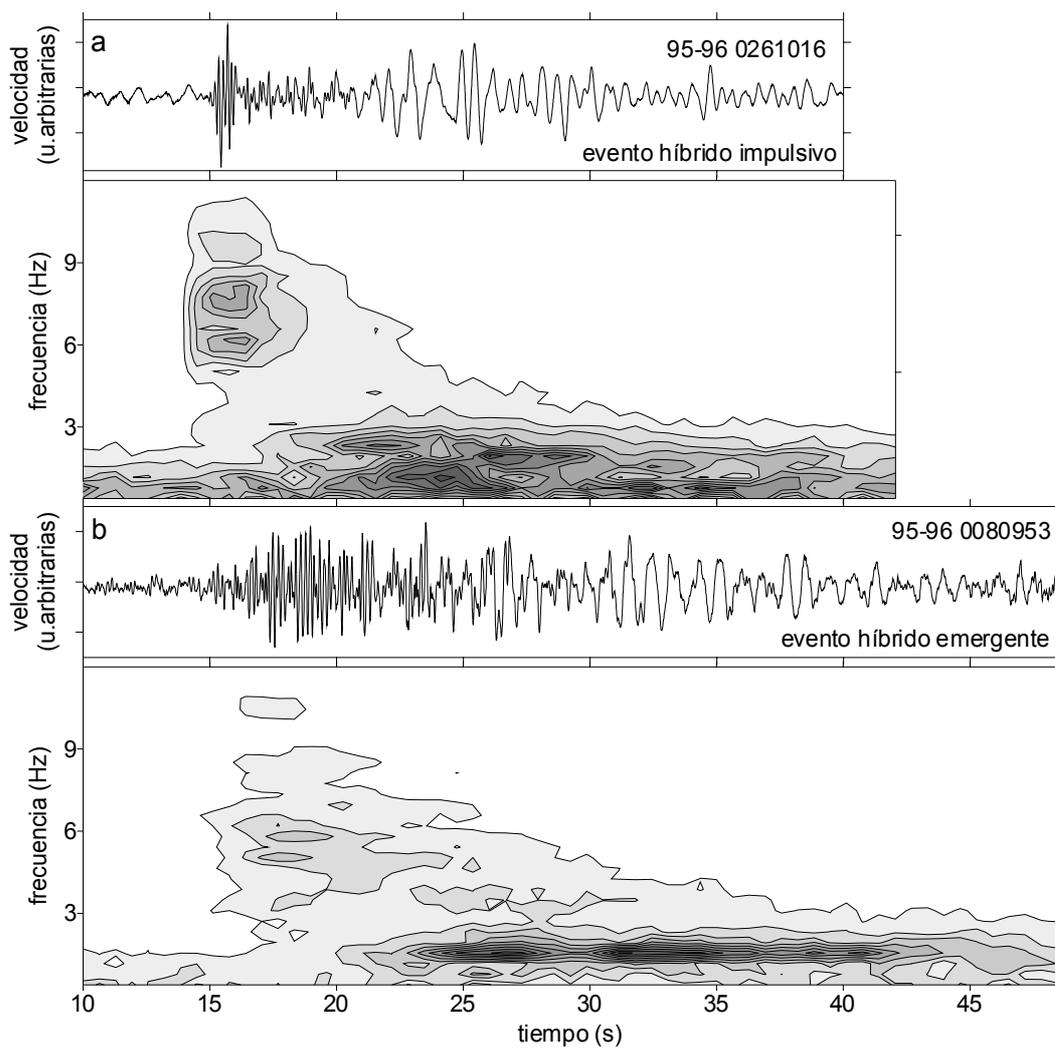


Figura 4.3. Sismogramas de componente vertical y espectrogramas promedio correspondientes para dos eventos híbridos de tipos HY (a) y HT (b). La llegada inicial de alta frecuencia queda perfectamente reflejada en los espectrogramas.

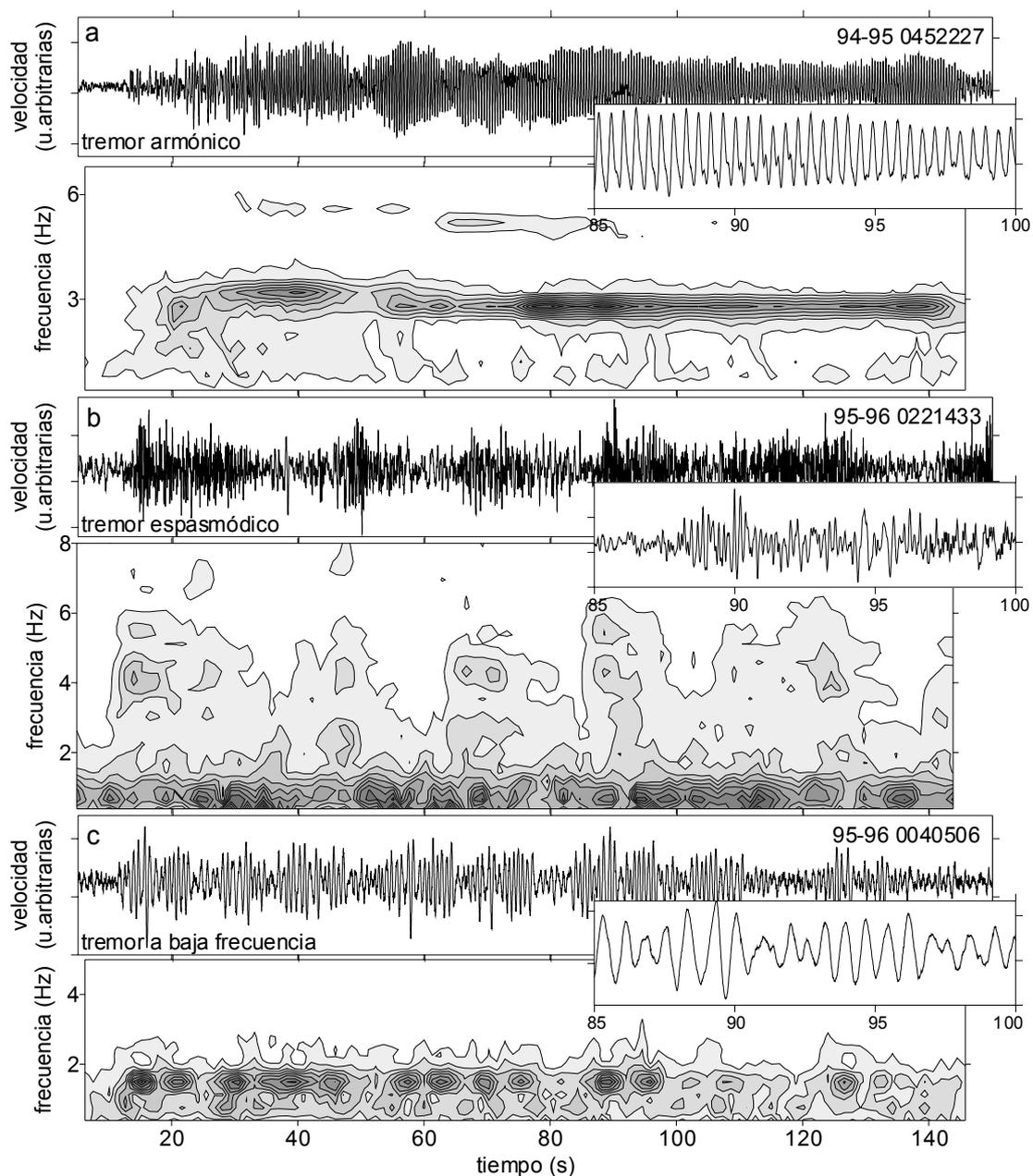


Figura 4.4. Sismogramas de componente vertical y espectrogramas promedio correspondientes para tremores volcánicos de los tipos armónico (a), espasmódico (b) y de baja frecuencia (c).

5. Algunos periodos de actividad intensa

La actividad sísmica de la isla Decepción ha sido muy notable durante las tres campañas de observación analizadas, sobre todo en las dos primeras. La distribución temporal de la sismicidad, como se comentó en el Apartado 3, no es homogénea. La actividad sismo-volcánica ha ocurrido sobre todo concentrada en intensos periodos de actividad más o menos duraderos, en forma de enjambres de eventos simples, de episodios de tremor volcánico, o lo más común, una mezcla de ambos. La forma de onda de los eventos se repite reiteradamente a lo largo de las series, lo cual sugiere que la fuente es prácticamente la misma. La distinción entre tremores y eventos simples solapados no es clara, ya que a veces los últimos ocurren tan seguidos que no hay manera de separar sobre el sismograma el final de uno y el comienzo del siguiente.

Casi todos los eventos sísmicos descritos pueden aparecer tanto aislados como en forma de enjambre o durante un paroxismo de tremor. Los eventos de largo periodo LP1 están asociados con tremores de baja frecuencia TL, y ambos aparecen mezclados durante varias crisis sísmicas en las dos primeras campañas. Igualmente, los híbridos HT se relacionan con los tremores espasmódicos TR. En el Apartado 8 se discutirá detenidamente acerca de estas relaciones, que ahora planteamos simplemente a partir del análisis temporal de la ocurrencia de los terremotos. Los eventos LP2 ocurren en enjambres, a veces sobre un tremor de fondo de pequeña amplitud. Nunca se ha registrado un enjambre de eventos híbridos HY, sino que ocurren de manera aislada e independiente.

A continuación vamos a describir algunos de los periodos de actividad más intensos que tuvieron lugar durante las tres campañas de registro sísmico en la isla Decepción. De los siete periodos expuestos, cinco pertenecen a la campaña 95-96, que en este sentido ha sido la más interesante, aunque también se muestra un enjambre de cada una de las otras campañas. El objetivo que perseguimos con esta descripción es estudiar la evolución temporal de las series, tanto en número y características de los eventos sísmicos registrados como en lo concerniente a la estabilidad de las frecuencias a las que se producen los picos espectrales. El primer aspecto está relacionado con fluctuaciones en el aporte de energía, mientras que la variación de la frecuencia central de los eventos sismo-volcánicos puede ser indicio de que se están produciendo cambios importantes en la geometría del sistema que produce la resonancia.

5.1. 5-7 de febrero de 1995: enjambre de eventos de largo periodo

En el periodo del 5 al 7 de febrero de 1995 se registró una actividad sísmica relevante. Durante las primeras horas del día 5 hubo un incremento paulatino de la actividad, que desembocó a partir de las 16 horas en una serie de eventos de largo periodo. En la Figura 5.1a vemos un ejemplo de los eventos registrados, generalmente de tipo LP2. Se producían a un ritmo moderado, inferior a diez eventos cada hora. Durante el día 6, esos eventos fueron ocurriendo cada vez más seguidos, hasta que a partir de las 3 horas del día 6 dieron lugar a tremores continuos de baja frecuencia (Figura 5.1b). La serie fue perdiendo intensidad, hasta finalizar durante la mañana del día 7. A lo largo de estas 48 horas, se registraron un total de 94 eventos sísmicos.

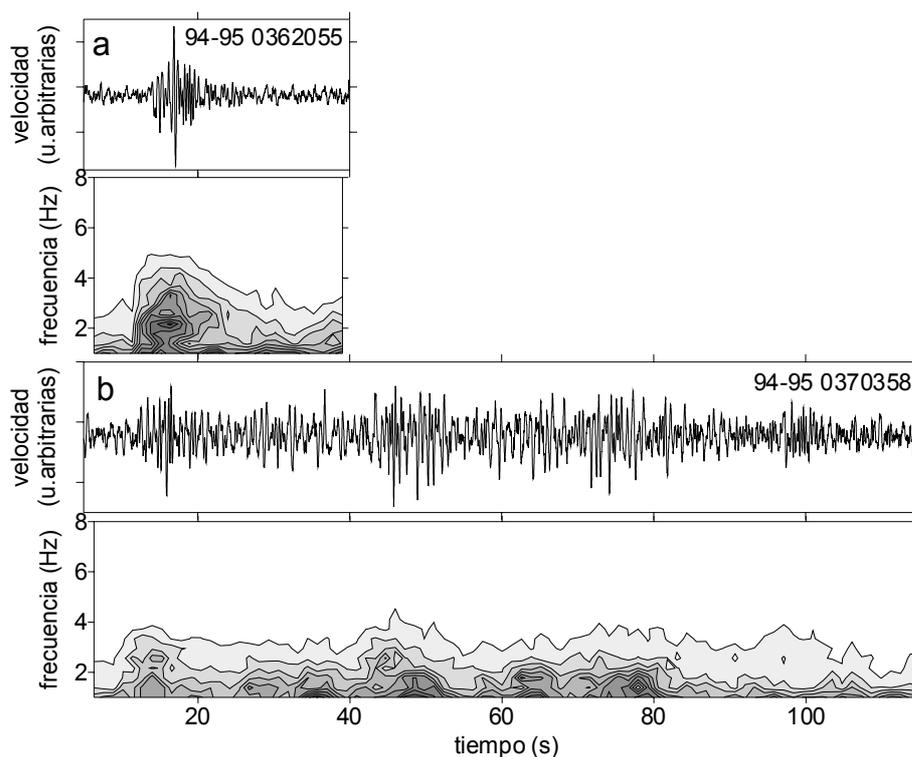


Figura 5.1. Sismogramas de componente vertical y espectrogramas promedio correspondientes para un evento de largo periodo (a) y un tremor volcánico (b) registrados durante el periodo de actividad del 5 al 7 de febrero de 1995.

5.2. Finales de diciembre de 1995: actividad sísmica moderada

A finales del mes de diciembre de 1995, hubo un periodo de actividad moderada, pero continua, que se concretó en la ocurrencia de dos enjambres más intensos ocurridos los días 25 y 29 de diciembre. El día de Navidad de 1995 tuvo lugar un periodo de actividad que comenzó hacia las cuatro de la madrugada y duró unas seis horas. Durante este tiempo, se produjeron 38 disparos que registraron sobre todo eventos de largo periodo y tremores (Figura 5.2). El día 28 se produjo un incremento suave de la actividad, que continuó durante el día 29 con unas doce horas de actividad mixta, en la que registramos la presencia de eventos de largo periodo, eventos híbridos y tremores (Figura 5.3). En total se registraron 35 eventos sísmicos.

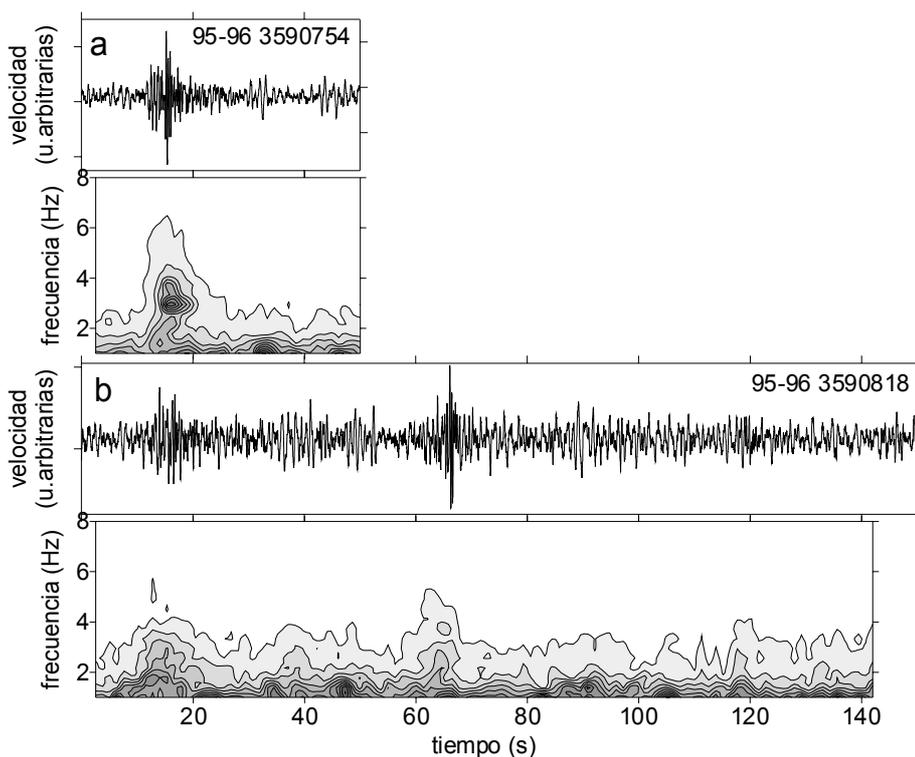


Figura 5.2. Sismogramas de componente vertical y espectrogramas promedio correspondientes para un evento de largo periodo (a) y un tremor (b), registrados durante el periodo de actividad del 25 de diciembre de 1995.

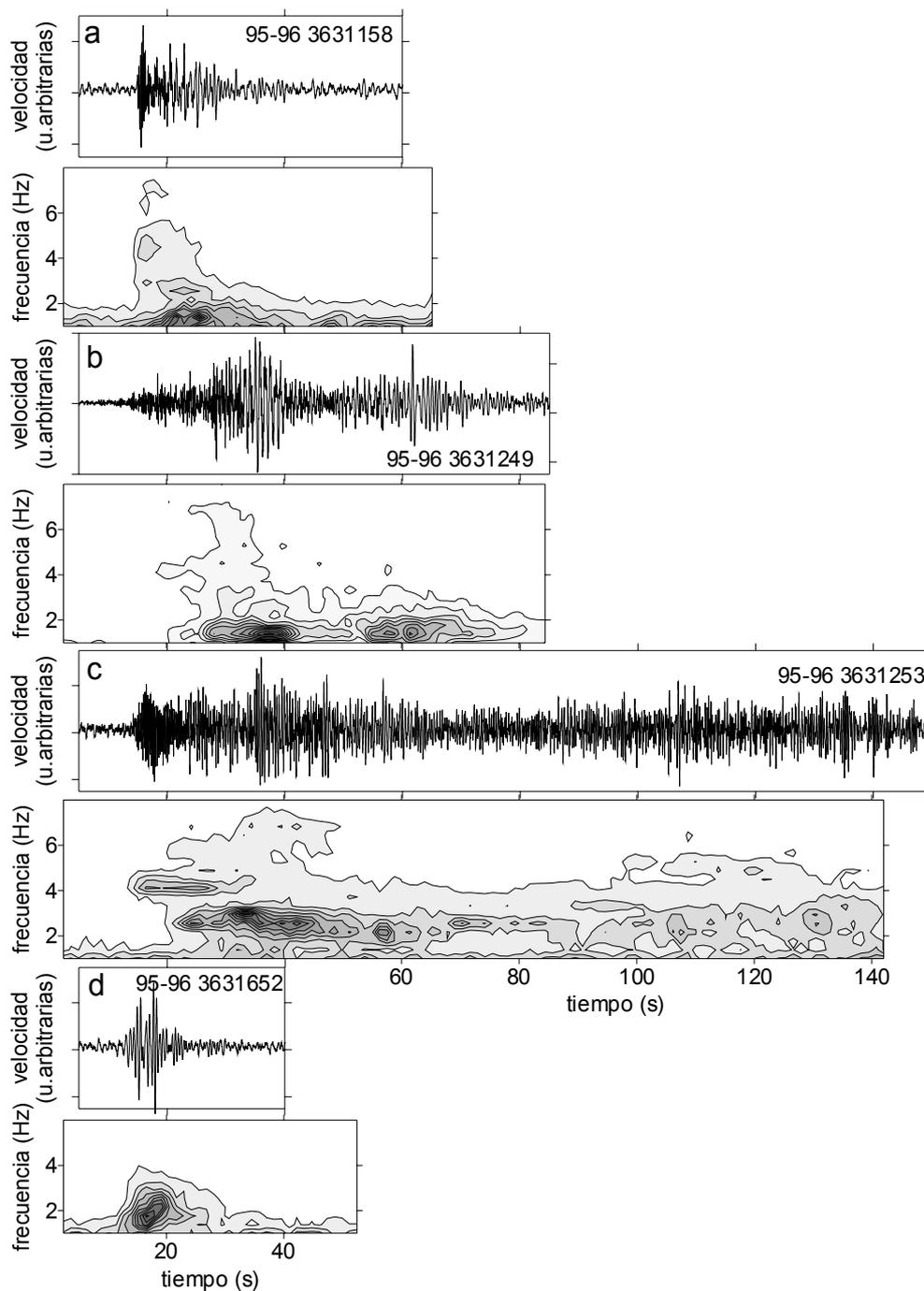


Figura 5.3. Sismogramas de componente vertical y espectrogramas correspondientes para un evento híbrido HY (a), otro HT (b), un tremor (c) y un evento de largo periodo (d), registrados durante el periodo de actividad del 29 de diciembre de 1995.

5.3. 4 de enero de 1996: tremores de baja frecuencia

En las primeras horas del día, se comenzaron a detectar pequeños sismos. A partir de las cuatro de la madrugada, aumentaron en frecuencia de ocurrencia y en amplitud de la señal, llegando a producirse hasta 15 eventos por hora. Durante algo más de doce horas, la actividad fue muy intensa (Figura 5.4), registrándose en total un centenar de disparos en el sistema. Se trataba de una sucesión ininterrumpida de eventos de largo periodo, algunos de los cuales se podían distinguir aisladamente en el sismograma, que dio lugar a un tremor de baja frecuencia. La forma de los paquetes de onda se repite reiteradamente a lo largo del tiempo, lo cual sugiere que están generados por una fuente común. El nivel de actividad disminuyó poco a poco a lo largo de la tarde.

La Figura 5.5 muestra el espectrograma promedio de varias porciones características de tremor de baja frecuencia ocurrido durante este periodo. Puede verse que casi todo el contenido energético se encuentra restringido a la banda de frecuencia entre 1 y 2 Hz. Aparece en forma de paquetes de ondas ahusados, que en a veces están aislados y pueden distinguirse como eventos de

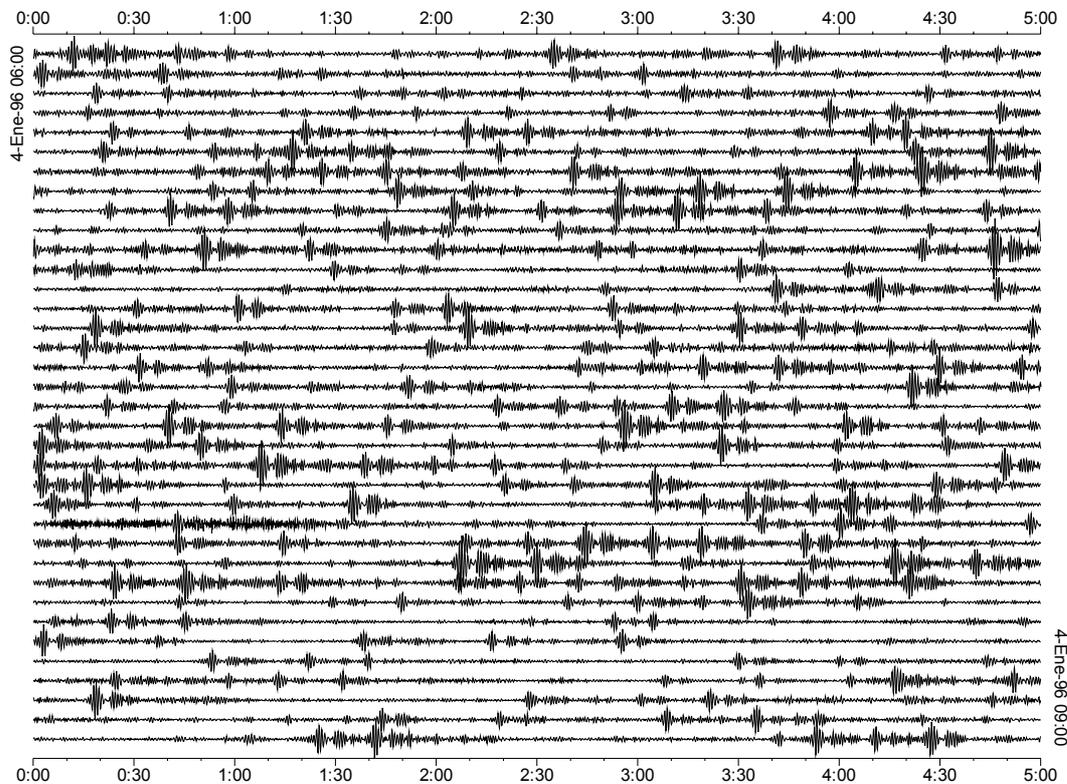


Figura 5.4. Tres horas de registro continuo durante el periodo de actividad que tuvo lugar el 4 de enero de 1995.

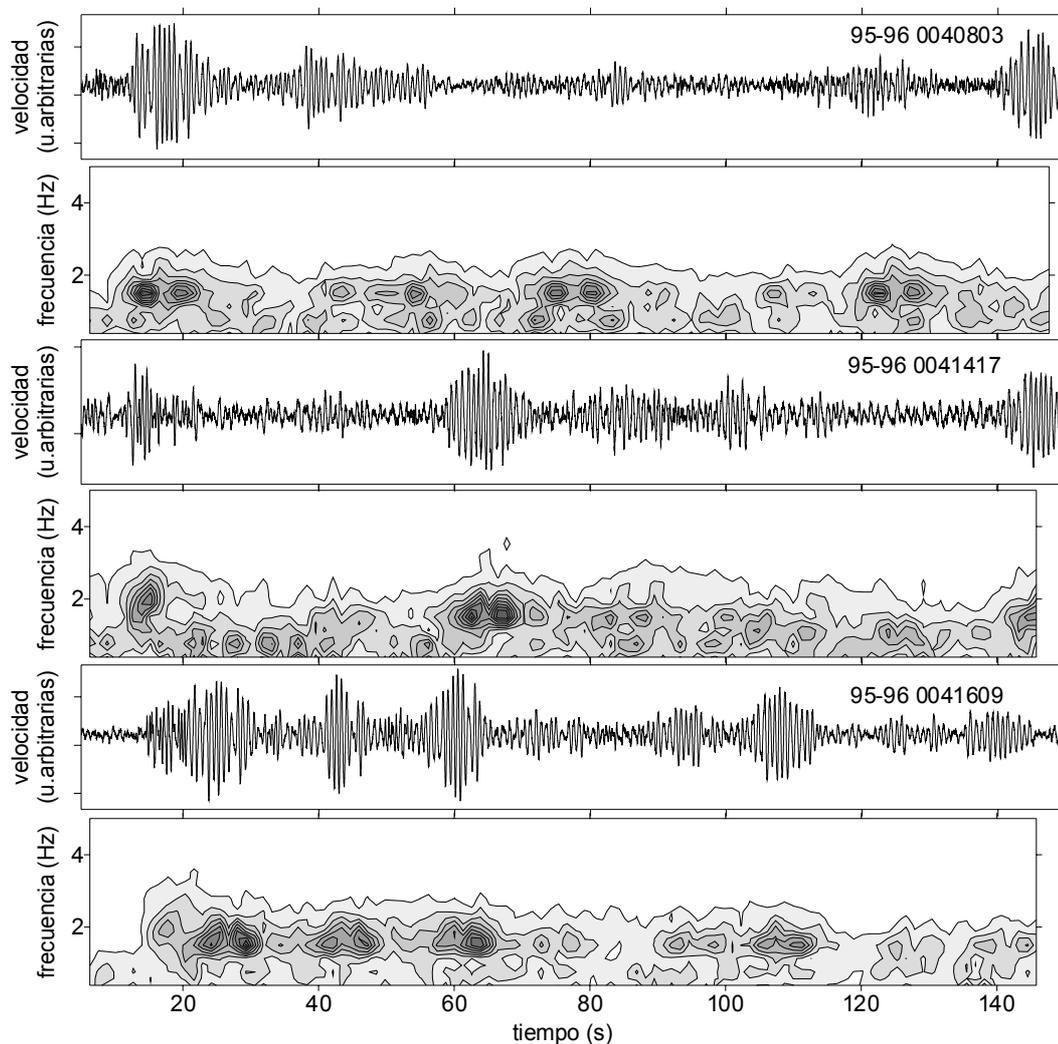


Figura 5.5. Porciones de tremor registradas durante el periodo de actividad ocurrido el 4 de enero de 1996, junto con los correspondientes espectrogramas promedio.

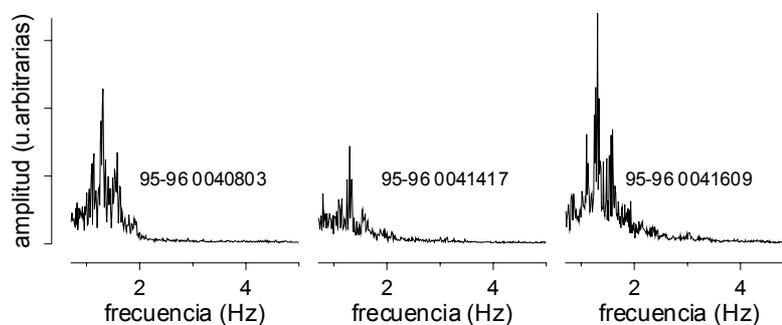


Figura 5.6. Amplitud espectral de las porciones de tremor de la Figura 5.5. Obsérvese la constancia del pico espectral a 1.3 Hz durante toda la serie.

largo periodo, y otras veces están solapados unos con otros dando origen a un tremor continuo. La frecuencia del pico espectral es estable durante todo el periodo (Figura 5.6), y está presente incluso en el fondo que hay entre un paquete de ondas y el siguiente.

5.4. 19-22 de enero de 1996: tremores espasmódicos

Durante estas fechas, se produjo un episodio de tremor volcánico de tipo TR, de amplitud variable y contenido espectral mixto, incluyendo un fondo continuo en bajas frecuencias y una contribución importante pero esporádica en altas frecuencias (Figura 5.7). El comienzo de la serie fue brusco, a partir del mediodía del 19 de enero. Salvo pausas de unas pocas horas, continuó de manera ininterrumpida durante cuatro días, registrándose una media de 35 eventos al día. A partir de las tres de la tarde del día 22, la actividad se empieza a debilitar, hasta el punto de que en los dos días siguientes no se registró prácticamente ningún evento sísmico.

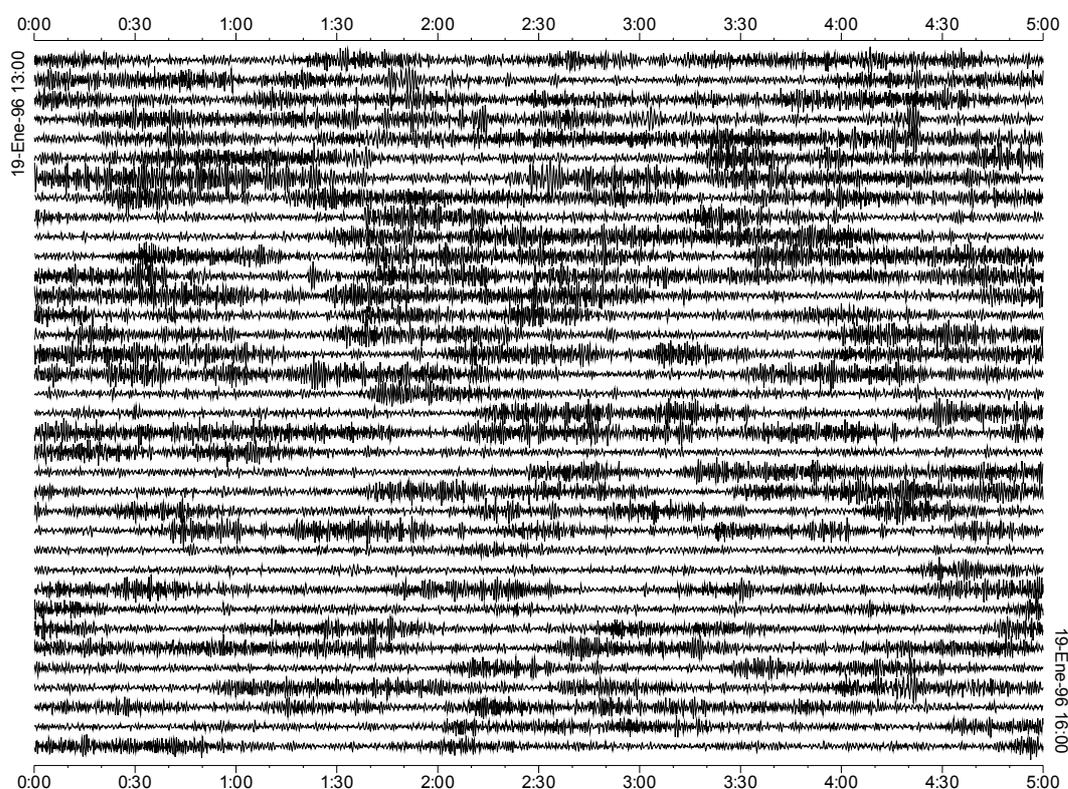


Figura 5.7. Tres horas de registro continuo de los tremores volcánicos ocurridos durante el periodo de actividad del 19 de enero de 1996.

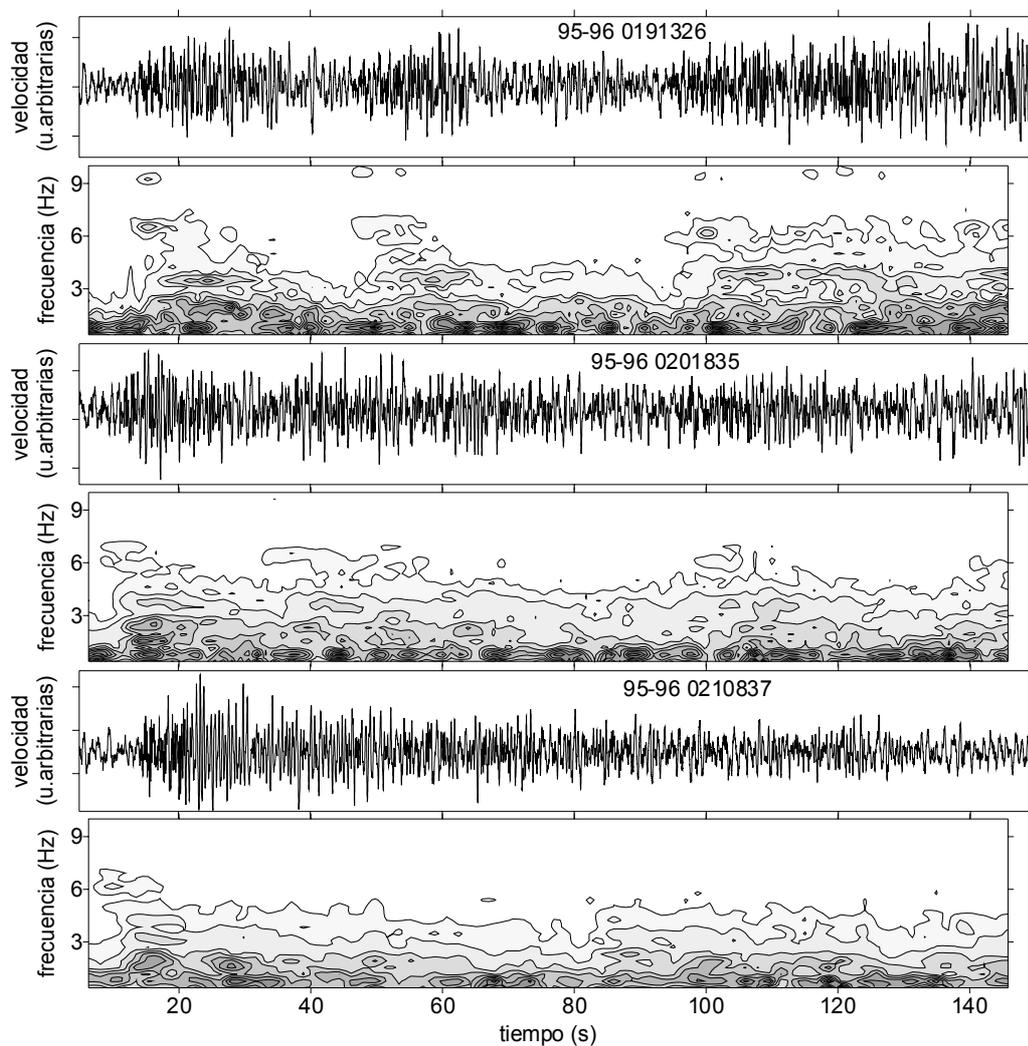


Figura 5.8. Trazas verticales y espectrogramas promedio de algunos de los tremores registrados durante el periodo de actividad de los días 19-22 de enero de 1996.

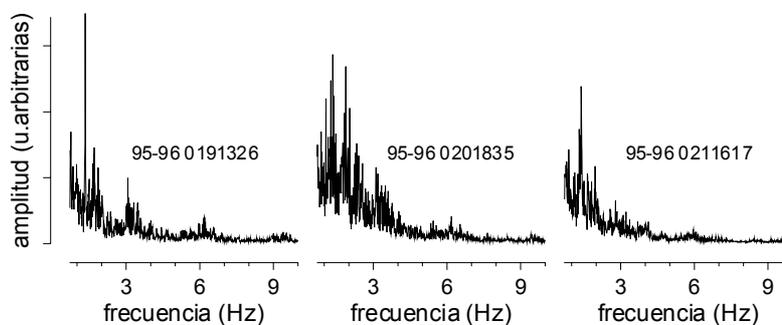


Figura 5.9. Amplitud espectral correspondiente a las porciones de tremor que aparecen en la Figura 5.8.

Aunque el pico espectral a bajas frecuencias se mantiene estable durante los cuatro días de actividad, las llegadas en altas frecuencias aparecen cada vez más espaciadas y van perdiendo importancia conforme pasa el tiempo (Figuras 5.8, 5.9). Entre los tremores, se produjeron eventos de tipo HT, híbridos de comienzo emergente y una forma de onda parecida a la del tremor, pero de menor duración. En ocasiones es fácil distinguirlos (Figura 5.10), pero cuando ocurren demasiado seguidos acaban por solaparse y formar un tremor continuo.

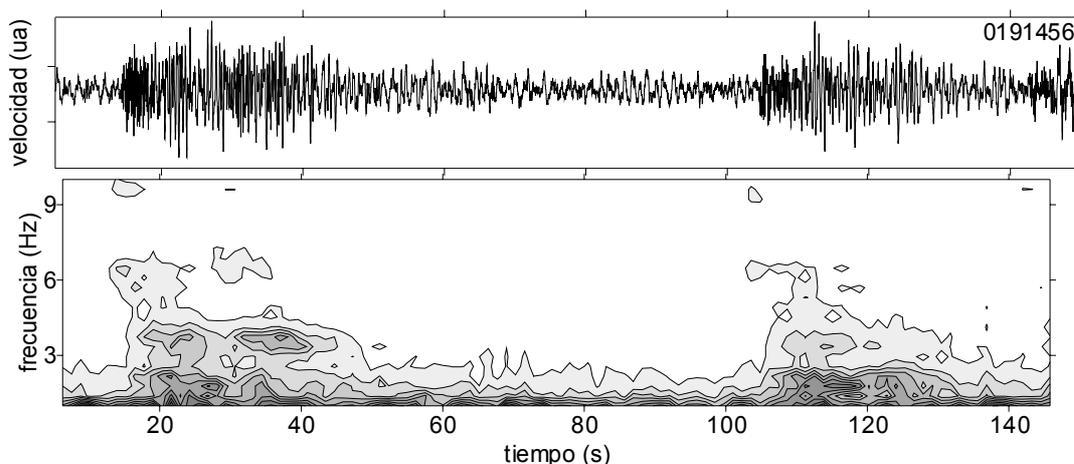


Figura 5.10. Sismograma de componente vertical y espectrograma promedio de una traza que contiene dos eventos híbridos HT que ocurren separados en el tiempo.

5.5. 5-9 de febrero de 1996: enjambre de eventos de largo periodo

Desde el final de la serie del 19 al 22 de enero, la actividad sísmica registrada había sido moderada, alcanzándose tan sólo un máximo de 18 eventos el día 25. Sin embargo, a partir del 5 de febrero, y hasta el día 9, se dio un incremento espectacular de la actividad. En esos cinco días tuvo lugar un intenso enjambre, llegándose a registrar en total unos 400 eventos sísmicos, casi todos los cuales son eventos de largo periodo. El comienzo de la serie fue brusco, a partir de las cinco de la madrugada del día 5 de febrero. La frecuencia de los eventos se fue incrementando, llegando a ocurrir hasta un disparo cada dos o tres minutos.

Ese es el tiempo mínimo en el que el sistema se recupera, una vez que se ha producido un disparo, mientras almacena el evento y vuelve a sincronizar con el GPS. De hecho, si miramos al registro continuo (Figura 5.11), vemos que se llegaron a producir hasta cien eventos por hora. Durante los periodos más intensos,

existió además un tremor continuo de fondo. El final de la serie, en las primeras horas del día 10, fue también brusco. La calma volvió a la isla, de manera que en los diez días siguientes tan sólo se produjeron unos pocos eventos, en total menos de cuarenta.

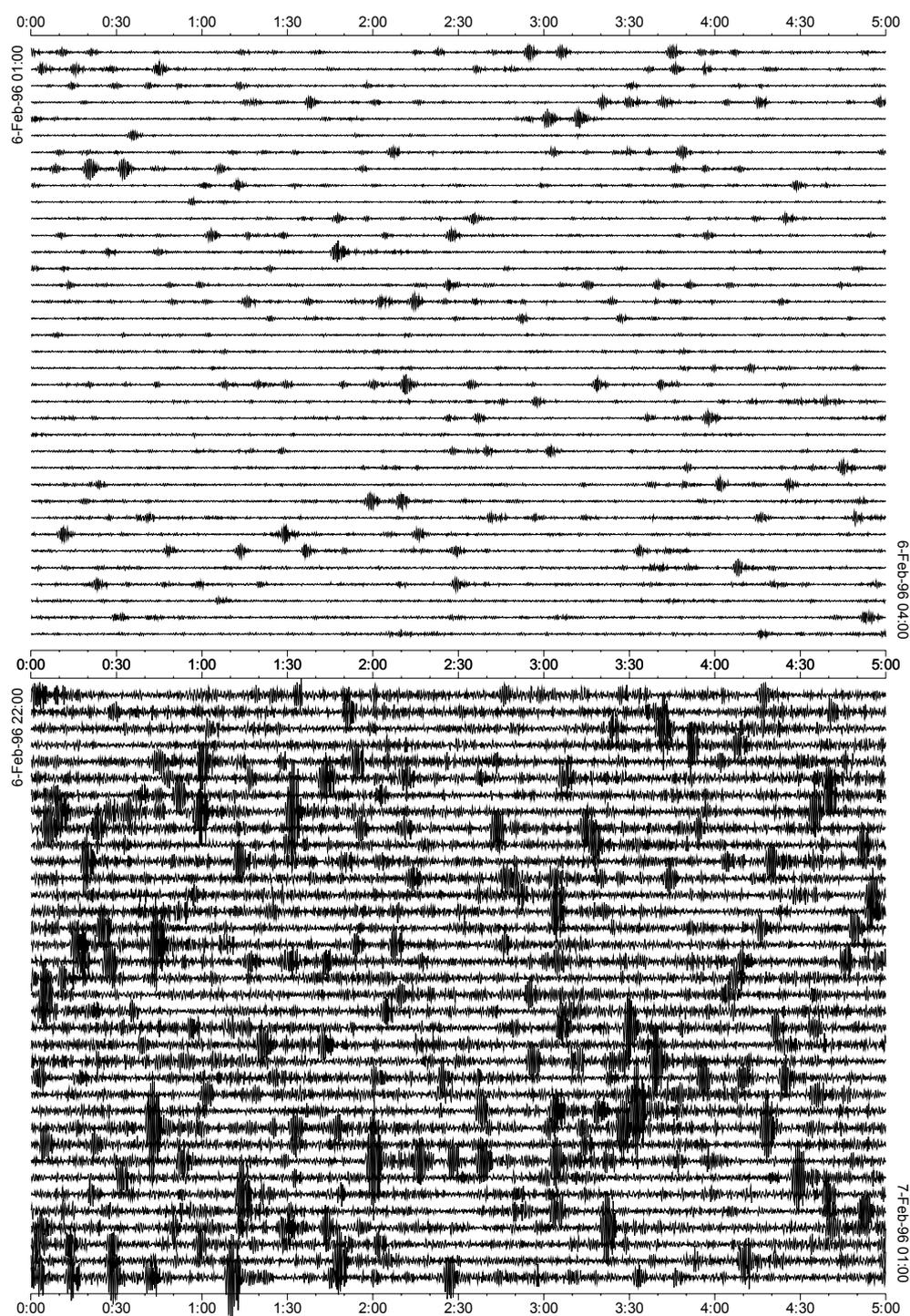


Figura 5.11. Ejemplos de registro continuo durante el enjambre de eventos de largo periodo ocurrido del 5 al 9 de febrero de 1996.

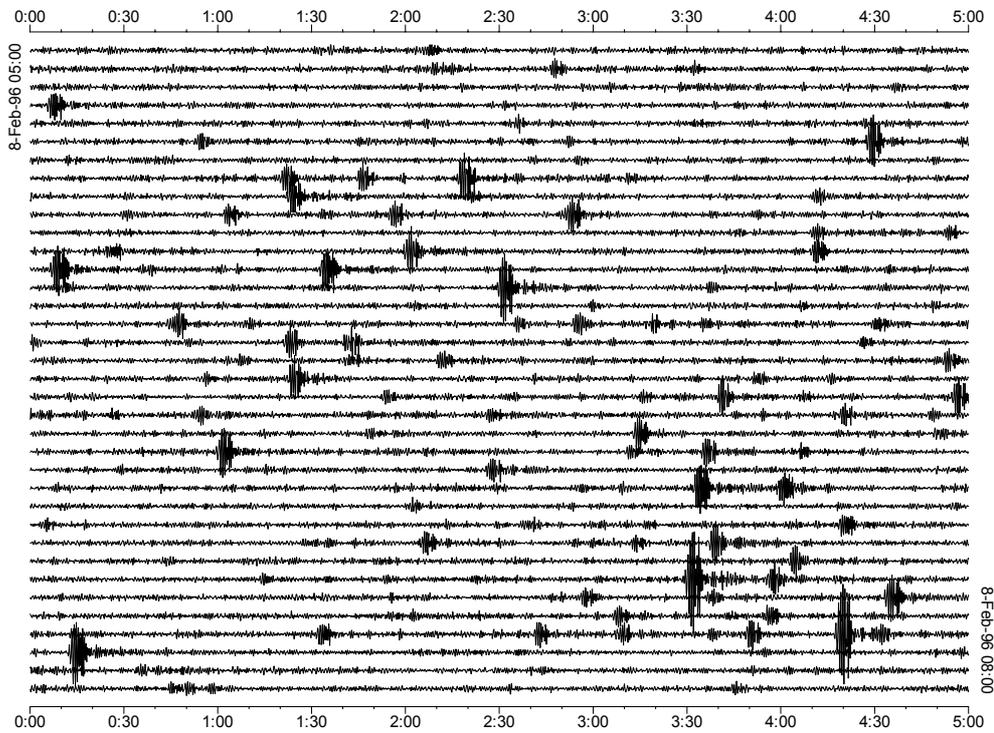


Figura 5.11. (continuación).

Las características de los eventos de largo periodo pertenecientes a esta serie son tremendamente estables a lo largo del tiempo. La forma de onda es prácticamente la misma durante la mayor parte del enjambre, lo cual sin duda sugiere una fuente común que se repite cada poco tiempo. Su contenido espectral está centrado a frecuencias entre 1 y 3 Hz (Figura 5.12), con variaciones que serán investigadas más adelante.

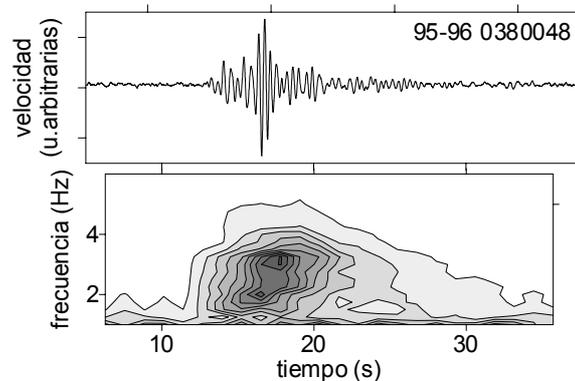


Figura 5.12. Sismograma de componente vertical y espectrograma promedio correspondiente para un evento de largo periodo LP2 típico, ocurrido durante la serie del 5 al 9 de febrero de 1996.

5.6. 22-23 de febrero de 1996: actividad de largo periodo

La serie comenzó lentamente, a partir del mediodía del 21 de febrero. Pero es entre las ocho de la mañana del día 22 y la tarde del 23 cuando se registró la mayor intensidad y frecuencia de los eventos sísmicos. En algo más de día y medio, se registraron 106 eventos, entre tremores y eventos de largo periodo (Figura 5.13). Desgraciadamente, no pudimos registrar el final de la serie debido a la necesidad de desmontar la instrumentación y cerrar la base ante la llegada del invierno.

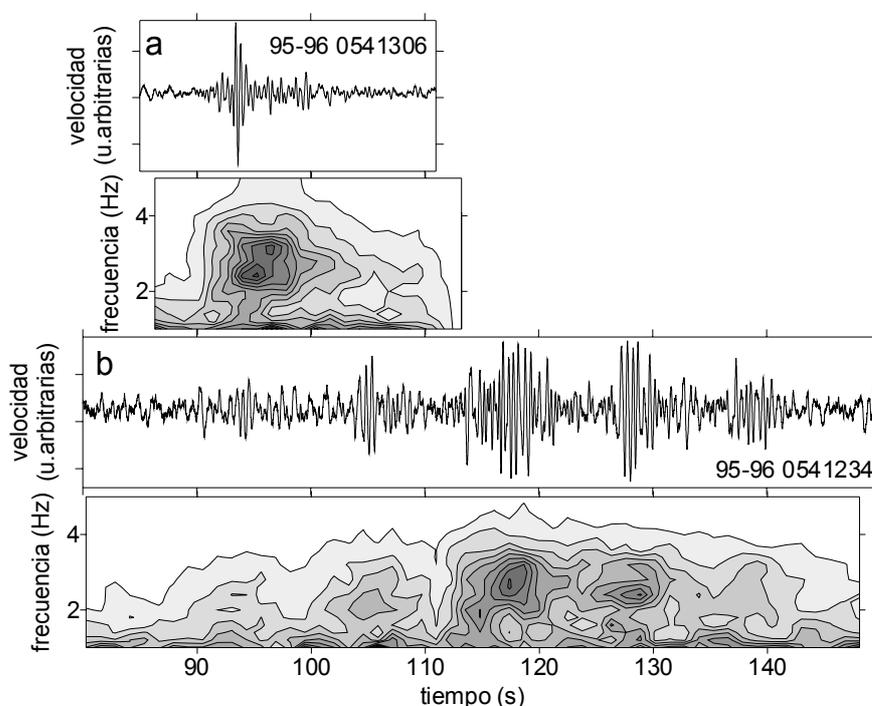


Figura 5.13. Traza de componente vertical y espectrograma promedio de un evento de largo periodo (a) y de un tremor (b) ocurridos durante la serie del 22-23 de febrero de 1996.

5.7. 2-4 de febrero de 1997: eventos de largo periodo

Aunque en la campaña 1996-97 la actividad estuvo a un nivel mucho más bajo que durante las campañas previas, a principios de febrero se volvió a registrar una acumulación de eventos, en concreto 26 durante un periodo de dos días. Los eventos son básicamente híbridos de tipo HT. En la Figura 5.14 se muestra un ejemplo del tipo de actividad registrado y de su contenido espectral.

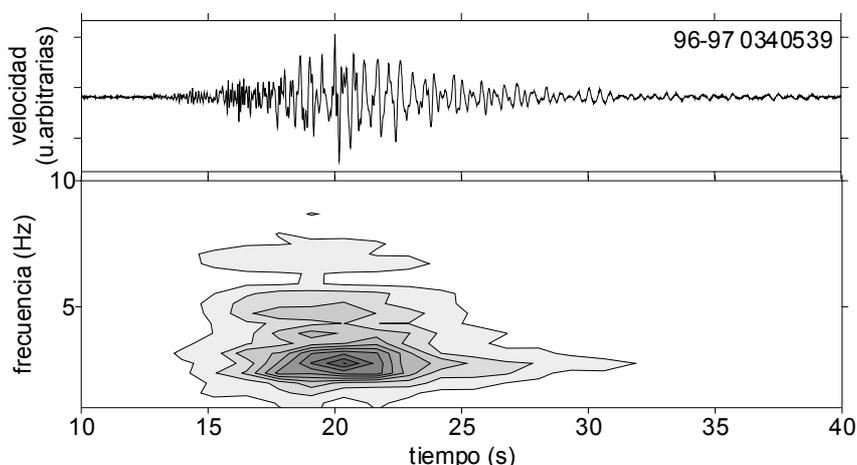


Figura 5.14. Sismograma de componente vertical y espectrograma correspondiente de un evento sísmico de tipo HT, registrado el 3 de febrero de 1997.

6. Localización

En el estudio de los volcanes, es fundamental el conocimiento de la posición y sobre todo de la profundidad a la que se producen los eventos sísmicos, ya que la interpretación de la actividad puede ser totalmente diferente. Las especiales características de los terremotos registrados en áreas volcánicas, tales como la fuerte atenuación y la heterogeneidad del medio, la carencia de fases y comienzos impulsivos, etc., hacen de los *arrays* sísmicos un herramienta fundamental y casi insustituible para la localización de la fuente.

En este apartado vamos a comenzar aplicando el método de la CCP de frente plano, para estimar de dónde procede la actividad y qué tipo de fuente la está generando. A continuación, pasaremos a explorar métodos que nos permitan determinar la distancia y la profundidad a la que se encuentra la fuente.

6.1. Localización con frente plano

La localización de los eventos sísmicos utilizando el método del frente plano proporciona información de la velocidad aparente con la que las ondas atraviesan el *array*, de la dirección de la que proceden y de su coherencia. Esta información se puede aprovechar para determinar las características de las ondas y los posibles cambios en la posición de la fuente a lo largo del tiempo.

Vamos a presentar por separado el análisis de los terremotos tectónicos y los de origen volcánico, ya que tanto el procedimiento como la interpretación de los resultados tienen particularidades que los diferencian.

6.1.1. Terremotos

Hemos seleccionado para el análisis 23 terremotos locales y regionales ocurridos durante las tres campañas de observación sísmica. En este punto, nuestro objetivo es básicamente determinar de dónde proceden utilizando técnicas de *array*, tal y como se hizo ya para el caso de los terremotos registrados en el Teide (Capítulo V). Allí vimos que si calculamos la correlación en diferentes ventanas de tiempo, solamente es alta durante los primeros instantes de la llegada de las fases más importantes (sobre todo la onda P). Esto está relacio-

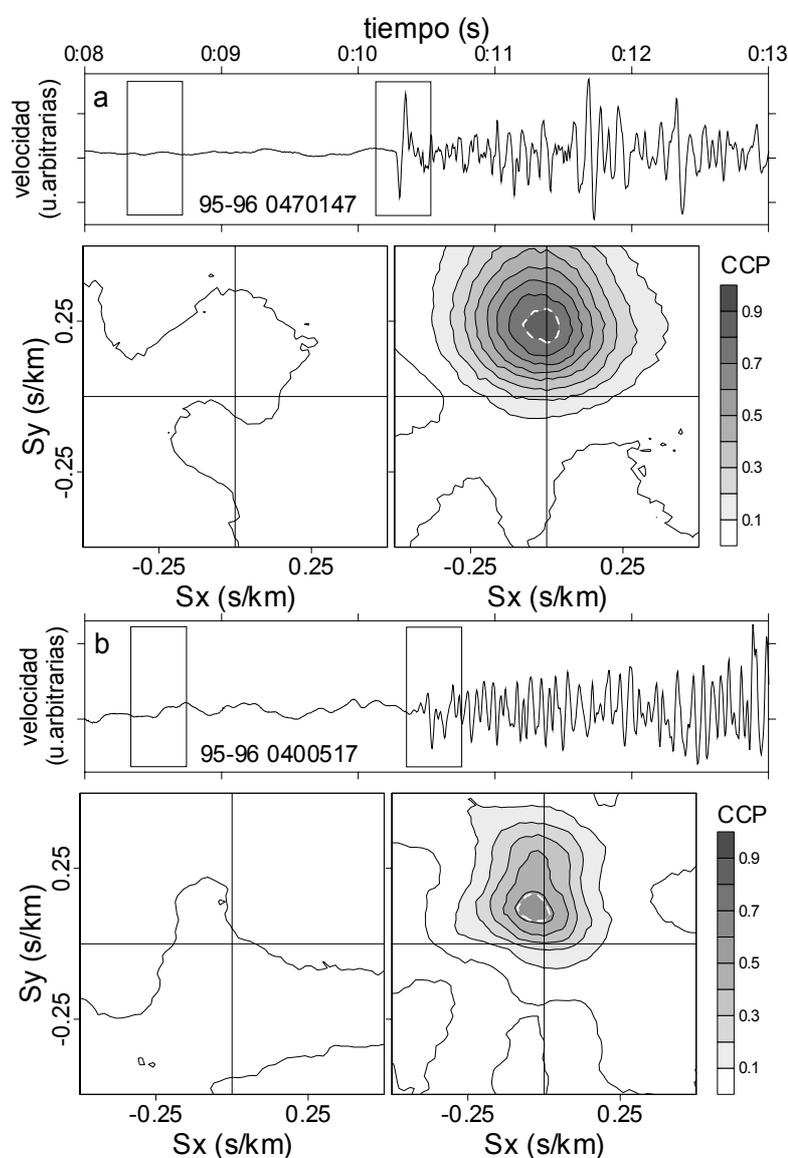


Figura 6.1. Resultado de la aplicación del método de la CCP para el ruido pre-evento y la primera llegada de la onda P de un terremoto local (a), y dos regionales (b y c). Posteriormente se verá que (b) es superficial y (c) es profundo.

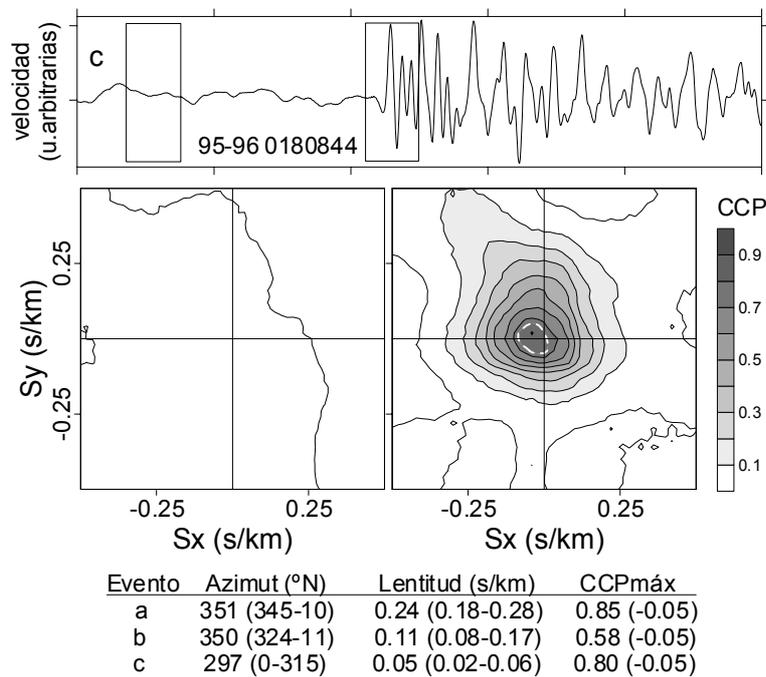


Figura 6.1. (continuación) En la tabla aparecen los resultados numéricos del análisis.

nado con la función temporal de la fuente, que en el caso de las rupturas de cizalla tiene muy poca duración. Aprovechando la experiencia adquirida, hemos reducido el análisis a la primera llegada de la onda P, por lo que el primer paso ha sido identificar esa fase sobre el sismograma. En la mayoría de los casos basta con la inspección visual con ayuda de un filtro, ya que los terremotos contienen energías hasta muy altas frecuencias, mientras que el ruido se reduce sólo a las bajas.

Tabla 6.1. Parámetros del análisis realizado para la primera llegada de los terremotos.

Banda de frecuencia (Hz)	Longitud (muestras)	Duración (s)	$S_{máx}$ (s/km)	ΔS (s/km)
4-15	80	0.4	0.05	0.02

Longitud y duración de la ventana de análisis. Rango de lentitud aparente entre $-S_{máx}$ y $S_{máx}$ tanto hacia el este como hacia el norte. ΔS =espaciado de la malla de lentitud.

Una vez identificada la primera llegada, procedemos a aplicar el método de la CCP a unas pocas ventanas a su alrededor, algunas de las cuales incluyen solamente el ruido pre-evento. Hemos elegido la banda de frecuencia entre 4 y 15 Hz, en la que la contribución del ruido es mínima, y hemos utilizado ventanas de 80 puntos de longitud (Tabla 6.1).

En la Figura 6.1 se muestran algunos ejemplos de los resultados del análisis para dos terremotos regionales y uno local. La correlación del ruido es prácticamente inexistente, mientras que la onda P proporciona siempre un máximo claro de muy alta correlación. Para obtener el intervalo de incertidumbre en los valores de lentitud y azimut, se sustrae del máximo un cierto intervalo de correlación, que depende de su forma y de la correlación del ruido (ver Capítulo III para una explicación más detallada).

Los resultados obtenidos para todos los terremotos analizados aparecen en la Tabla 6.2. Puede verse que no hay una dirección preferente de la que procedan los eventos, lo cual quiere decir que no hay una sola zona sismogénica localizada sino varias en distinta dirección o bien una región fuente extensa, asociada con las tensiones en el rift de Bransfield. Los valores de lentitud aparente son en general bajos, como corresponde a la incidencia de frentes de ondas internas. Sin embargo, algunos de estos terremotos se propagan con lentitud aparente especialmente pequeña, inferior a 0.1 s/km, lo que equivale a

Tabla 6.2. Resultados de la localización de los terremotos seleccionados.

Número	Campaña	Nombre	A (°N)	S (s/km)	CCPmáx
1	94-95	3460117	315 (258-15)	0.08 (0.02-0.15)	0.92 (-0.05)
2	94-95	0012032	28 (350-67)	0.13 (0.06-0.20)	0.80 (-0.05)
3	94-95	0111929	121 (46-175)	0.12 (0.05-0.17)	0.82 (-0.05)
4	94-95	0250822	277 (0-360)	0.05 (0.00-0.08)	0.72 (-0.05)
5	94-95	0281329	135 (32-180)	0.06 (0.02-0.08)	0.70 (-0.05)
6	94-95	0282023	254 (0-360)	0.04 (0.00-0.10)	0.52 (-0.05)
7	94-95	0361620	357 (82-291)	0.09 (0.02-0.16)	0.90 (-0.05)
8	94-95	0422154	250 (133-345)	0.05 (0.01-0.09)	0.85 (-0.05)
9	94-95	0461943	250 (0-360)	0.04 (0.00-0.11)	0.87 (-0.05)
10	95-96	3611926	297 (251-313)	0.10 (0.04-0.20)	0.77 (-0.05)
11	95-96	0180844	297 (0-360)	0.05 (0.02-0.06)	0.81 (-0.05)
12	95-96	0302316	37 (0-90)	0.10 (0.02-0.14)	0.94 (-0.05)
13	95-96	0361359	353 (337-7)	0.21 (0.12-0.29)	0.84 (-0.05)
14	95-96	0361952	349 (328-1)	0.21 (0.12-0.32)	0.80 (-0.05)
15	95-96	0370605	162 (0-360)	0.02 (0.00-0.05)	0.81 (-0.05)
16	95-96	0400517	344 (320-359)	0.13 (0.09-0.18)	0.85 (-0.05)
17	95-96	0421750	213 (178-255)	0.19 (0.14-0.27)	0.58 (-0.05)
18	95-96	0430423	28 (15-34)	0.39 (0.26-0.45)	0.65 (-0.05)
19	95-96	0461637	284 (274-287)	0.38 (0.21-0.45)	0.64 (-0.05)
20	95-96	0470147	351 (345-10)	0.24 (0.18-0.28)	0.71 (-0.05)
21	96-97	0341905	315 (304-328)	0.11 (0.04-0.19)	0.86 (-0.05)
22	96-97	0350549a	183 (176-191)	0.34 (0.24-0.39)	0.73 (-0.05)
23	96-97	0350549b	180 (169-187)	0.28 (0.19-0.35)	0.79 (-0.05)
24	96-97	0461421	7 (355-21)	0.16 (0.08-0.24)	0.89 (-0.05)

A=azimut hacia la fuente. S=lentitud aparente. Entre paréntesis el intervalo de error.

velocidades aparentes superiores a 10 km/s y por tanto a ángulos de incidencia muy elevados. Esta fue una de las evidencias que llevó a la conclusión de que se trataba de terremotos de foco intermedio-profundo, posiblemente asociados con una subducción en la fosa de las Shetland del Sur (IBÁÑEZ ET AL., 1997).

6.1.2. Eventos de origen volcánico

De entre todos los eventos sísmicos registrados durante las tres campañas en la isla Decepción, se han seleccionado 147 eventos de largo periodo, 76 eventos híbridos y 86 episodios de tremor volcánico. Esta selección se ha basado en la relación señal-ruido, aunque también se han tenido en cuenta otros factores como la pertenencia a enjambres. Hemos aplicado la misma sistemática para el análisis que en los casos anteriores.

A partir del estudio del contenido espectral de los eventos seleccionados, elegimos unas bandas de frecuencia en las que está contenida prácticamente toda la energía. Estas bandas de interés se reducen, en el caso de los eventos sismo-volcánicos de la isla Decepción, básicamente a dos, una en altas y otra en bajas frecuencias, aunque en algunos casos se ha estudiado también una banda intermedia. La banda de bajas frecuencias se ajustó al contenido espectral de cada grupo de eventos, de modo que para algunos la elegimos entre 1 y 2.5 Hz, para otros entre 2 y 3.5 Hz, etc. En altas frecuencias, los espectros son en general menos agudos, por lo que elegimos una banda más ancha, entre 4 y 8 Hz, común para todos ellos. En la Tabla 6.3 se resumen las bandas de frecuencia utilizadas, así como la longitud de la ventana empleada en el análisis.

Para las bajas frecuencias, calculamos la CCP en el plano de lentitud según una malla con espaciado de 0.08 s/km, entre -4 y 4 s/km, tanto hacia el este como hacia el norte. Para las altas frecuencias, que se propagan por el medio con una elevada velocidad aparente, elegimos un intervalo menor, entre -1 y 1 s/km, con espaciado de 0.02 s/km (Tabla 6.3).

El procedimiento comienza con el análisis del ruido previo al evento, para tener una idea de su coherencia en la banda de frecuencias que contiene a la señal y poder estimar así el error de la localización.

En contraste con el proceso seguido para localizar los terremotos, en el que seleccionábamos unas pocas ventanas justo alrededor de la llegada de la onda P, los eventos volcánicos se han analizado desde el principio hasta el final de los registros, solapando las ventanas un 50% de su longitud. La justificación

de este esfuerzo viene dada por las diferencias en el mecanismo de la fuente de ambos eventos. El tiempo durante el que actúa la fuente en un modelo de fractura es muy breve, por lo que la coherencia desaparece pasados unos instantes (para el rango de magnitud en que nos movemos). Si lo que queremos es estudiar la fuente, carece de sentido analizar el sismograma completo. Tendría sentido si estudiáramos la coda, el scattering, etc. Sin embargo, los modelos de fuente de los eventos volcánicos tienen que explicar la constancia y la similitud de las señales, lo cual pasa necesariamente por una duración del mecanismo de la fuente mucho mayor, durante la que los procesos dinámicos de los fluidos intervienen en la generación de la energía sísmica. Por ello, es de esperar que la coherencia se mantenga a lo largo del tren de ondas.

Tabla 6.3. Parámetros del análisis en función de la banda de frecuencia seleccionada.

Banda de frecuencia (Hz)	Longitud (muestras)	Duración (s)	$S_{m\acute{a}x}$ (s/km)	ΔS (s/km)
1.0-2.0	300	1.5	4	0.08
1.0-2.5; 1.0-3.5	200	1	4	0.08
2.0-3.5	160	0.8	4	0.08
3.0-6.0	100	0.5	1	0.02
4.0-8.0; 6.0-10.0	80	0.4	1	0.02

Longitud y duración de la ventana de análisis. Rango de lentitud aparente entre $-S_{m\acute{a}x}$ y $S_{m\acute{a}x}$ tanto hacia el este como hacia el norte. ΔS =espaciado de la malla de lentitud.

a) Eventos de largo periodo

La localización de los eventos de largo periodo se realiza en una sola banda, a bajas frecuencias, ya que su contenido espectral es casi monocromático. Hemos aplicado el método de la CCP con una ventana que se desplaza a lo largo de la señal, incluyendo el ruido pre-evento para poder estimar el error de la solución. La Figura 6.2 muestra los resultados para dos ventanas, una el ruido y la otra sobre la señal, para dos eventos de largo periodo de tipos LP1 y LP2. Puede apreciarse la aparición de un máximo claro y bien definido, que indica una dirección de procedencia hacia el suroeste y una velocidad aparente muy baja, correspondiente a una lentitud elevada. El ruido a estas frecuencias no es totalmente incoherente sino que aparece con un cierto nivel de correlación, aunque para nuestros propósitos resulta despreciable frente a la de la señal.

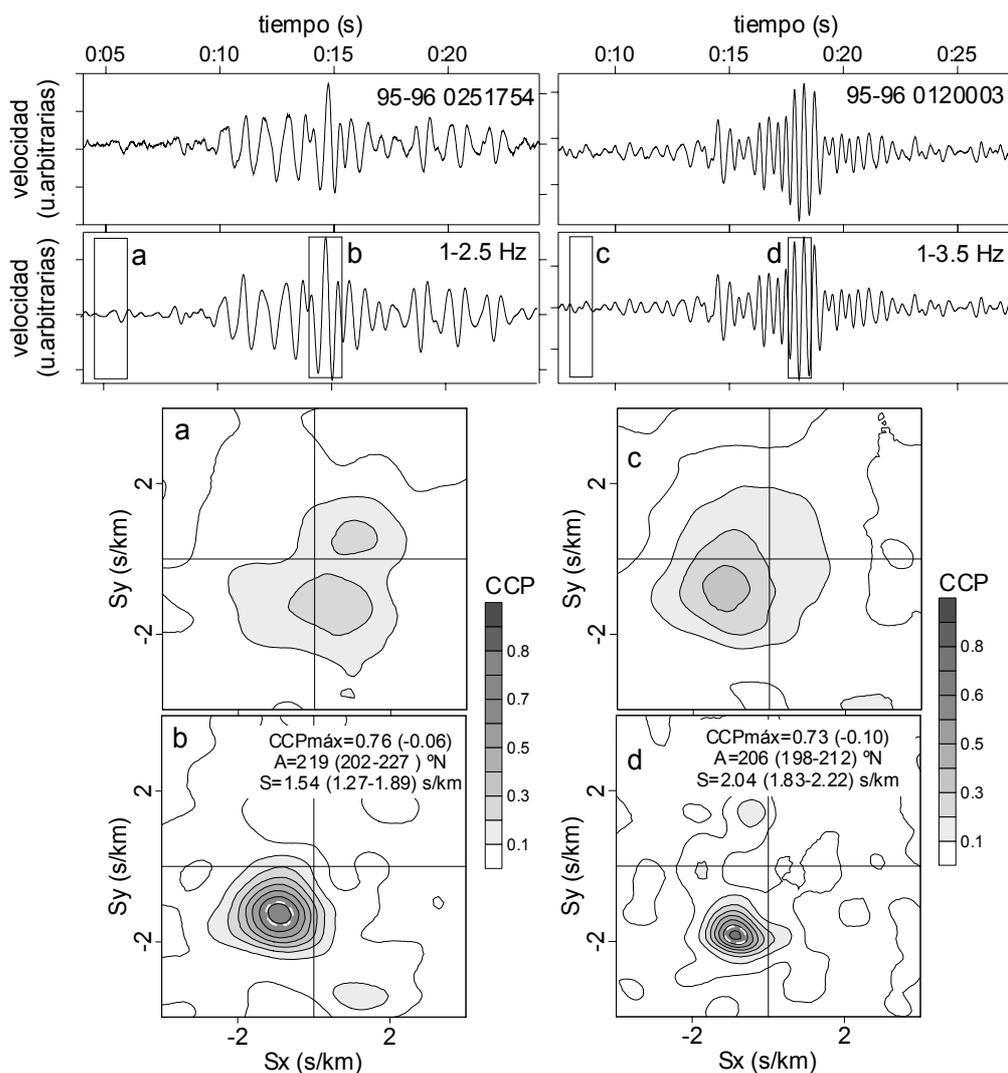


Figura 6.2. Resultado de la aplicación del método de la CCP a eventos de largo periodo de tipos LP1 (izquierda) y LP2 (derecha). En ambos casos, la primera ventana corresponde al ruido pre-evento (a y c), mientras que la segunda es la que da la mayor CCP de toda la señal (b y d), y se toma como localización del evento. Los resultados incluyen la CCP máxima, el azimuth hacia la fuente y la lentitud aparente, junto a sus intervalos de error.

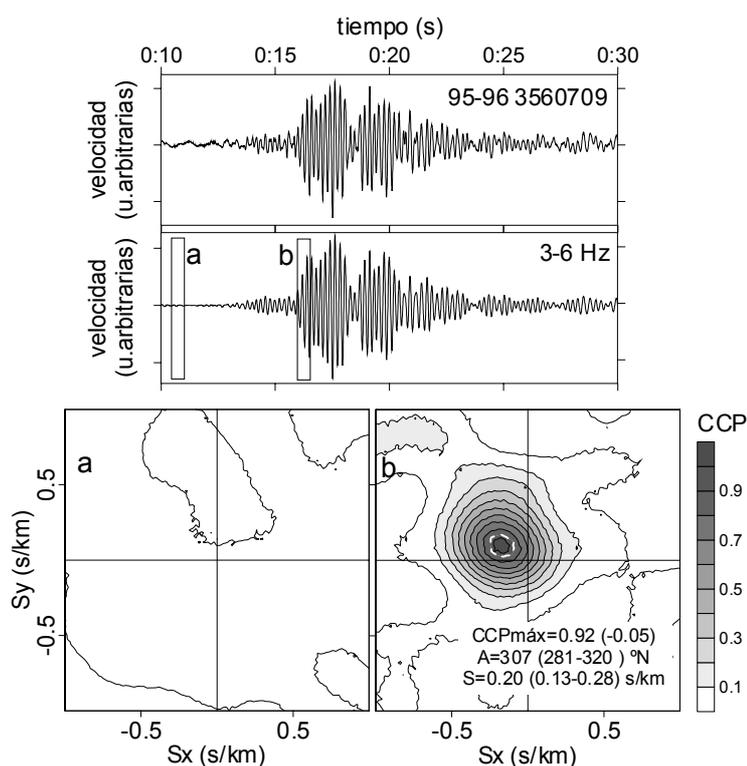


Figura 6.3. Igual que la Figura 6.2 para un evento de tipo LP3.

A diferencia de estos dos tipos de eventos de largo periodo, los eventos LP3, que tienen un contenido espectral a más altas frecuencias, se propagan con velocidades aparentes también más altas (Figura 6.3). Al ser más pequeña la lentitud correspondiente al máximo, en teoría el intervalo de error debería aumentar considerablemente, ya que nos movemos cerca del origen. Sin embargo, este efecto está compensado por el hecho de que el ruido deja de estar correlacionado a estas frecuencias ligeramente más altas, lo que reduce la incertidumbre en la posición del máximo.

El análisis de la variación temporal de la localización se ha realizado utilizando una ventana móvil que se desplaza a lo largo del sismograma completo, desde el ruido pre-evento hasta la última porción de la coda. Los resultados para los eventos de tipo LP1 y LP2 demuestran que existe correlación durante un intervalo de tiempo considerable (casi toda la duración de la señal), y que las propiedades de propagación de las ondas son estables durante el evento (Figuras 6.4 y 6.6). La correlación alcanza el máximo coincidiendo con la mayor amplitud. Para los eventos de tipo LP3, sin embargo, la CCP es muy baja salvo durante el comienzo de la señal (Figura 6.8). En estas gráficas, se representa simultáneamente el azimut hacia la fuente (la dirección de cada flecha, con el norte hacia arriba), la lentitud aparente (en la escala de la izquierda) y la CCP máxima correspondiente (dada por el tamaño y el color). La flecha que indica el norte tiene tamaño unidad. El color negro representa valores de CCP significativos, superiores a 0.5, mientras que el gris significa una baja correlación (CCP inferior a 0.5). Hemos elegido este umbral porque equivale a tres veces la correlación del ruido en estas bandas de frecuencia. Con ello aseguramos que si la CCP de una ventana cualquiera lo supera, entonces es que contiene una señal coherente.

La característica más notable de la actividad de largo periodo en la isla Decepción es su estabilidad a lo largo del tiempo, al menos en lo que a propiedades de propagación se refiere. Las Figuras 6.5, 6.7 y 6.9 muestran los histogramas correspondientes al azimut hacia la fuente y a la lentitud aparente para todas aquellas soluciones con CCP superior a 0.5 para los tres tipos de eventos de largo periodo considerados. La gran mayoría de los eventos de los tipos LP1 y LP2 proceden de una dirección entre 180 y 220 °N. Su lentitud aparente es muy alta, del orden de 1-2 s/km, lo que equivale a velocidades aparentes entre 0.5 y 1 km/s. Se trata por lo tanto de ondas muy lentas, que necesariamente tienen que generarse en una fuente superficial.

Los eventos LP3, sin embargo, no comparten estas características. Aunque provienen aproximadamente de la misma dirección, su frecuencia es más alta y también la velocidad aparente de propagación, que está en torno a 4 km/s. El análisis en la banda de frecuencia alrededor de 1-2 Hz no proporciona resultados significativos. Posiblemente son generados por un mecanismo completamente diferente que los demás eventos de largo periodo, por lo que en adelante no nos referiremos a ellos como tales, sino solamente como "eventos LP3".

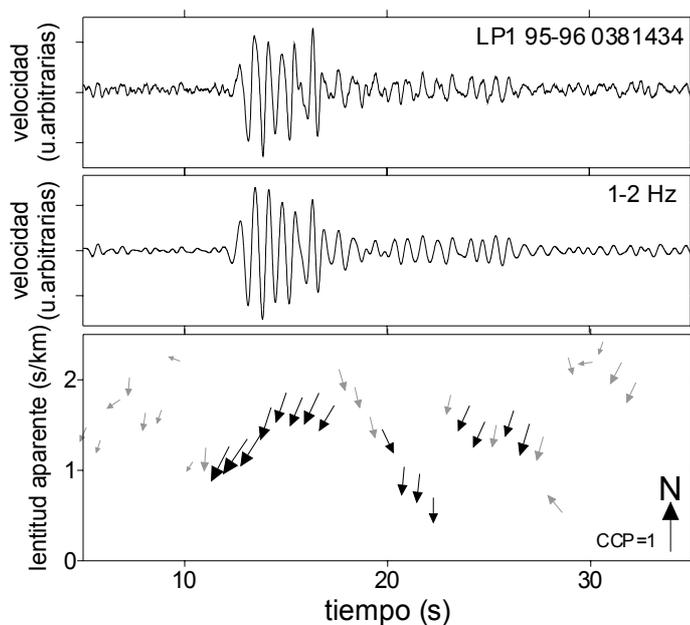


Figura 6.4. Representación de los resultados del análisis de la CCP a lo largo del tiempo para un evento de largo periodo de tipo LP1.

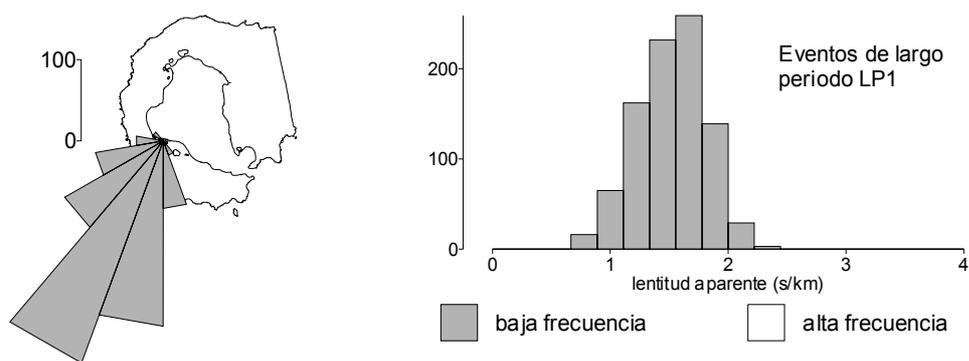


Figura 6.5. Histograma de los resultados obtenidos para todos los eventos de largo periodo de tipo LP1.

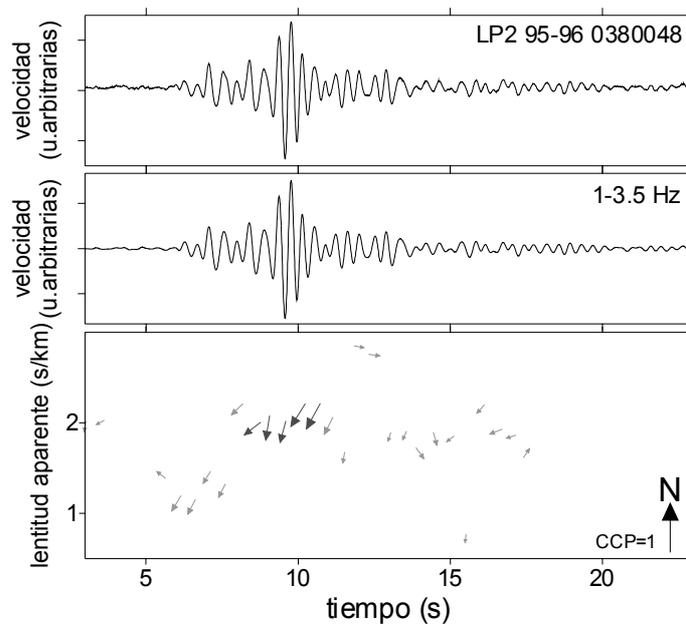


Figura 6.6. Representación de los resultados del análisis de la CCP a lo largo del tiempo para un evento de largo periodo de tipo LP2.

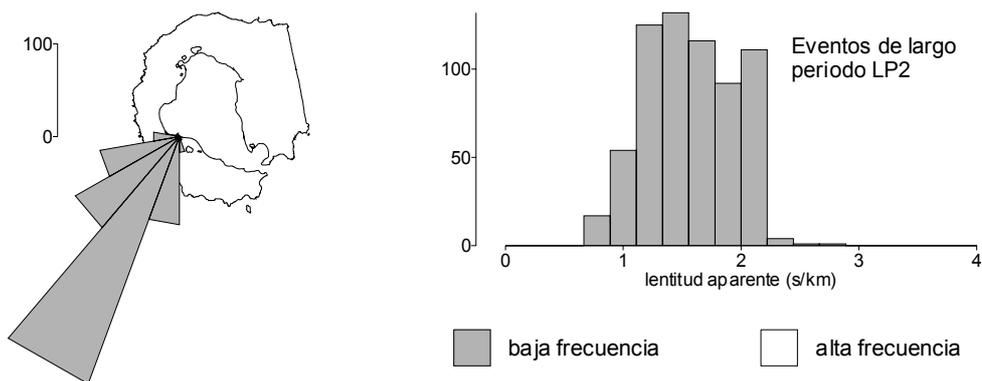


Figura 6.7. Histogramas de los resultados obtenidos para todos los eventos de largo periodo de tipo LP2.

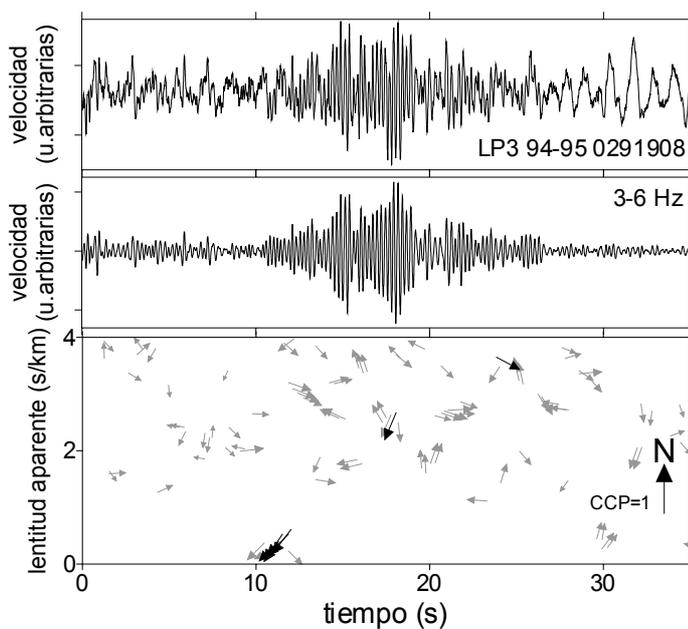


Figura 6.8. Representación de los resultados del análisis de la CCP a lo largo del tiempo para un evento de tipo LP3.

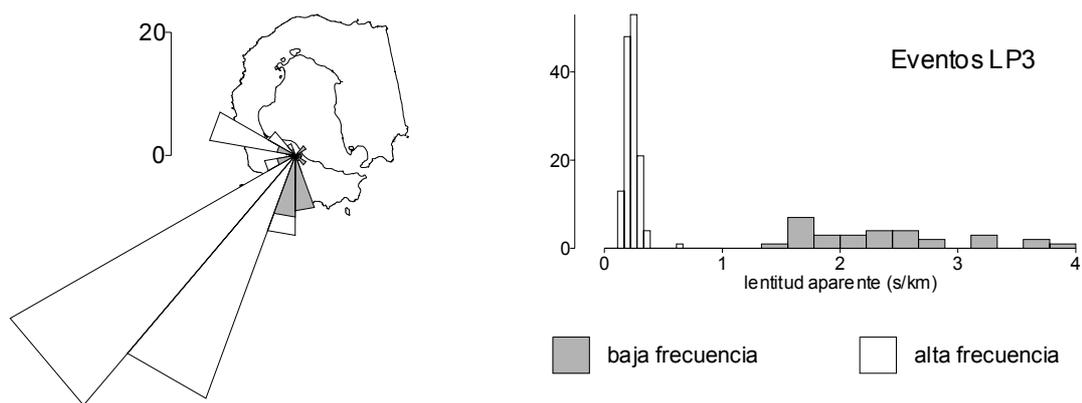


Figura 6.9. Histogramas de los resultados obtenidos para todos los eventos de largo periodo de tipo LP3.

b) Eventos híbridos

La localización de los eventos híbridos se realiza por separado en cada una de las dos bandas de frecuencia seleccionadas. En las Figuras 6.10 y 6.11 tenemos ejemplos de los resultados obtenidos para eventos híbridos de los tipos HY y HT. Los máximos que aparecen están muy bien definidos. Si se comparan las escalas de lentitud correspondientes a altas y a bajas frecuencias, vemos que el máximo en altas es mucho más estrecho, ya que al ser el periodo más corto la correlación varía rápidamente al movernos sobre el plano de lentitud. Esto, junto con la ausencia de ruido coherente en esa banda, permite una localización más precisa. En bajas frecuencias el máximo es más ancho, pero afortunadamente la velocidad aparente es menor, por lo que está igualmente bien definido. Del mismo modo que en el caso de los eventos de largo periodo, se observa que el ruido de fondo tiene una cierta correlación, aunque no interfiere con la localización de la señal.

Hay que remarcar que, a pesar de que la relación señal-ruido no sea siempre muy buena, como es el caso de la Figura 6.11, se puede obtener una localización bastante precisa gracias a que el ruido no es coherente. Al utilizar técnicas de *array*, es más perjudicial la coherencia del ruido entre una estación y otra que su amplitud.

La solución que se obtiene a lo largo de la señal es muy estable, tanto en lentitud aparente como en azimut (Figuras 6.12 y 6.14). Las direcciones de procedencia son ligeramente diferentes en altas y en bajas frecuencias, lo que resulta un hecho sorprendente que habrá que tener en cuenta a la hora de explicar cómo se genera la actividad. La correlación máxima se suele alcanzar justo durante la primera llegada para las altas frecuencias, y en el centro del paquete de ondas para las bajas (como en los eventos de largo periodo).

Las Figuras 6.13 y 6.15 muestran los histogramas de azimut y lentitud de las soluciones con CCP superior a 0.5, obtenidas para todos los híbridos de los tipos HT y HY respectivamente. La observación más inmediata es que los eventos híbridos se comportan de manera diferente en las dos bandas de frecuencia que los componen.

Las ondas de alta frecuencia de los eventos HY provienen de varias regiones, principalmente una a unos 130°N , en la dirección del Lago Cráter, otra alrededor de 300°N , hacia la Bahía Fumarolas, y una tercera a unos 210°N . Las

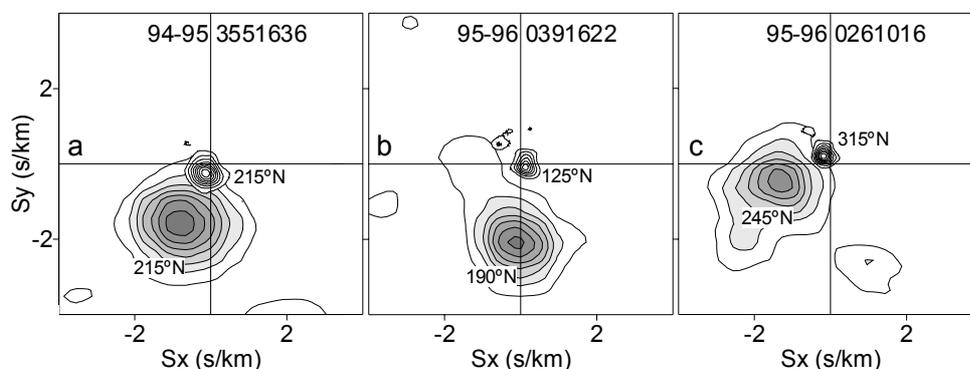


Figura 6.10. Ejemplo de la localización en altas (contornos sin color, cercanos al origen) y bajas frecuencias (contornos en gris) de tres eventos híbridos HY.

de baja frecuencia proceden del cuadrante suroeste, de la misma región de donde proceden los eventos de largo periodo. La mayor dispersión de azimutes, que aparentemente resulta de la Figura 6.13, es consecuencia de la forma en que se representan los resultados. En realidad, las ondas de baja frecuencia de los eventos que en altas llegan del noroeste inciden sobre el *array* desde azimutes en torno a 240°N (Figura 6.10c); las de eventos cuyas altas frecuencias llegan del sureste, inciden desde azimutes alrededor de 190°N (Figura 6.10b); y por último, ambas coinciden para los eventos provenientes de unos 210°N (Figura 6.10a). Este hecho indica una relación geométrica entre la dirección de procedencia en altas y en bajas frecuencias, que se explica si suponemos que la región fuente donde se generan las bajas frecuencias es extensa, de manera que la parte que se excita en cada caso es la más cercana a la posición de las altas frecuencias.

Del histograma de lentitud se puede ver que las velocidades aparentes son altas, entre 5 y 15 km/s, lo que revela una incidencia prácticamente vertical. Son ondas que se generan a profundidades relativamente elevadas, y probablemente se trata de ondas internas. Esta conclusión será confirmada en el Apartado 7 mediante el estudio de la polarización de las ondas. Las bajas frecuencias, sin embargo, tienen de nuevo el mismo comportamiento que los eventos de largo periodo. Se propagan con una velocidad lenta, del orden de 600 m/s, por lo que parecen estar generadas en una fuente superficial.

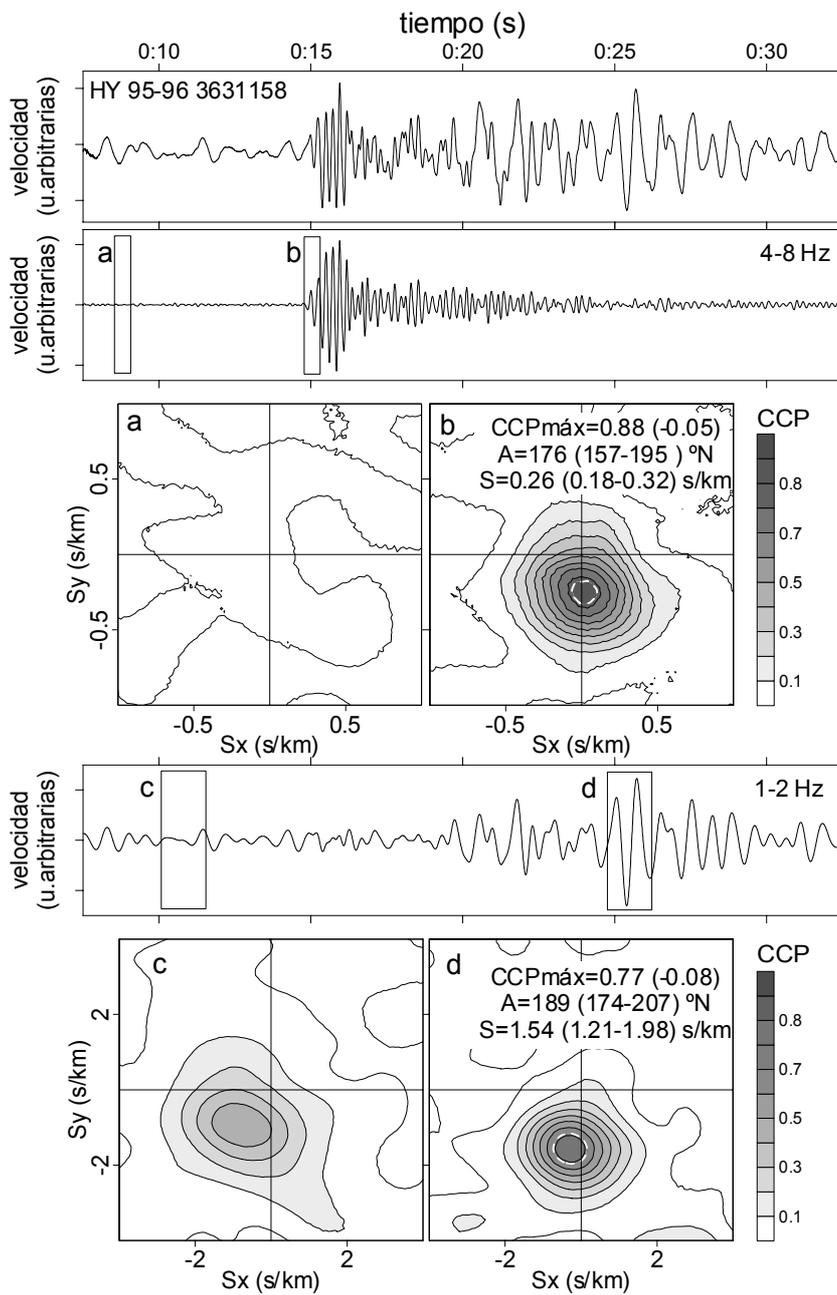


Figura 6.11. Igual que la Figura 6.2 para un evento híbrido HY.

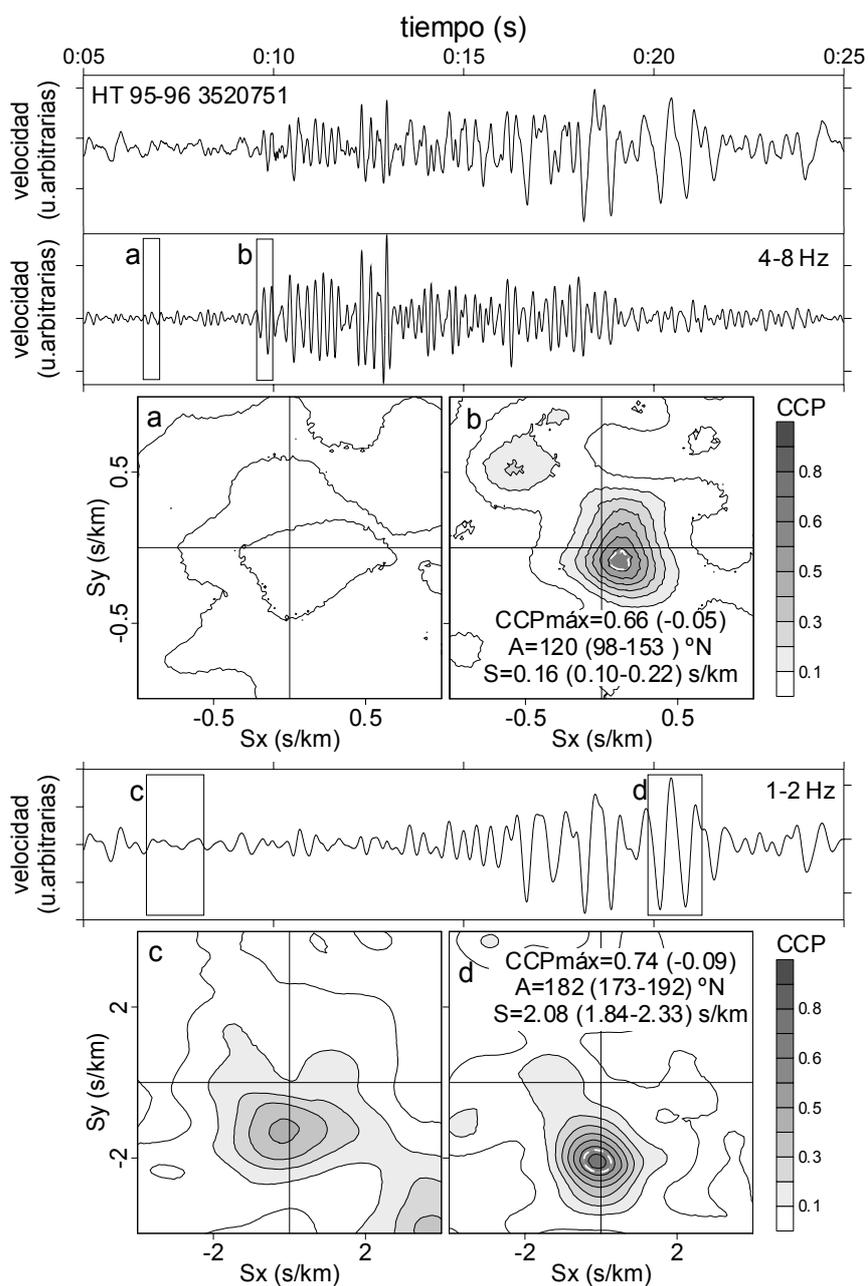


Figura 6.12. Igual que la Figura 6.2 para un evento híbrido HT.

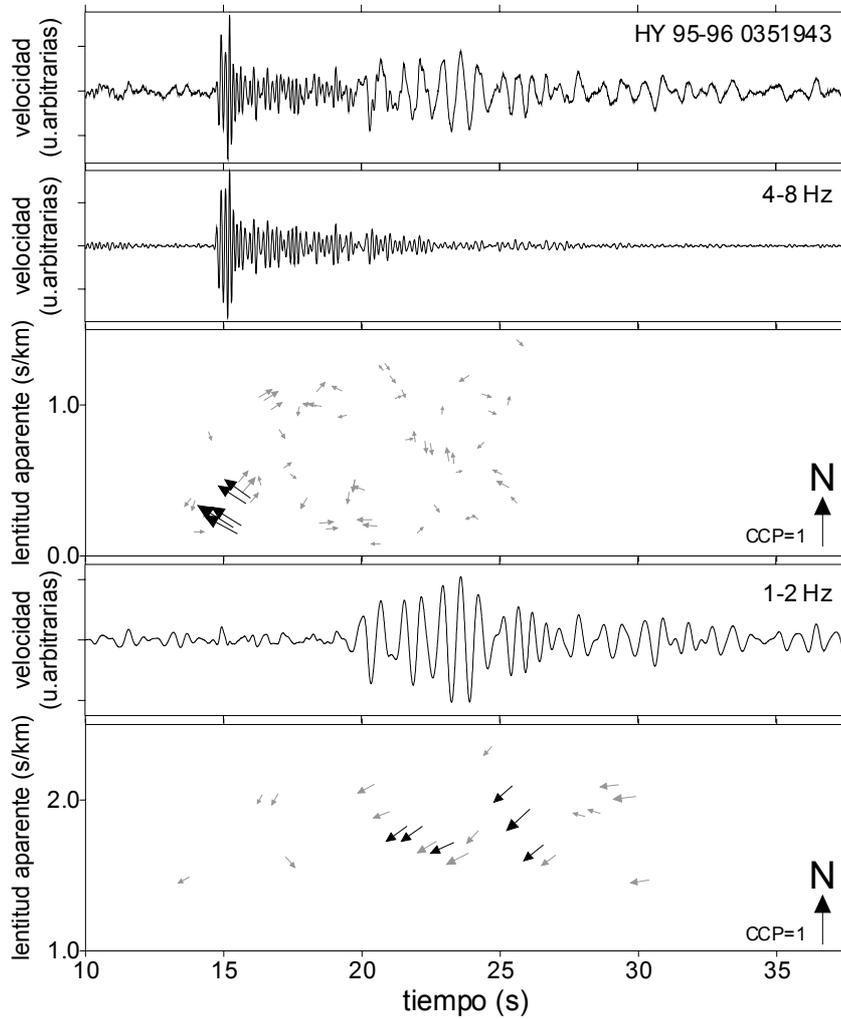


Figura 6.13. Variación de los resultados del análisis de la CCP a lo largo del tiempo par un evento híbrido HY.

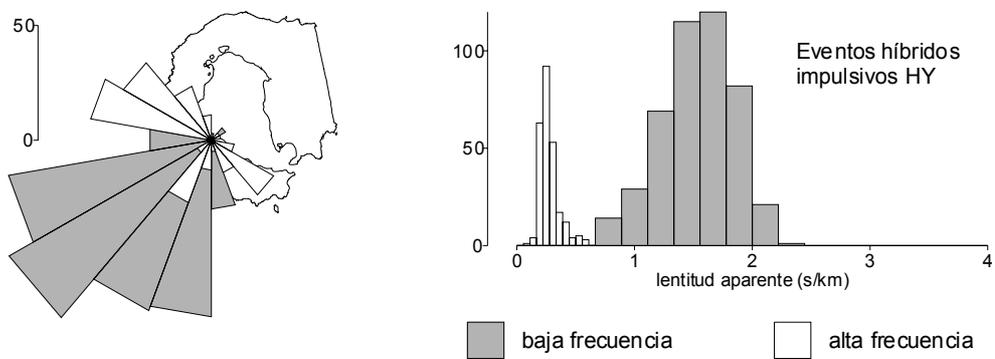


Figura 6.14. Histograma de los resultados obtenidos para todos los eventos híbridos de tipo HY.

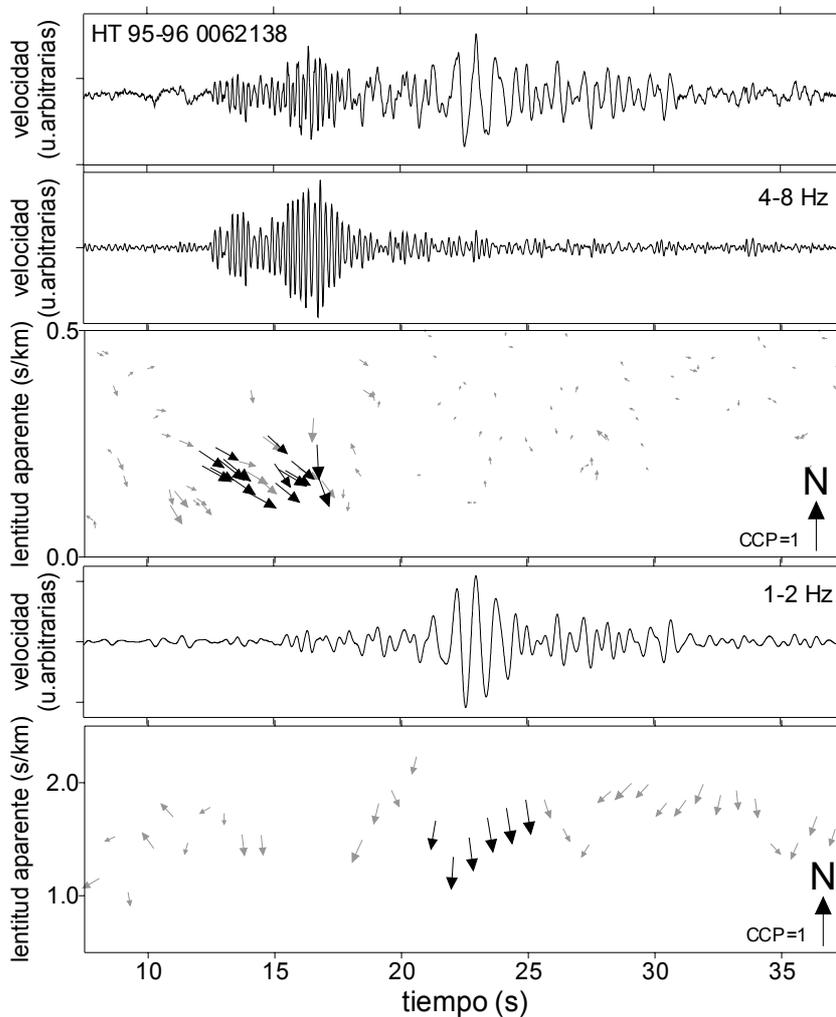


Figura 6.15. Variación de los resultados del análisis de la CCP a lo largo del tiempo para un evento híbrido HT.

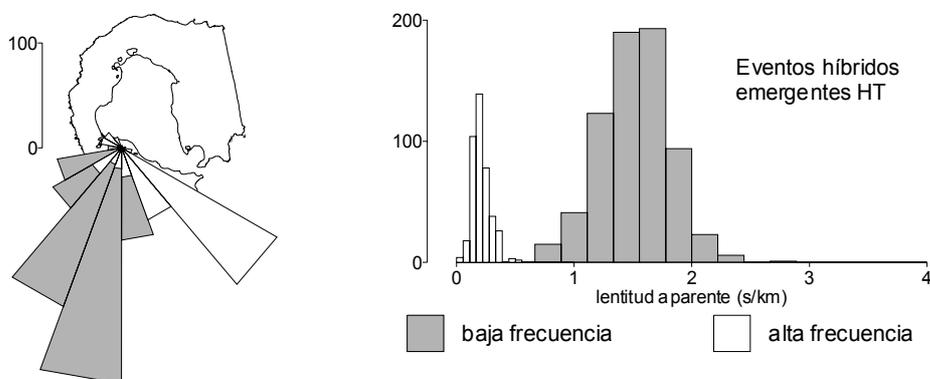


Figura 6.16. Histogramas de los resultados obtenidos para todos los eventos híbridos de tipo HT.

c) Tremores

Hemos aplicado el mismo proceso de localización a los tremores registrados en la isla Decepción, extendiendo el análisis a toda la duración de la señal. Debido a las limitaciones del sistema de adquisición de datos, la duración máxima registrada ha sido de 150 s.

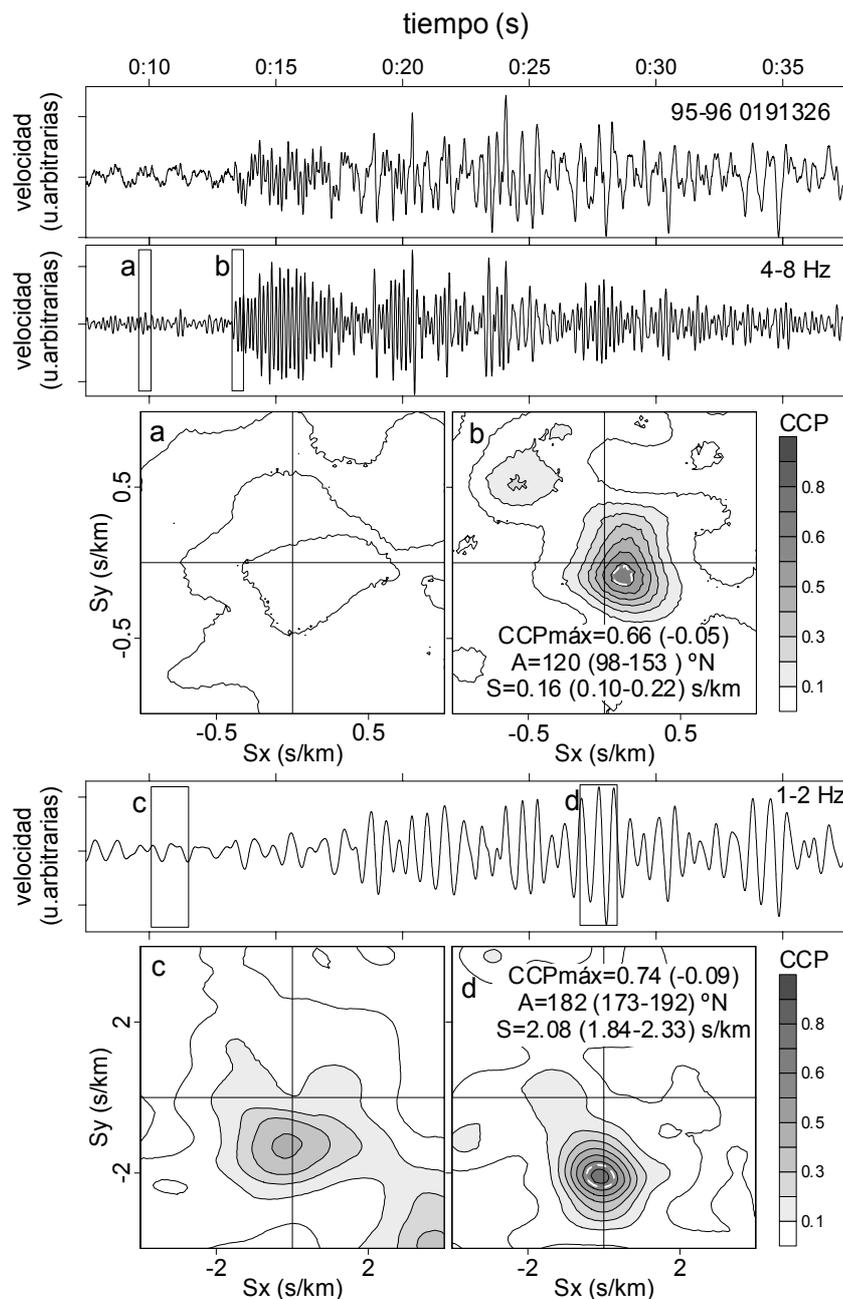


Figura 6.17. Igual que la Figura 6.2 para un tremor volcánico TR. El análisis se realiza por separado por las dos bandas de frecuencia.

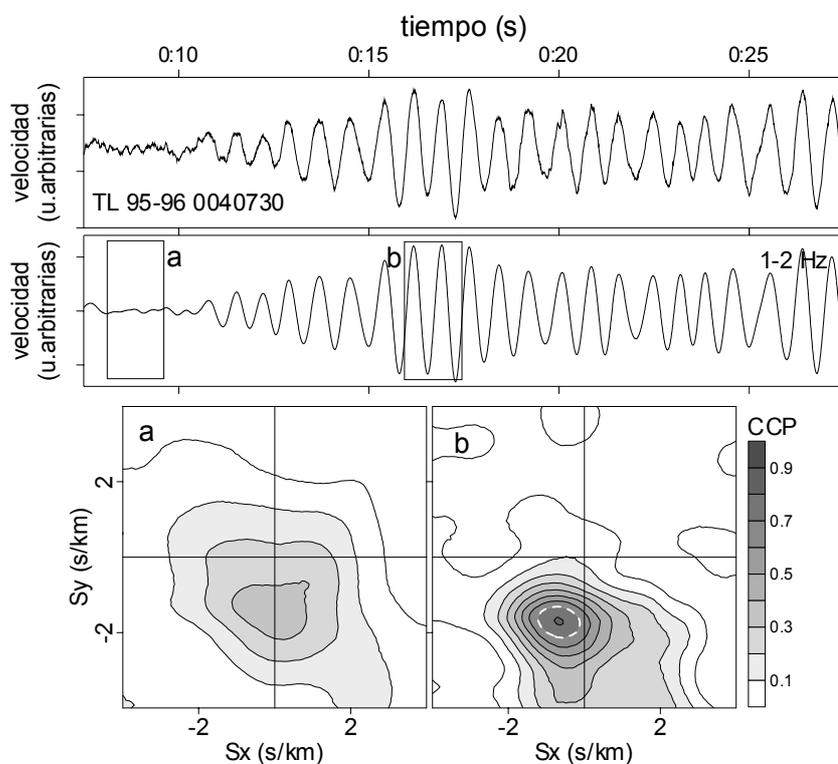


Figura 6.18. Igual que la Figura 6.2 para una porción de tremor volcánico de baja frecuencia.

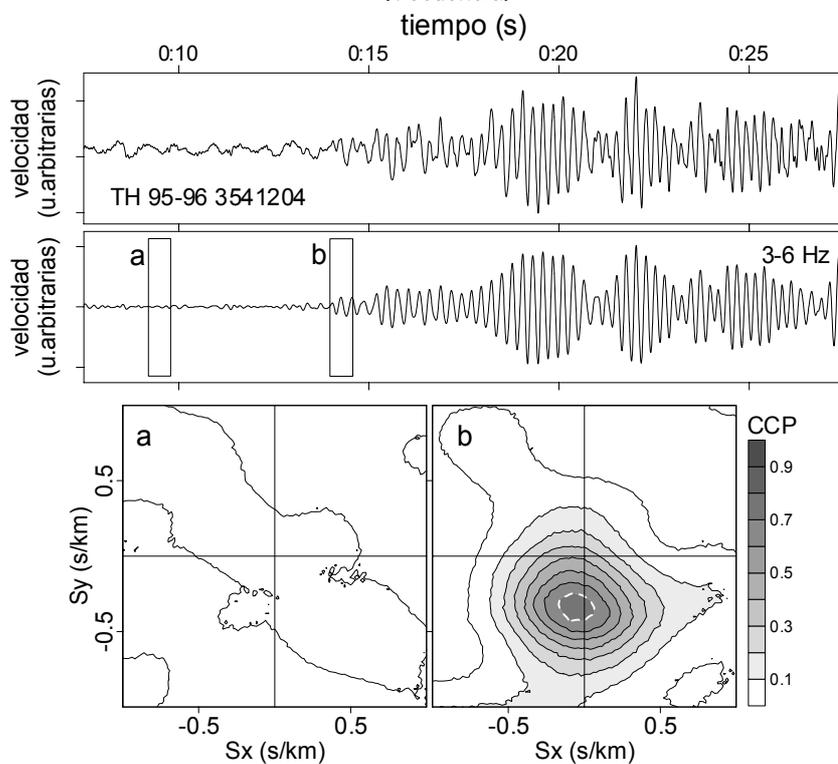


Figura 6.19. Igual que la Figura 6.2 para el comienzo de un tremor armónico TH.

En las Figuras 6.16, 6.17 y 6.18 se muestran ejemplos de los contornos de CCP sobre el plano de lentitud para el ruido pre-evento y la ventana que da la máxima correlación durante la señal, para los distintos tipos de tremores. En bajas frecuencias se observa de nuevo que hay un cierto nivel de correlación en el ruido sísmico de fondo. Los máximos son claros, y permiten identificar sin dificultad el intervalo de error.

En los tremores TL, las soluciones con alta CCP (mayor de 0.5) se presentan en grupos de duración variable, asociados con los paquetes de onda que se observan en el sismograma. La señal proviene constantemente de una misma dirección (Figura 6.20). La lentitud aparente también permanece constante, mostrando solamente pequeñas variaciones entre 1 y 2 s/km. Esta estabilidad indica que tanto la posición de fuente del tremor como el mecanismo que lo genera es siempre el mismo. En la Figura 6.21 se muestran los histogramas de azimut y lentitud aparente correspondientes a todas las soluciones con CCP mayor de 0.5 obtenidas para tremores de baja frecuencia. De nuevo la dirección de procedencia se encuentra en el cuadrante suroeste y la velocidad aparente de las ondas es baja, es decir, encontramos de nuevo las mismas propiedades que ya hemos observado para los eventos de baja frecuencia y la banda de baja frecuencia de los eventos híbridos.

Los tremores TR tienen, al igual que los híbridos, distinto comportamiento en las diferentes bandas de frecuencia analizadas. En bajas frecuencias, el análisis de *array* muestra que existe correlación durante toda la señal (Figura 6.22). La distribución de azimutes y de lentitud aparente (Figura 6.23) muestra que la mayoría de las soluciones bien correlacionadas proceden de una dirección entre 180 y 220°N, y que se propagan con una lentitud aparente entre 1 y 2 s/km. En altas frecuencias, el resultado es más espectacular: descubrimos súbitos incrementos de la CCP, correspondientes a la llegada de paquetes de ondas coherentes asociados a una actividad discontinua en la fuente. Estas llegadas proceden todas de la misma dirección y se propagan con la misma lentitud, por lo cual parece claro que se trata de una misma fuente, pero que actúa de manera espasmódica, activándose a intervalos de tiempo variables.

Por último, hemos analizado los tremores armónicos. Su correlación es muy baja durante toda la señal, salvo tal vez en el comienzo y en llegadas aisladas a lo largo del sismograma. A pesar de ello, la estabilidad de la solución es inalterable durante periodos de varias decenas de segundos (Figura 6.24). Algunos de estos tremores tienen también una pequeña contribución en bajas frecuencias,

por lo que han sido analizados en dos bandas. Los histogramas de azimut y lentitud correspondientes se muestran en la Figura 6.25. Como se puede apreciar, tanto las direcciones de procedencia como la velocidad de las ondas vuelven a ser las mismas que en el resto de eventos volcánicos registrados.

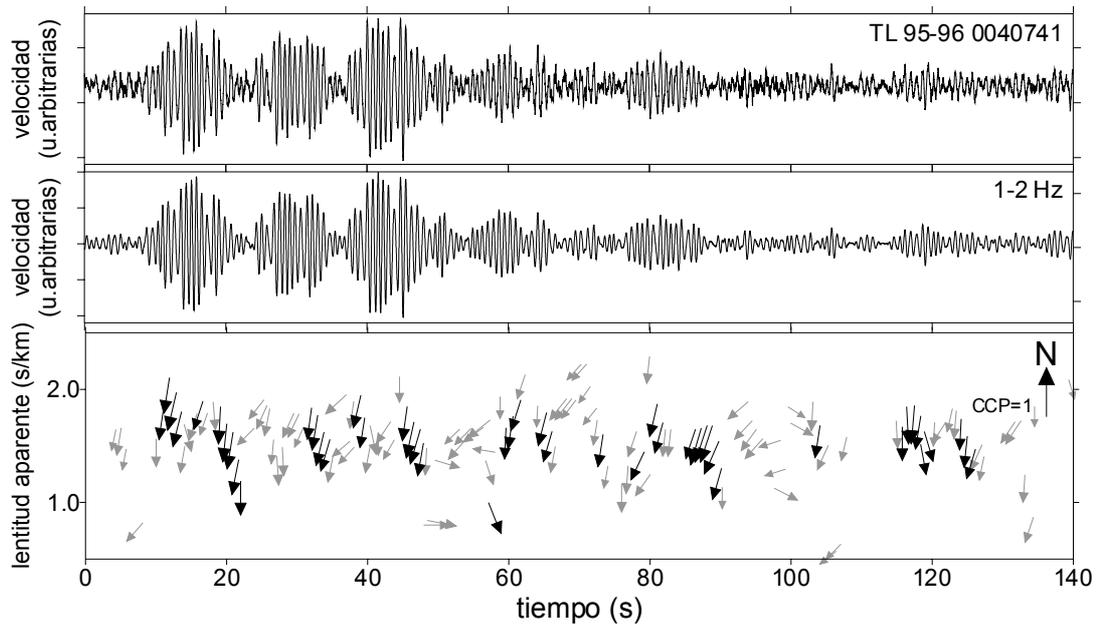


Figura 6.20. Resultados del método de la CCP a lo largo del tiempo para un episodio de tremor de baja frecuencia TL.

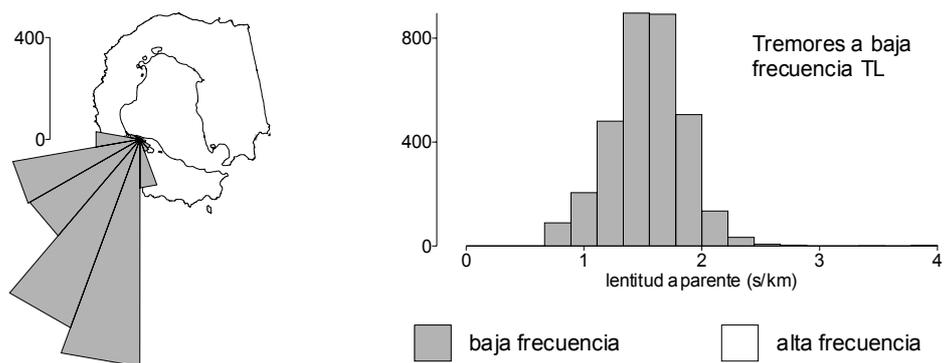


Figura 6.21. Histogramas de los resultados obtenidos para todos los episodios de tremor volcánico de baja frecuencia TL.

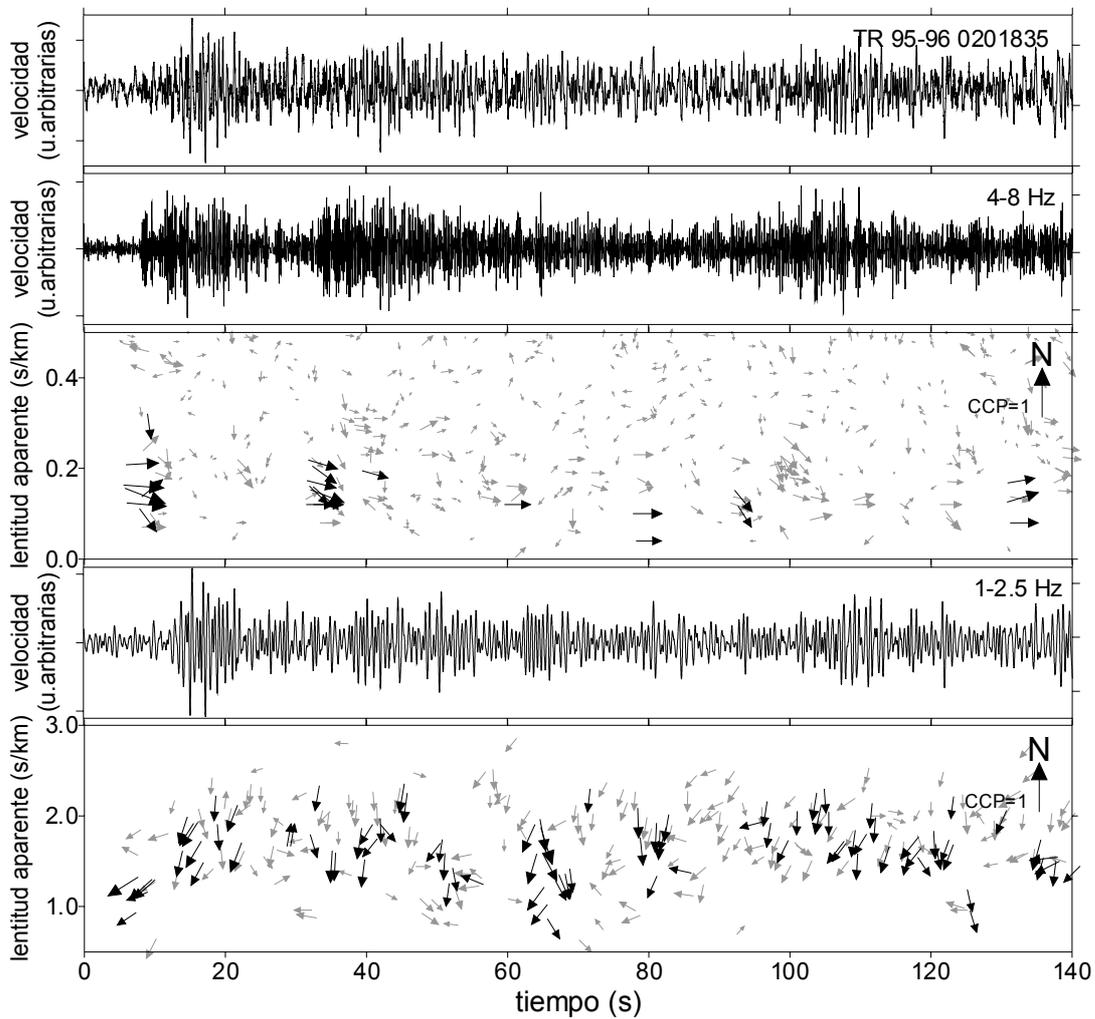


Figura 6.22. Resultados del método de la CCP a lo largo del tiempo para un tremor espasmódico TR. Obsérvese la llegada de paquetes de onda correlacionados en la banda de alta

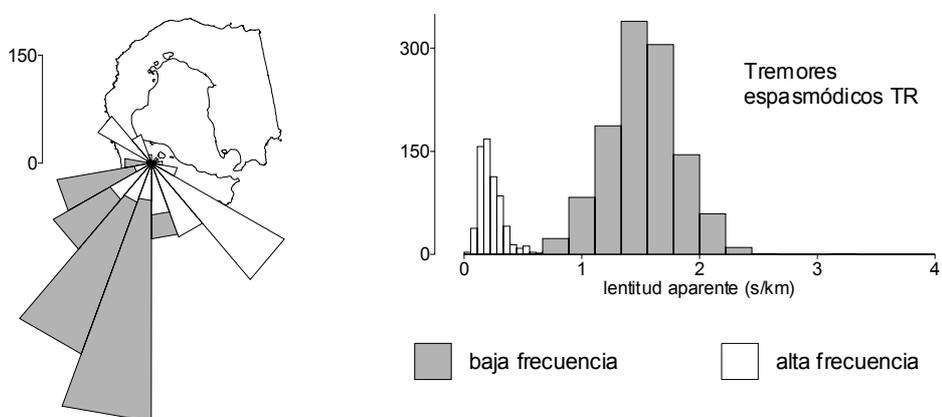


Figura 6.23. Histogramas de los resultados obtenidos para todos los episodios de tremor espasmódico TR.

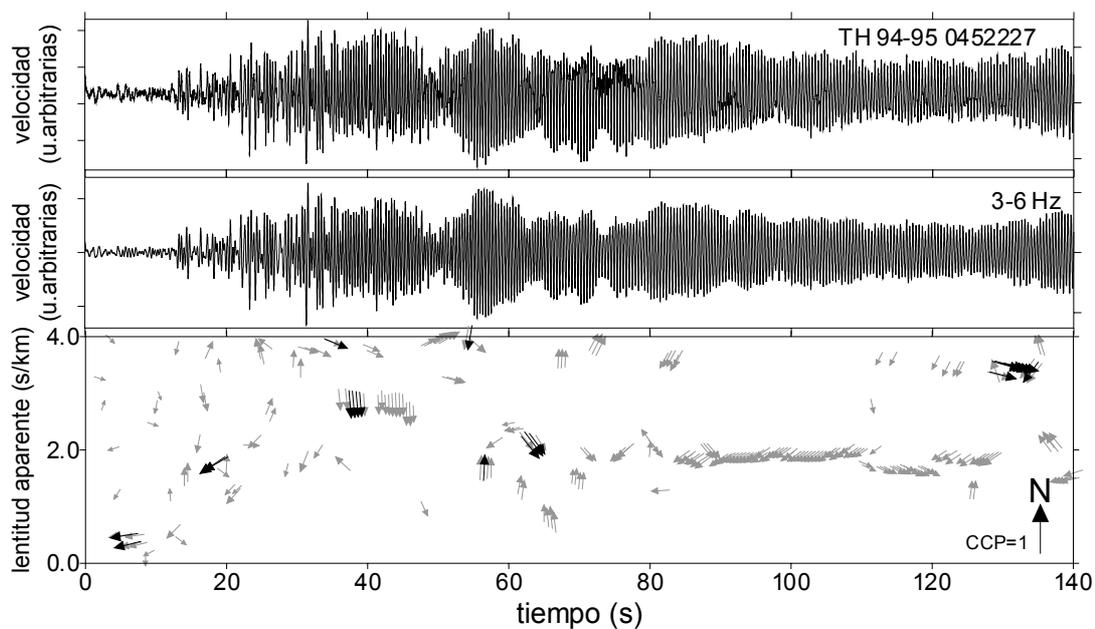


Figura 6.24. Resultados de la aplicación del método de la CCP a lo largo del tiempo para un tremor armónico TH.

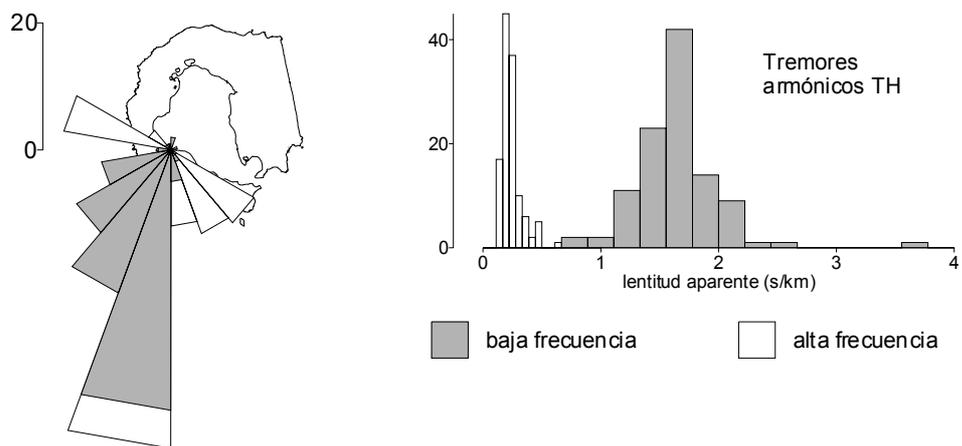


Figura 6.25. Histogramas de los resultados obtenidos para todos los tremores armónicos.

6.2. Estimación de la distancia

Las técnicas de *array* aplicadas hasta ahora permiten la determinación de la lentitud aparente con la que se propagan las ondas y de la dirección de la que proceden. Sin embargo, no proporcionan ninguna información acerca de la distancia a la que se encuentra la fuente sísmica.

En el caso de los terremotos tectónicos, el método usual para calcular la distancia es el trazado inverso del rayo, en combinación con la medida del tiempo S-P, como ya se ha mostrado en el Capítulo V. Pero al analizar señales sismo-volcánicas, la mayoría de las cuales son emergentes y carecen de fases, nos encontramos con el problema de que la estimación de la distancia y la profundidad a la que se encuentra la fuente no es tan viable. La mayoría de los volcanes tienen un cráter activo al que está asociada la actividad, y se suele asumir que los eventos procedentes de la dirección del volcán se han generado bajo él (GOLDSTEIN & CHOUET, 1994). Esto supone una restricción para la distancia epicentral a partir de la cual, si conocemos la estructura de velocidad (por ejemplo mediante perfiles o tomografía), podemos determinar la profundidad a la que se generan los eventos.

La utilización de dos *arrays* sísmicos permite también solucionar el problema, ya que la localización conjunta proporciona una estimación de la posición del epicentro. Esta técnica se ha aplicado para determinar la posición de las explosiones registradas durante la campaña de Stromboli, analizada en esta Tesis (ver Capítulo VI).

En el caso de la isla Decepción, solamente disponemos de un *array* sísmico, y no existe un cráter que revele en superficie la posición de las zonas activas. Tenemos pues que basarnos en otros indicios para determinar la situación de la fuente. Uno de ellos es la existencia de focos de calor y campos de fumarolas en varias zonas de la isla. Otro es la ocurrencia de erupciones en el pasado reciente. Alrededor del *array*, y justamente en las direcciones de las que procede la actividad sísmica, según el análisis hecho en 6.1, nos encontramos con algunos de estos indicios, a distancias relativamente pequeñas (Figura 6.26).

Hacia el sureste, tenemos el sistema de fracturas que fue responsable de la erupción de 1842, una región donde aún son claramente visibles varios conos volcánicos y coladas de lava. Hacia el noroeste, nos encontramos Bahía Fumarolas, la zona con mayor actividad fumarólica de toda la isla, asociada con otro sistema de fracturas que se prolonga hacia el norte hasta el lugar donde ocu-

rrieron las erupciones de 1967. Hacia el suroeste se encuentra la región del monte Irizar, una zona cubierta por glaciares en la confluencia de los dos sistemas de fracturas citados. Aunque existen pocos indicios de actividad volcánica o geotermal, es de esta dirección de donde procede toda la actividad sísmica de largo periodo.

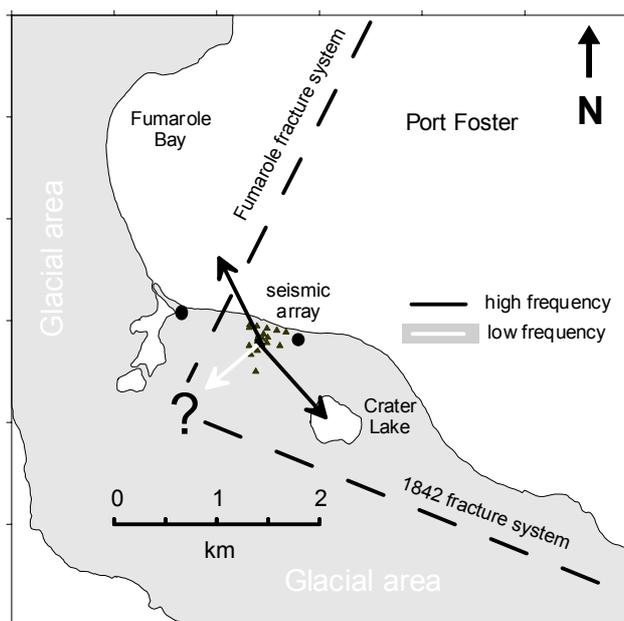


Figura 6.26. Esquema de las posibles zonas responsables de la actividad sismo-volcánica registrada por el *array* de la isla Decepción.

El método del frente circular, descrito en el Capítulo III y en ALMENDROS ET AL., 1998, ofrece la posibilidad de utilizar las técnicas de *array* para determinar la distancia a la que se encuentra la fuente sismo-volcánica, y comprobar si las suposiciones hechas en el párrafo anterior tienen o no fundamento. Las condiciones para su aplicación son óptimas, ya que, como se ha obtenido mediante el método del frente plano, las ondas se propagan a poca velocidad desde fuentes muy superficiales.

6.2.1. Trazado del rayo con S-P

Este método se puede aplicar solamente a los terremotos tectónicos, en los que se puede determinar las llegadas de las fases P y S. Vamos a adoptar el modelo de tierra que se reseña en la Tabla 6.4, obtenido a partir de los modelos propuestos por varios autores (ORTIZ ET AL., 1989; GRAD ET AL., 1993).

Tabla 6.4. Modelo de velocidad.

Z (km)	Vp (km/s)	Vp/Vs	Z (km)	Vp (km/s)	Vp/Vs
0.02	0.5	1.43	6.0	4.5	1.73
0.57	1.5	1.60	12.0	6.0	1.73
1.41	1.8	1.65	∞	8.0	1.73

Z=profundidad del suelo de la capa. Vp=velocidad de la onda P.

Vs=velocidad de la onda S.

A partir de los datos de lentitud aparente que figuran en la Tabla 6.2, hemos aplicado el trazado inverso del rayo. Los valores de S-P estimados oscilan entre 1 y 3 s para los terremotos volcano-tectónicos locales, y entre 4 y 20 s para los terremotos regionales. La distribución de los epicentros se muestra en

la Figura 6.27, y los valores numéricos correspondientes en la Tabla 6.5. La acumulación aparente de los terremotos alrededor de la isla es más un efecto de su baja magnitud que una agrupación real de la

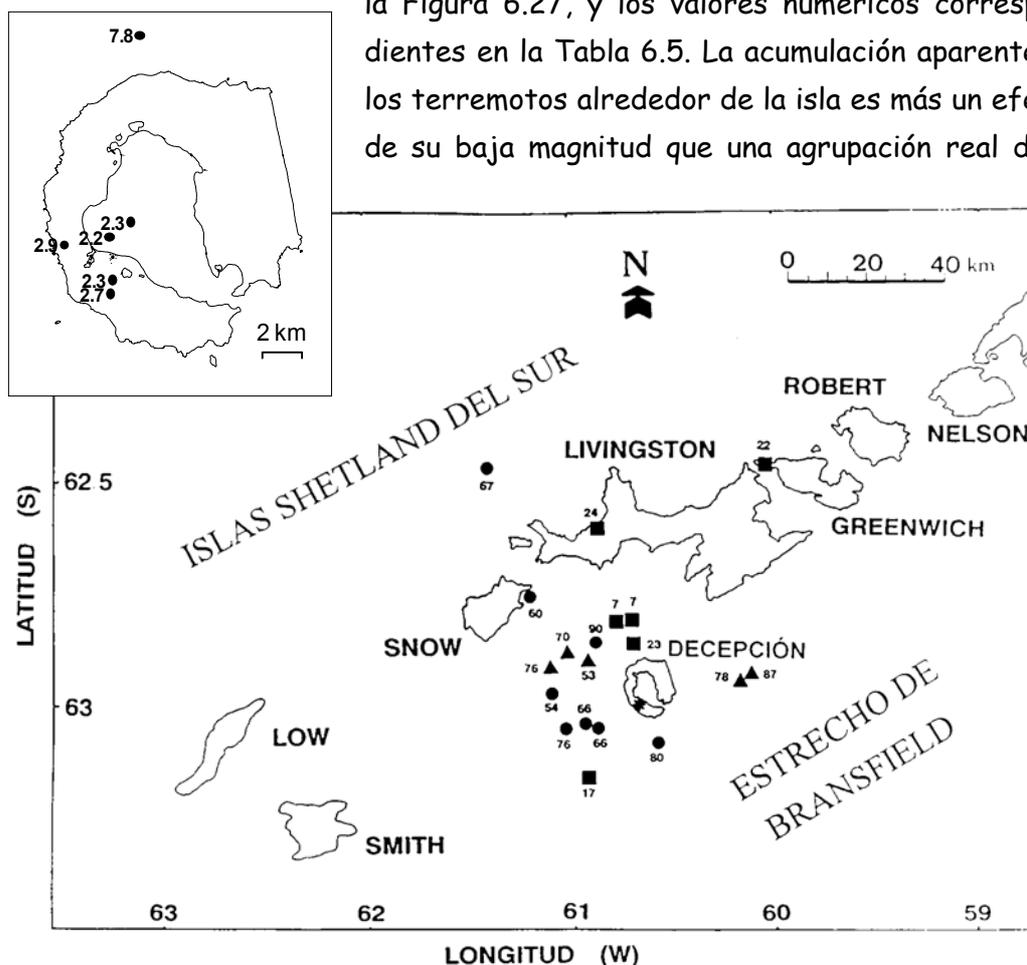


Figura 6.27. Situación de los epicentros de los terremotos localizados mediante el trazado inverso del rayo. El número junto a los símbolos representa la profundidad en km (modificado de IBÁÑEZ ET AL., 1997).

actividad. Las profundidades focales estimadas son consistentes con la existencia de una zona de subducción, moderadamente activa, debida al contacto entre la placa de Drake y la microplaca de las Shetland del Sur, como ya se especuló en GRAD ET AL., 1993 y fue comprobado por Ibáñez et al., 1997, utilizando técnicas de *array*. Hay un pequeño número de terremotos volcano-tectónicos que se localizan alrededor de la zona del array, lo cual es otro indicio de la actividad volcánica continua existente en Decepción.

Tabla 6.5. Resultados de la aplicación del trazado inverso del rayo.

Número	S-P (s)	Distancia (km)	Profundidad (km)	Número	S-P (s)	Distancia (km)	Profundidad (km)
1	9.9	40.9	58.6	13	5.3	20.9	7.9
2	10.4	69.4	21.1	14	5.3	20.9	7.9
3	7.4	43.5	27.3	15	11.0	11.6	79.4
4	8.2	20.8	55.1	16	7.6	48.4	17.8
5	11.4	36.0	74.9	17	6.9	25.2	15.9
6	10.8	22.6	75.3	18	1.6	2.0	2.3
7	4.2	16.4	22.9	19	2.1	2.5	2.9
8	9.6	24.8	64.9	20	1.3	1.0	2.2
9	9.5	19.6	65.9	21	7.4	40.1	32.9
10	13.4	71.2	66.8	22	1.8	1.9	2.7
11	13.0	34.6	88.8	23	1.4	1.2	2.3
12	20.5	112.2	101.9	24	2.7	11.3	7.8

6.2.2. Frente circular

El método del frente circular (ALMENDROS ET AL., 1998) permite estimar, dentro de unos ciertos límites, la distancia a la que se encuentra la fuente de cualquier tipo de ondas. Es capaz de estimar la curvatura del frente de ondas, y, por tanto, acotar la distancia a la que se encuentra la fuente. En particular, es adecuado para las señales volcánicas, ya que en muchos casos se trata de señales que, aunque coherentes, no tienen comienzos claros ni fases distinguibles. Además, debido a la pequeña magnitud de los eventos y a la fuerte atenuación del medio, los instrumentos suelen situarse cerca de la fuente de la actividad para tener una perspectiva lo más clara posible de lo que sucede en el volcán.

a) Ejemplo: enjambre de eventos de largo periodo

Para ilustrar los resultados obtenidos, y siguiendo a ALMENDROS ET AL., 1998, vamos a mostrar el análisis detallado de 35 eventos sísmicos pertenecientes al enjambre de eventos de largo periodo que tuvo lugar a principios de febrero de 1996, y que ya ha sido descrito en el Apartado 5.5. A pesar de que sobre el sismograma parecen muy coherentes, estos eventos dan unos valores relativamente bajos de la CCP al aplicarles el método del frente plano. En base a varios indicios geológicos, pensamos que este hecho podía ser debido a la proximidad de la fuente, que hacía que no fuera del todo correcta la suposición de que los frentes de onda que atravesaban el *array* fueran planos. Por lo tanto, aplicamos el método del frente circular y obtuvimos una notable mejora en los resultados.

En la Figura 6.28, mostramos un ejemplo de los contornos de CCP sobre el plano de lentitud a diferentes distancias para uno de los eventos seleccionados. La ventana temporal considerada corresponde al máximo de la CCP de frente plano, que coincide con el centro del paquete de ondas que constituye el evento. En la Figura 6.29 se muestra el valor máximo de la CCP sobre los planos de lentitud aparente de la Figura 6.28, en función de la distancia. Se aprecia la apari-

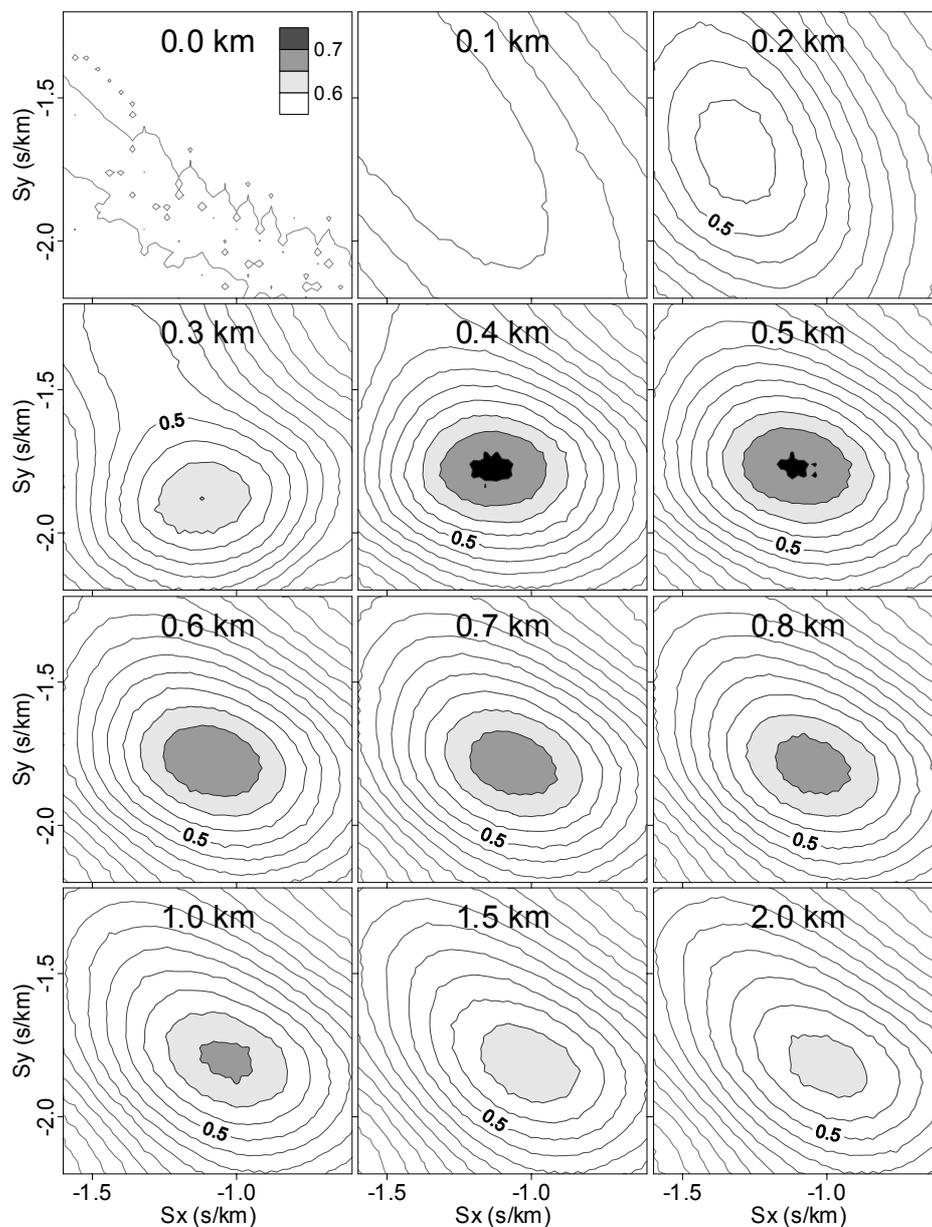


Figura 6.28. Ejemplo de contornos de CCP sobre el plano de lentitud aparente a diferentes distancias, calculado utilizando el método del frente de onda circular. Obsérvese la aparición de un máximo a una distancia de 0.4-0.5 km (de ALMENDROS ET AL., 1998).

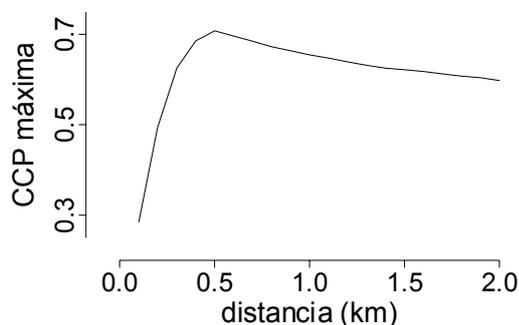


Figura 6.29. Representación de la CCP máxima en función de la distancia para el mismo evento analizado en la Figura 6.28.

ción de un pico muy claro en torno a 0.4-0.5 km, que resulta ser un 20 % más alto que el valor de la CCP para grandes distancias, equivalente al proporcionado por el método del frente plano. Esto prueba que la fuente es cercana, ya que se reproducen mejor los retrasos observados en las llegadas con un frente circular que con uno plano.

Las soluciones para todos los eventos considerados aparecen en el apéndice de tablas en este mismo capítulo. Los valores de lentitud aparente y azimut hacia la fuente son equivalentes utilizando los dos métodos. Sin embargo, el método del frente circular proporciona una estimación de la distancia. Vemos que muchos de los eventos sufren una mejora en la CCP superior al 15%, y por tanto se han generado en una fuente definitivamente cercana. Otro grupo, de 12 eventos, muestran una mejora inferior al 5%, es decir, dan prácticamente el mismo resultado con la geometría plana y la circular. En este caso, la fuente está en el límite de resolución en distancia, se trata de eventos más lejanos.

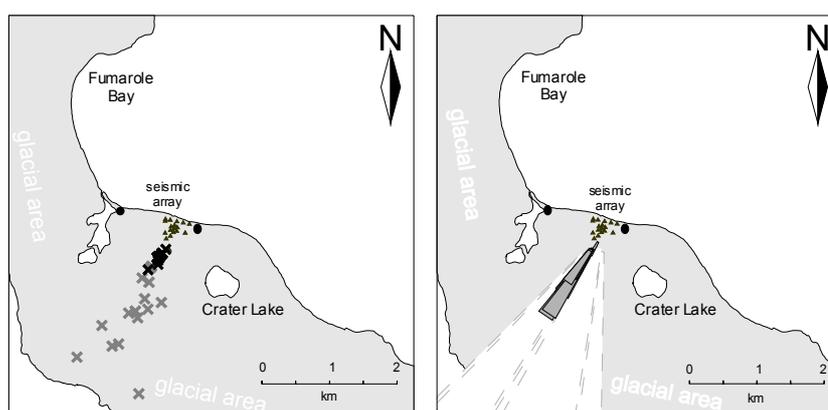


Figura 6.30. Posición de los epicentros de los 35 eventos de largo periodo que se azalizan como ejemplo (de ALMENDROS ET AL., 1998).

En la Figura 6.30 se representa la posición epicentral de los eventos localizados. Vemos que todos han ocurrido aproximadamente en la misma región, a lo largo de una línea que cruza el brazo oeste de la isla, con un rumbo de unos 210° N. Evidentemente, los mejor localizados son los eventos más próximos, que tienen una zona de error bien delimitada. En los demás, la forma de la curva

correspondiente a la Figura 6.29 no es tan aguda, por lo que, aunque obtenemos una solución a una cierta distancia, no podemos delimitar bien el intervalo de error, que queda indefinido.

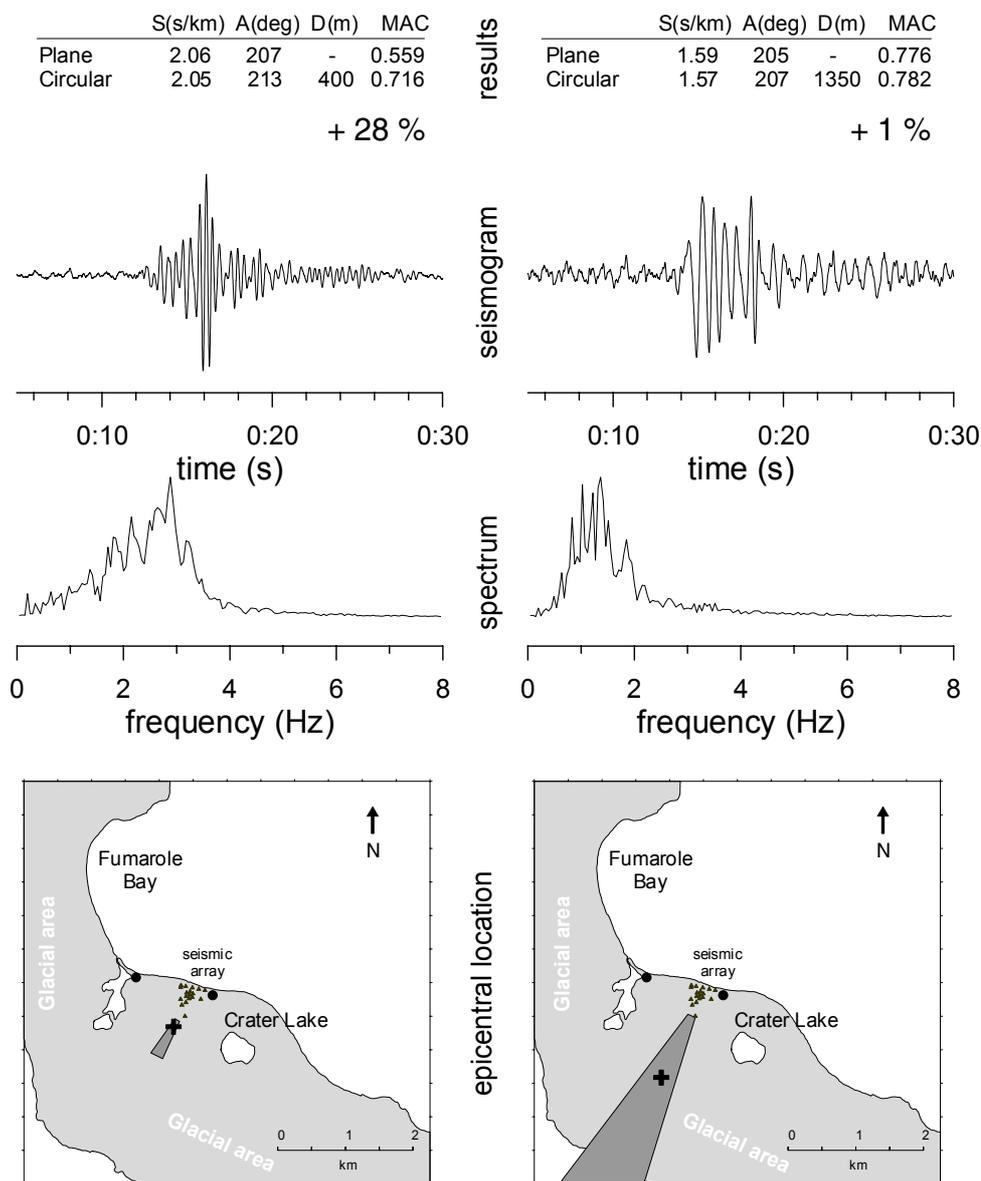


Figura 6.31. Resultados del análisis para dos de los eventos seleccionados, uno con muy buena mejora de la CCP (izquierda) y otro prácticamente sin mejora (derecha). Se muestran, de arriba a abajo, los resultados del análisis, la traza de componente vertical, el espectro y la localización correspondiente (de ALMENDROS ET AL., 1998).

Curiosamente, hay una relación entre el grado de mejora y los picos espectrales de los eventos de largo periodo analizados. En la Figura 6.31 se muestran dos ejemplos extremos. A la izquierda, puede verse un evento cuya CCP mejora

un 28% al aplicarle el método del frente circular. Está localizado a una distancia de tan sólo 0.3-0.7 km del *array*. A la derecha, aparece un evento cuya CCP casi no mejora. Si observamos el contenido espectral, vemos que la frecuencia del primero es mayor que la del segundo. Este hecho es una prueba indirecta de la bondad de nuestra estimación de la distancia, ya que un evento más lejano sufre más atenuación debido a que recorre una distancia más larga por el medio, con lo que su contenido en frecuencias tiende a desplazarse hacia bajas frecuencias. El hecho de que los eventos con buena mejora sean LP2 y los otros LP1 hace pensar que la distinción entre ambos tipos de eventos de largo periodo es más un efecto de la atenuación debida a la distancia que de alguna propiedad intrínseca de la fuente.

b) Resultados globales

Aparte del enjambre analizado en el apartado anterior, se ha aplicado el método del frente circular a eventos de largo periodo, eventos híbridos y tremores, hasta un total de 49 señales más. Solamente se han estudiado las ondas de baja frecuencia, que se desplazan con una lentitud aparente elevada, ya que, por la apertura del *array*, no tenemos resolución suficiente para aplicar el método a ondas más rápidas.

Hemos hecho un análisis estadístico de las soluciones obtenidas para todas las ventanas temporales analizadas en las que el máximo de la CCP supera un valor umbral de 0.5. Los histogramas de lentitud aparente, azimut y distancia correspondientes se muestran en la Figura 6.32, junto con un mapa sobre el que se señala la zona fuente más probable (en gris oscuro). Los resultados indican que la mayor parte de las ondas se propagan con lentitudes aparentes entre 1 y 2 s/km; que proceden de azimutes entre 180°N y 260°N, es decir, del cuadrante suroeste; y que la fuente parece estar situada muy cerca del *array*, a distancias entre 0.3 y 0.6 km. Los intervalos de error, sobre todo en distancia, suelen ser grandes, ya que la mejora de la correlación no es tan significativa como lo que hemos visto en el ejemplo del apartado anterior. Por lo tanto, hay que ser cautelosos a la hora de interpretar estos resultados. Lo que sí parece claro es que, tanto en el apartado anterior como para los eventos aquí analizados, la fuente de las ondas de baja frecuencia es cercana y que se encuentra situada hacia el suroeste del *array*.

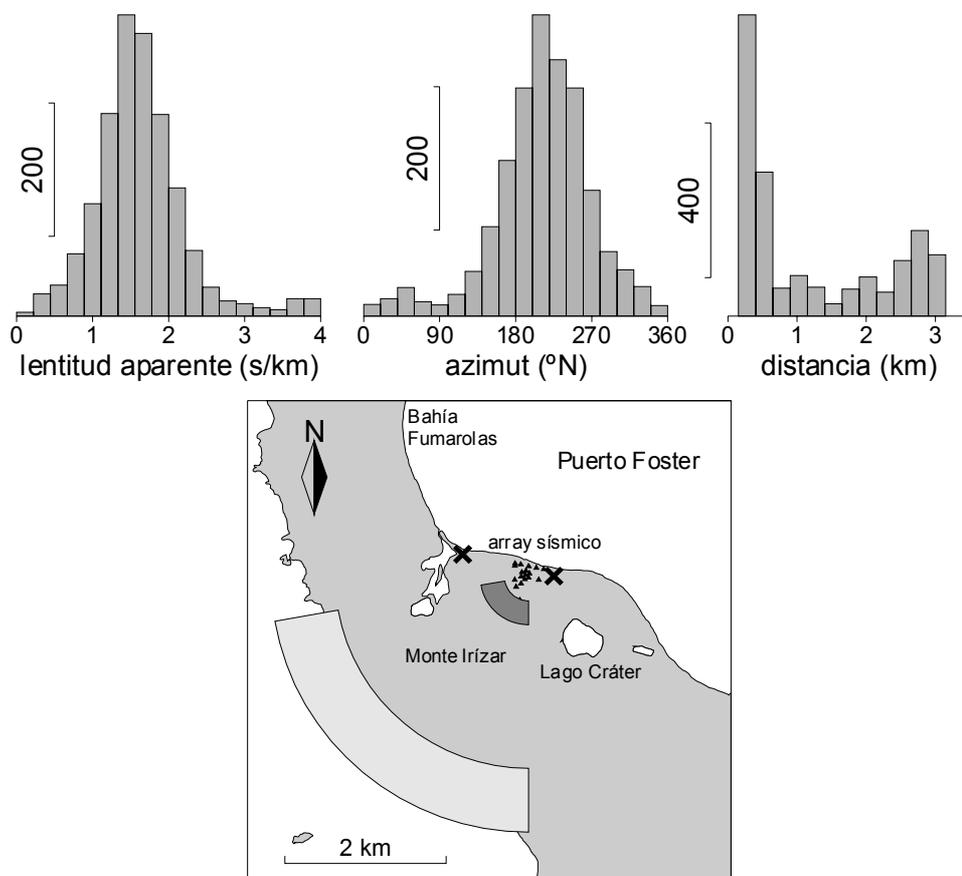


Figura 6.32. (arriba) Histogramas de lentitud aparente, azimut y distancia para todas las soluciones obtenidas a lo largo de los distintos eventos analizados. (abajo) Mapa en el que se muestra la zona fuente más probable (el sector oscuro) y la correspondiente al máximo secundario a 2.8 km (el sector claro).

En el histograma de distancia aparece un máximo secundario entre 2.4 y 3.2 km. A esa distancia, la resolución es muy baja, por lo que no podemos hacer una interpretación fiable. Sin embargo, llama la atención el hecho de que, al situarlo sobre el mapa de la isla, obtenemos una región que coincide casi exactamente con el contorno de la costa (Figura 6.32, abajo). Se trata de un acantilado con un fuerte escarpe, por lo que estas soluciones podrían deberse a un efecto de borde o de *back-scattering*, provocado por la abrupta topografía y similar al observado para el volcán Stromboli en la zona de la Sciara del Fuoco. Otra posibilidad es que sean un efecto del ruido generado por el mar en esa zona, aunque en ese caso cabría preguntarse por qué la zona fuente no se extiende más al norte. De cualquier forma, hay que volver a reiterar que se trata de resultados preliminares, y que hace falta un estudio a fondo para llegar a conclusiones más fiables.

7. Polarización. Tipos de ondas.

El estudio de la polarización del movimiento del suelo es una herramienta muy útil para determinar el tipo de ondas que componen cualquier terremoto, y, en particular, es también aplicable a los eventos sismo-volcánicos. El conocimiento del tipo de ondas que componen la actividad sísmica es un factor decisivo a la hora de elegir el modelo de fuente que mejor la explique. Hemos considerado este objetivo lo suficientemente importante como para sustituir canales verticales del *array*, con los que podríamos haber extendido su configuración y mejorado su rango de respuesta, por algunos horizontales que nos permitan caracterizar la polarización de las ondas registradas.

El *array* sísmico de la isla Decepción, como ya ha sido descrito en el Apartado 2, dispuso durante las tres campañas realizadas de tres estaciones de tres componentes, una de las cuales, durante la campaña 94-95, fue de banda ancha. Estas estaciones nos permiten realizar el análisis de polarización que se expone a continuación.

Hemos aplicado un método fundamentalmente gráfico para el estudio de la polarización de las ondas. Se trata de reconocer los diferentes tipos de ondas mediante la representación del movimiento de la partícula en tres dimensiones. Puesto que en principio no conocemos con exactitud el ángulo de incidencia, hemos elegido las componentes radial, transversal y vertical, utilizando la determinación del azimut de procedencia de las señales para rotar las componentes en el plano horizontal. En las Figuras 7.1, 7.2 y 7.3 se muestran ejemplos del movimiento de la partícula para un evento de largo periodo (Figura 7.1), un híbrido (Figura 7.2) y el comienzo de un temblor (Figura 7.3).

Los resultados indican que las dos bandas de frecuencia analizadas contienen ondas de características completamente diferentes. Las ondas de alta frecuencia que componen los eventos híbridos y el temblor producen un movimiento fundamentalmente vertical y linealmente polarizado. Por el contrario, las ondas de baja frecuencia de los eventos de largo periodo, los híbridos y los temblores no tienen una polarización definida, sino que se trata más bien de una mezcla compleja de ondas, con contribución comparable en todas las componentes del movimiento.

Si completamos estos resultados con la información sobre la lentitud aparente con la que se propagan las ondas, obtenida a partir del análisis de *array*, podemos llegar a las siguientes conclusiones:

- En primer lugar, las ondas de alta frecuencia, que por propagarse con una elevada velocidad aparente han de indicir con un ángulo pequeño respecto a la vertical, están compuestas fundamentalmente por ondas compresionales, es decir, ondas P. En estos paquetes de alta frecuencia, no hemos observado en ningún momento la presencia de ondas transversales. El hecho de que no aparezcan ondas S nos lleva a pensar que el mecanismo que produce los eventos no se puede representar mediante el modelo clásico de doble par, característico de los terremotos de fractura, sino que se puede tratar más bien de una fuente explosiva o volumétrica.
- En segundo lugar, hemos encontrado que las ondas de baja frecuencia se propagan con velocidades aparentes muy lentas. Necesariamente, por tanto, se generan en una fuente superficial. Su composición es compleja, lo que nos lleva a pensar que se trata de una mezcla de ondas superficiales.

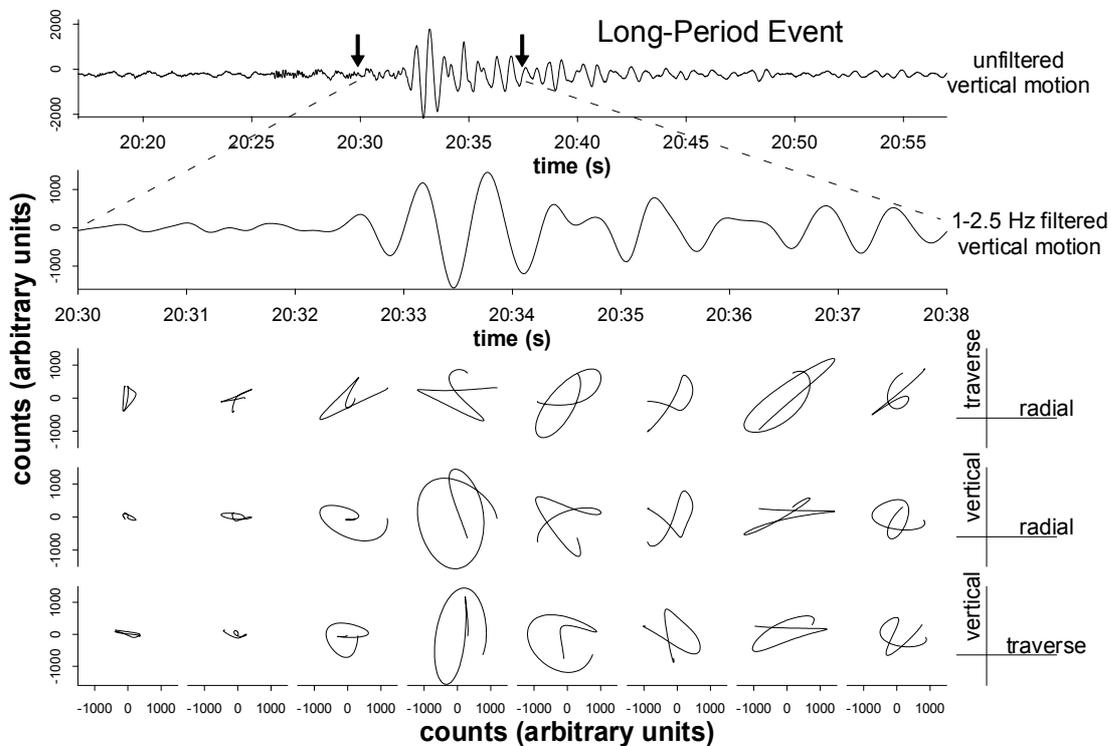


Figura 7.1. Movimiento de la partícula para las ondas de baja frecuencia que componen los eventos de largo periodo (de DEL PEZZO ET AL., 1998).

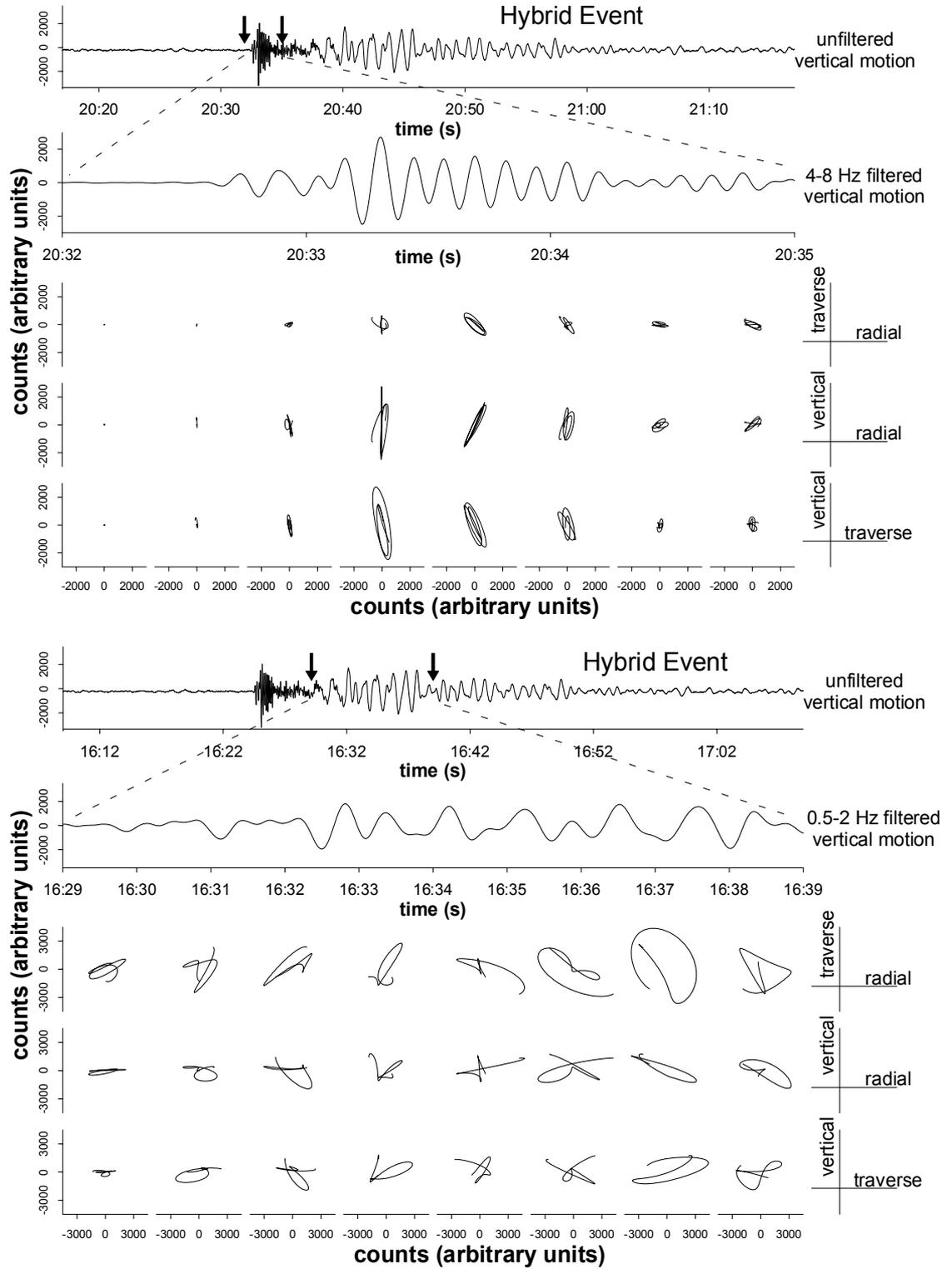


Figura 7.2. Movimiento de la partícula para las ondas de alta (arriba) y de baja frecuencia que componen los eventos híbridos (de DEL PEZZO ET AL., 1998).

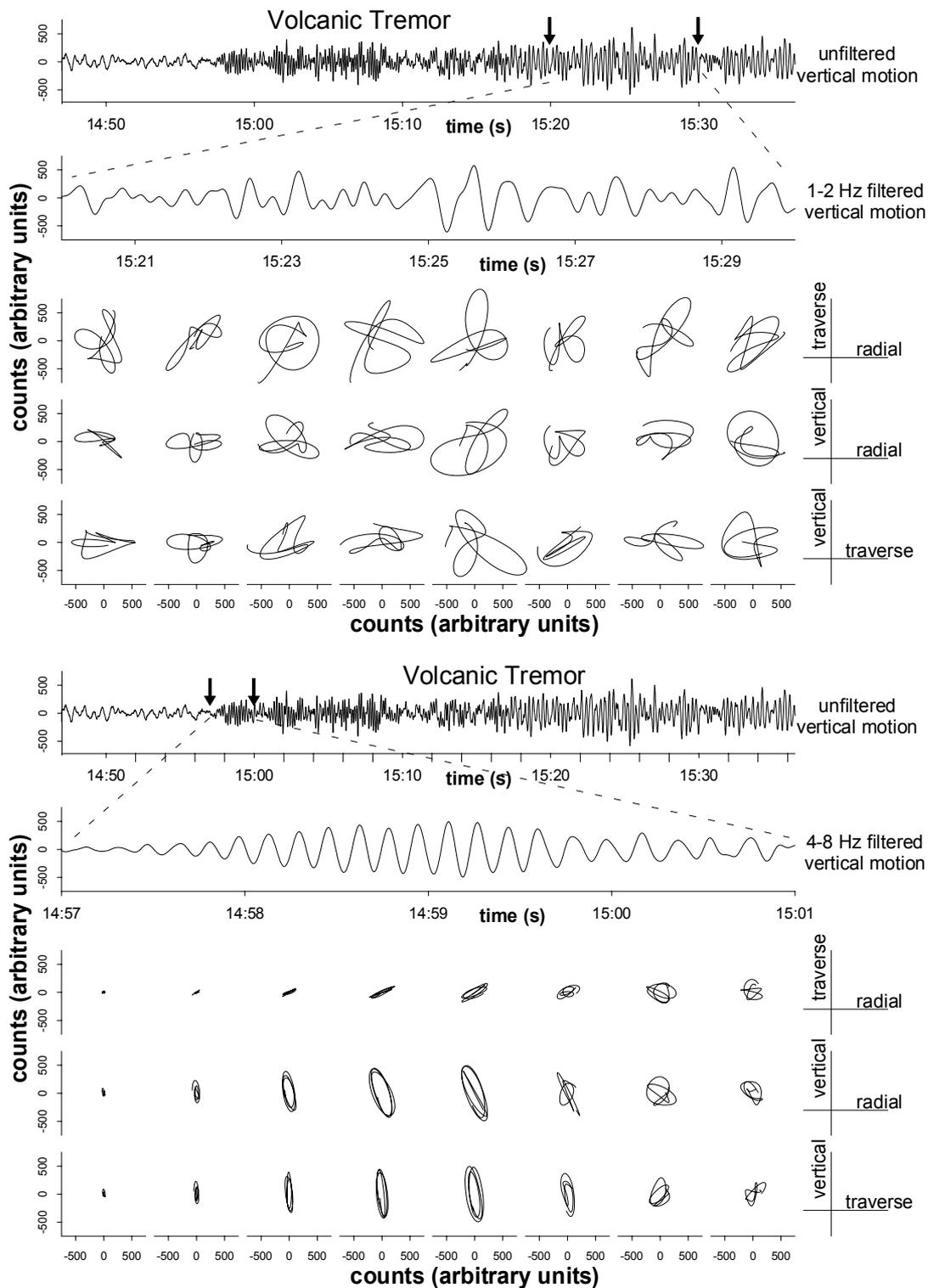


Figura 7.3. Movimiento de la partícula para las ondas de alta (arriba) y de baja frecuencia (abajo) que componen el tremor volcánico TR (de DEL PEZZO ET AL., 1998).

8. Relación entre los eventos simples y el tremor

Desde los primeros trabajos sobre sismología volcánica, se había sugerido que el tremor volcánico podía ser la superposición en el tiempo de eventos más simples, del tipo de los eventos de largo periodo o los híbridos (MINAKAMI, 1974; MALONE, 1973; GORDEEV ET AL., 1990; CHOUET, 1992).

Utilizando los datos registrados en la isla Decepción, hemos podido demostrar experimentalmente que los tremores volcánicos están compuestos en su mayoría por eventos simples solapados (ALMENDROS ET AL., 1997). Este hecho es patente incluso a partir de la mera inspección visual de los sismogramas, ya que los eventos simples ocurren en ocasiones mezclados con episodios de tremor y resulta difícil determinar si se trata de varios eventos simples seguidos o de un tremor continuo.

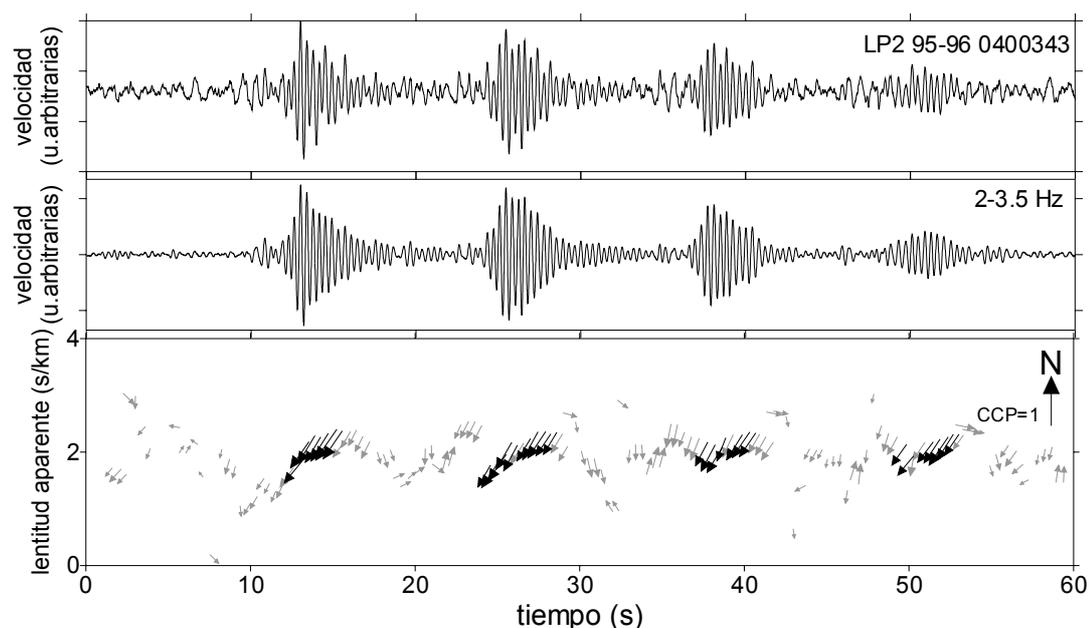


Figura 8.1. Ejemplo de un registro en el que aparecen cuatro eventos de largo periodo seguidos.

En la Figura 8.1 podemos observar el registro de una serie de eventos de largo periodo que ocurrieron seguidos, con un intervalo de unos 12 s entre cada uno y el siguiente. La localización de la fuente es exactamente la misma en todos, tanto en lentitud como en azimut. Si comparamos este sismograma con el que aparece en la Figura 6.18, correspondiente a un tremor a baja frecuencia, vemos que prácticamente la única diferencia es que el intervalo temporal con el que se suceden los eventos no permite resolverlos. Entre un ejemplo y otro hay toda una gama de registros en los que, a veces, no es fácil decidir si se trata de

eventos simples aislados o de un tremor continuo. Del mismo modo, la Figura 8.2 muestra un ejemplo de la ocurrencia de un breve tremor espasmódico, seguido de un evento híbrido aislado. El análisis de *array* demuestra que el tremor contiene en realidad dos llegadas, cada una de las cuales tiene la misma lentitud aparente e idéntico azimut hacia la fuente que el evento híbrido que las sigue.

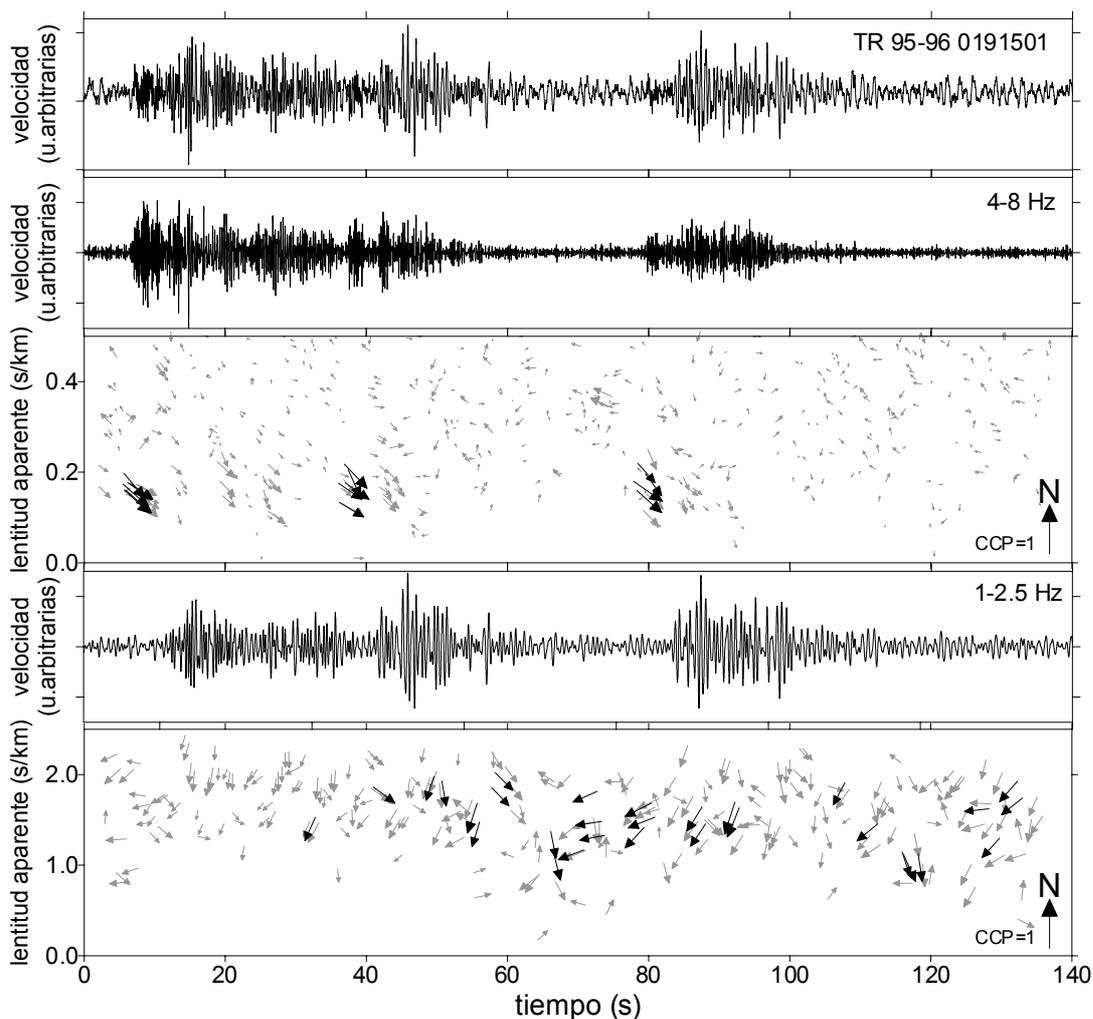


Figura 8.2. Resultados de la aplicación del método de la CCP a lo largo del tiempo a una señal registrada durante un tremor. La segunda parte de la señal es un evento híbrido. Obsérvese la presencia de dos paquetes de onda bien correlacionados durante el tremor, y la coincidencia en dirección y lentitud aparente con los valores obtenidos para el híbrido.

8.1. Ejemplo: actividad del 19 al 22 de enero de 1996

Para estudiar en más detalle la relación entre los eventos simples y el tremor, hemos seleccionado 41 eventos sísmicos pertenecientes al periodo de actividad registrado en la isla Decepción del 19 al 22 de enero de 1996. 21 de ellos

corresponden a tremores de tipo espasmódico, y los otros 20 a eventos híbridos. Hemos analizado diversos aspectos de las señales sísmicas: por un lado, el contenido espectral; por otro, el estudio del parámetro del rayo realizado con el *array*, es decir, la dirección de procedencia y la velocidad aparente de propagación; y por último, la polarización de las ondas que componen ambos tipos de eventos.

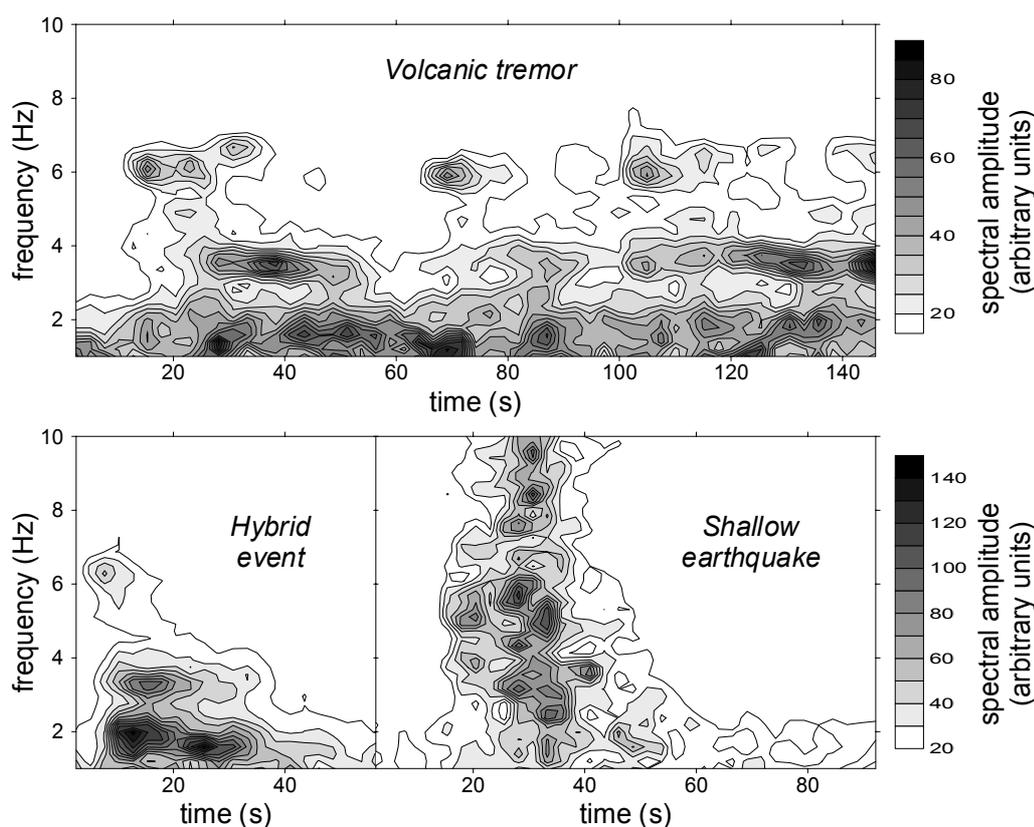


Figura 8.3. Comparación entre los espectrogramas de un tremor volcánico, un evento híbrido (registrados durante el periodo de actividad del 19 al 22 de enero de 1996) y un terremoto superficial (de ALMENDROS ET AL., 1997).

La Figura 8.3 muestra los espectrogramas de un tremor volcánico, un evento híbrido y un terremoto superficial registrados por el *array*. Puede observarse que la forma del espectrograma del híbrido, una llegada en altas frecuencias a la que sigue poco después un contenido energético en bajas frecuencias, se repite en el caso del tremor varias veces a lo largo del tiempo. La comparación con el espectrograma del terremoto excluye la posibilidad de que se deban a un efecto de sitio, ya que en ese caso también aparecerían en él.

En cuanto al estudio de las propiedades de propagación, la coincidencia entre las soluciones bien correlacionadas (aquellas cuya CCP supera el valor umbral de 0.5) para ambos tipos de eventos es muy significativa (Figura 8.4). Tanto la dirección de procedencia como la velocidad aparente de las ondas muestran una distribución equivalente para ambos tipos de eventos. Las altas frecuencias llegan desde una zona a unos 130°N , con velocidades aparentes muy altas. Las bajas, por el contrario, proceden del sur, desde unos 200°N , con velocidades aparentes muy bajas, lo cual revela su origen superficial. Como se ve, es el mismo patrón discutido ya en el Apartado 6.1.2 para los distintos tipos de eventos analizados.

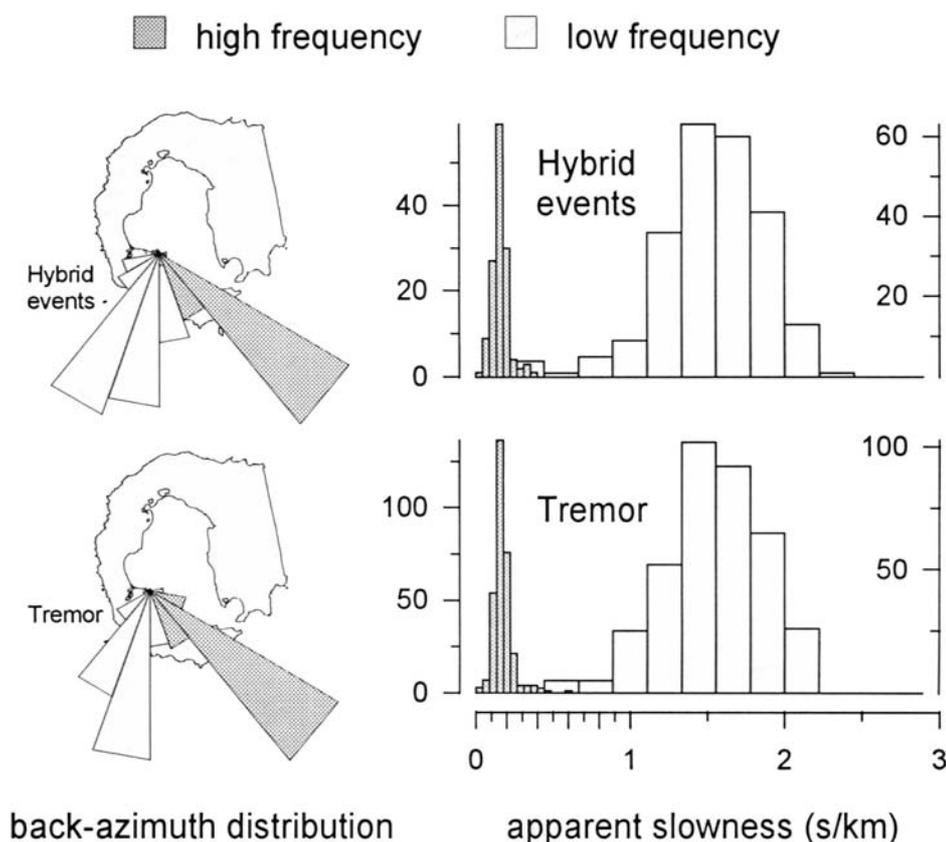


Figura 8.4. Histogramas de azimut y lentitud aparente para los eventos híbridos y el tremor ocurridos durante el periodo de actividad del 19 al 22 de enero de 1996 (de ALMENDROS ET AL., 1998).

Por último, el estudio de la polarización de las ondas, tanto en altas como en bajas frecuencias, también demuestra la similitud entre ambos tipos de eventos, como ya se ha descrito de manera más general en el Apartado 7. En bajas frecuencias, se observa una mezcla compleja de ondas superficiales, mien-

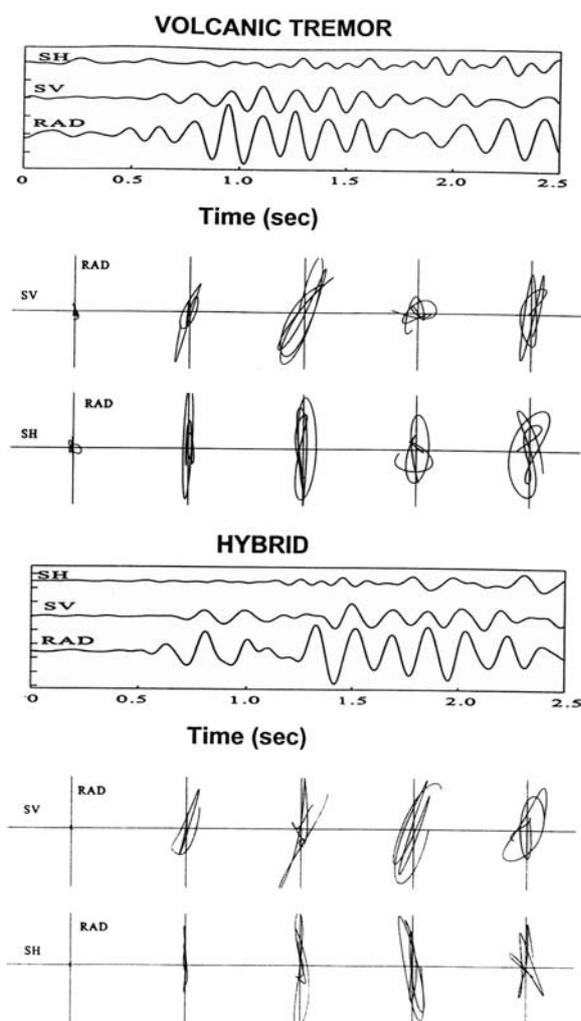


Figura 8.5. Movimiento de la partícula para la llegada en altas frecuencias de un evento híbrido y un tremor, ocurridos durante el periodo de actividad del 19 al 22 de enero de 1996 (de ALMENDROS ET AL., 1997).

tras que en altas (Figura 8.5) la primera llegada está compuesta por ondas compresionales, sin presencia aparente de ondas de cizalla, al menos en los primeros segundos de la señal.

Todos estos estudios demuestran que la fuente que origina los eventos híbridos es la misma que genera el tremor, ya que comparten las mismas características espectrales, las mismas propiedades de propagación y el mismo patrón de polarización. La única diferencia es que los primeros representan la respuesta a una excitación puntual, mientras que en los segundos el mecanismo de excitación se repite de manera sostenida a lo largo del tiempo.

8.2. Relación entre los eventos simples y otros tipos de tremor

Ya hemos visto que el tremor espasmódico y los eventos híbridos tienen una estrecha relación. El origen de otros tipos de tremor también parece estar asociado a la superposición de eventos simples. Desde un punto de vista lineal, los eventos simples constituyen la respuesta impulsional del sistema, mientras que el tremor es la convolución de esta respuesta con una cierta función temporal de la fuente. Desde el punto de vista del proceso en la fuente, se debe a la realimentación del mecanismo que genera los eventos simples (CHOUET, 1996B).

Por ejemplo, si comparamos las Figuras 6.5, 6.7 y 6.23, vemos que los eventos de largo periodo y los tremores de baja frecuencia también comparten las mismas características de propagación. En la Figura 5.5 se pueden distinguir paquetes de onda aislados que recuerdan a los eventos de largo periodo, aunque ocurran tan seguidos que no se puedan individualizar. Todo apunta a que también los tremores de baja frecuencia se deben a la superposición de eventos de largo periodo. Igualmente, los tremores armónicos tienen las mismas características que los eventos LP3, aunque con una duración mucho mayor.

Por otra parte, los estudios sobre la generación de ondas sísmicas en ambientes volcánicos son capaces de explicar tanto los eventos del tipo que hemos llamado híbridos como los diversos tipos de eventos de largo periodo, haciendo uso de un modelo físico plausible, principalmente cavidades rellenas de fluido, como por ejemplo esferas (CROSSON & BAME, 1985), conductos (CHOUET, 1985) o grietas (AKI ET AL., 1977; CHOUET, 1986, 1988, 1992).

La conclusión que se desprende de todo esto es que, a pesar de la diversidad de señales registradas y de su aparente heterogeneidad, las fuentes sísmicas que las generan comparten un único mecanismo. Cuando la excitación ocurre aislada, se generan eventos simples que, dependiendo de la posición del transitorio, se registrarán como eventos de largo periodo o híbridos. Cuando la excitación es más sostenida, se producen tremores. Nos queda, pues, encontrar un modelo de fuente que sea capaz de explicar el conjunto de la actividad sísmica registrada en la isla Decepción.

9. Discusión sobre la fuente

El mecanismo de la fuente debe ser tal que pueda explicar la variedad de señales registradas durante las tres campañas, teniendo en cuenta tanto las condiciones físicas y geológicas de la isla como el contenido espectral, la distribución espacial y temporal, y demás características de la sismicidad.

El modelo de fuente más probable consiste en la ocurrencia de explosiones a profundidades del orden de 1 km, debidas a bruscos cambios de fase producidos por la interacción del acuífero que embebe la isla con los materiales calientes subyacentes (CORREIG ET AL., 1997). Estas explosiones dan lugar a ondas internas, que, por una parte, se propagan directamente hacia el *array*, y, por otra, generan ondas de baja frecuencia a través de mecanismos de resonancia.

Tanto el análisis de *array* como otros indicios geológicos apuntan a que la fuente que genera las ondas de baja frecuencia de los eventos registrados es extremadamente superficial, del orden de un centenar de metros. Basándonos en la elevada fracturación del medio, reflejada por ejemplo en la ocurrencia de erupciones fisurales, pensamos que la geometría de la cavidad resonante más plausible es una grieta. Dadas las condiciones geológicas e hidrotermales de la isla Decepción, no es descabellado suponer que el elemento más probable que rellena estas grietas es el agua, con un cierto componente gaseoso en forma de pequeñas burbujas disueltas. No parece probable que intervenga el magma directamente, tal vez sólo en la generación de los transitorios que disparan la resonancia del sistema.

A continuación, vamos a realizar una discusión basada en algunos trabajos recientes (CHOUET, 1996B; GIL CRUZ & CHOUET, 1997; NAKANO ET AL., 1998) en los que se combina la dinámica de fluidos de dos fases con las propiedades de resonancia de cavidades y la generación de ondas sísmicas. Nuestra intención no es determinar con exactitud la geometría de la fuente ni sus propiedades, sino hacer una especulación cuantitativa para confirmar si la visión general que tenemos de la fuente es o no correcta.

Vamos a considerar un modelo en el que la cavidad resonante es una grieta rellena de un fluido (CHOUET, 1986). Este modelo nos va a permitir indagar sobre las propiedades de este fluido y la geometría de la cavidad resonante, a partir, simplemente, del contenido espectral de la actividad de largo periodo.

Las oscilaciones sostenidas que caracterizan a la actividad largo periodo requieren un fuerte contraste de impedancias capaz de atrapar las ondas elásticas que provocan el proceso de resonancia. Una cavidad en la roca, rellena de un fluido, es el candidato ideal. Si consideramos puramente la vibración acústica del fluido, los cálculos nos llevarían a tamaños de la cavidad resonante poco realistas. Sin embargo, en una grieta, rellena de algún fluido como por ejemplo agua gasificada, se generan además otro tipo de ondas, conocidas como *ondas de grieta* (CHOUET, 1986; FERRAZZINI & AKI, 1987; CHOUET, 1992), que son mucho más lentas y por tanto conducen a tamaños de la fuente mucho más plausibles.

En primer lugar, vamos a exponer en qué se basa el método. Para estudiar las características dispersivas del resonador, definimos el factor de calidad Q a partir de los picos espectrales de los eventos registrados:

$$Q = \frac{f_0}{\Delta f} \quad (1)$$

donde f_0 es la frecuencia del pico espectral dominante y Δf es su anchura a media altura. Este factor es directamente observable, y está ligado a las pérdidas por radiación, dadas por Q_r y al amortiguamiento viscoso y otros mecanismos internos de pérdida de energía en la fuente, representados por Q_i . La relación entre ellos es:

$$Q^{-1} = Q_r^{-1} + Q_i^{-1} \quad (2)$$

Las pérdidas por radiación pueden estimarse según AKI, 1984 por:

$$Q_r^{-1} = \frac{1}{\pi} \log\left(\frac{Z+1}{Z-1}\right) \quad (3)$$

Z se conoce como contraste de impedancias entre el sólido y el fluido y viene dada por:

$$Z = \frac{\rho_s \alpha_s}{\rho_f \alpha_f} \quad (4)$$

donde ρ y α representan la densidad y la velocidad del medio sólido (subíndice s) o fluido (subíndice f).

Hemos seleccionado el periodo de actividad del 4 de enero de 1996 para realizar este estudio. La Figura 9.1 muestra en detalle la banda de baja frecuencia de los espectros de los tremores de la Figura 5.6, ocurridos con varias horas de diferencia entre uno y otro. Hay que resaltar la pertinaz estabilidad de los picos a lo largo del tiempo, tanto en frecuencia como en anchura, lo cual es signo evidente de que no se produjeron cambios en la fuente resonante. Vamos a centrarnos en el estudio del pico 2, caracterizado por una frecuencia de 1.3 Hz y un factor de calidad, calculado mediante (1), que asume valores típicamente alrededor de 10.

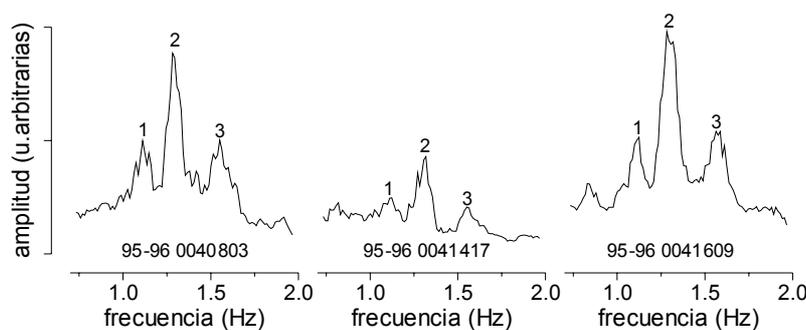


Figura 9.1. Espectro de tres registros de actividad de largo periodo.

Para realizar la discusión, vamos a asumir los valores que aparecen en la Tabla 9.1. El valor más difícil de acotar es la velocidad del sonido en el fluido. Hemos asumido la correspondiente a agua gasificada, con un porcentaje de gas del orden del 1% (NAKANO ET AL., 1998). La velocidad en el sólido es la que se obtiene del modelo dado por la Tabla 6.2, si suponemos una fuente superficial (del orden de 100 m de profundidad). Una vez realizadas las hipótesis anteriores, podemos determinar también Q_r a partir de (3), obteniéndose un resultado en torno a 12. Finalmente, utilizando (2), podemos estimar la atenuación interna, obteniendo un valor de Q_i del orden de 50.

Tabla 9.1. Propiedades de la grieta.

	Densidad (kg/m ³)	Velocidad (m/s)
Sólido	2500	1500
Fluido	1000	500

A continuación, con el objeto de comprobar la consistencia de nuestras suposiciones, vamos a calcular la velocidad de fase en el fluido y el factor de atenuación interna Q_i en función del contenido en gas del fluido, utilizando el modelo de van Wijngaarden-Papanicolaou (CHOUET, 1996), para unos tamaños determinados de las burbujas. Vamos a suponer que la presión es de 2.5 Mpa (100 m de profundidad) y la temperatura de 100°C (ver NAKANO ET AL., 1998 para los detalles del cálculo).

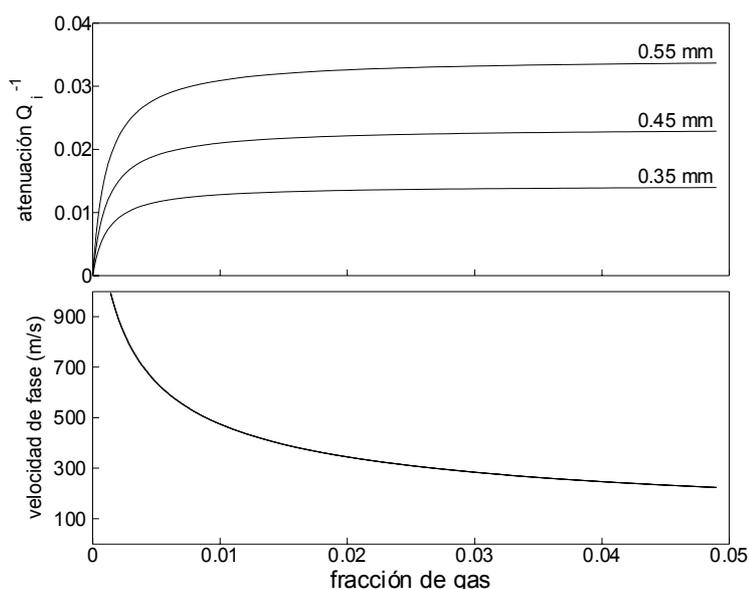


Figura 9.2. Atenuación y velocidad de fase en función del contenido en gas para distintos radios de las burbujas.

Como se ve en la Figura 9.2, los valores calculados dependen fuertemente del contenido en gas y del radio de las burbujas. Los resultados obtenidos son consistentes con las suposiciones realizadas, referentes sobre todo a la velocidad de fase en el fluido, siempre que consideremos burbujas de pequeño tamaño y un contenido en gas bajo, alrededor del 1 %.

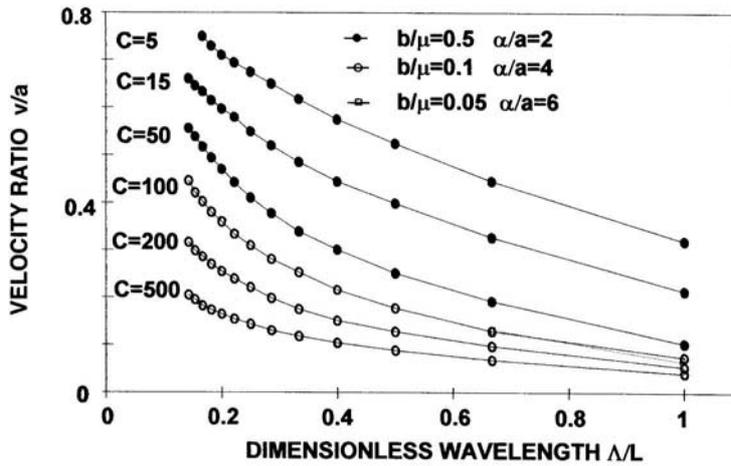


Figura 9.3. Razón entre la velocidad del medio y la del fluido (de GIL CRUZ & CHOUET, 1997)

Vamos a referirnos ahora a la geometría de la grieta. La onda de grieta es siempre más lenta que la velocidad del sonido en el fluido, e inversamente dispersiva, es decir, la velocidad decrece fuertemente al aumentar la longitud de onda. Para un modo de vibración dado y una velocidad del fluido fija, la velocidad de la onda de grieta depende de un parámetro que se conoce como rigidez de la grieta, y que vale (AKI ET AL., 1977; CHOUET, 1986):

$$C = \frac{bL}{\mu d} \tag{5}$$

donde b es el módulo de volumen del fluido, μ es el módulo de rigidez del medio que rodea la grieta, L es la longitud de la grieta y d es su apertura.

Aplicando el modelo de CHOUET, 1986 podemos obtener un orden de magnitud para el tamaño y la apertura de la grieta. Dicho modelo nos proporciona la

Tabla 9.2. Resultados de la aplicación del modelo de CHOUET, 1986.

C	v (m/s)	λ (m)	L (m)	d (cm)
200	50	38	25	2
100	75	57	38	5

C=rigidez de la grieta. v=velocidad, λ =longitud de onda de la onda de grieta. L=longitud, d=apertura de la grieta.

gráfica de la Figura 9.3, con la que se puede determinar la razón de la velocidad de la onda de grieta y la velocidad en el fluido a partir de la razón entre su longitud de onda y el tamaño de la grieta. Vamos a asumir que la razón adimensional λ/L vale $2/3$, o lo que es lo mismo, que el modo de vibración de la grieta correspondiente al pico elegido es el segundo armónico. Esto se justifica por la presencia de un pico a una frecuencia inferior en el espectro (Figura 9.1). De la razón entre velocidades obtenida de la Figura 9.3, calculamos la velocidad de la onda de grieta, ya que el valor de la velocidad en el fluido fue inicialmente supuesto (Tabla 9.1). Una vez conocida esta velocidad, y puesto que desde el principio sabemos su frecuencia (la que observamos en el espectro de la actividad de largo periodo registrada), podemos determinar su longitud de onda y por tanto la longitud de la grieta. Finalmente, suponiendo un valor del coeficiente de Poisson de 0.25, podemos calcular b/μ en función de la densidad y la velocidad en el sólido y el fluido, con lo cual también podemos determinar la apertura de la grieta a partir de su rigidez.

Para valores razonables de la rigidez de la grieta (100-200), los resultados se muestran en la Tabla 9.2. Estos resultados, aunque obtenidos a partir de una larga serie de suposiciones, parecen razonables y consistentes con las hipótesis iniciales relativas a la posición y las propiedades de la fuente sísmica. Por lo tanto, los podemos considerar como representativos del tamaño de la fuente de la actividad de largo periodo en la isla Decepción.

10. Cuantificación energética

Al contrario de lo que sucede en el estudio de terremotos tectónicos, donde las escalas de magnitud están bien definidas y se utilizan rutinariamente para cuantificar la energía que se libera en la fuente, no hay un parámetro equivalente que permita establecer una relación simple con la energía puesta en juego en una fuente sismo-volcánica.

AKI ET AL., 1977, elaboraron un modelo en el que se justifica una relación entre la energía elástica radiada por la fuente del tremor o de cualquier otra señal asociada con dinámica de fluidos y un concepto que se conoce como *tasa de momento sísmico*. Esta tasa se puede emplear como un elemento comparador entre las señales registradas en diferentes volcanes. La tasa de momento sísmico está relacionada con una cantidad denominada desplazamiento reducido, que de alguna manera es una medida de la amplitud del tremor corregida por el

factor de expansión geométrica y la amplificación del instrumento. Las aplicaciones de este modelo en la bibliografía son numerosas (AKI ET AL., 1977; AKI & KOYANAGI, 1981; FEHLER, 1983).

Suponiendo que el tremor es superficial, y que las ondas que lo componen son fundamentalmente ondas Rayleigh, la tasa de momento sísmico viene dada por (FEHLER, 1983):

$$\dot{M}_0 = 7 \cdot 10^{17} D$$

En esta ecuación, la tasa de momento está expresada en $\text{din}\cdot\text{cm}/\text{s}$, y D , que representa el desplazamiento reducido, en cm^2 . El desplazamiento reducido se calcula a través de la expresión:

$$D = U_{\text{rms}} \sqrt{\lambda r}$$

donde U_{rms} es el error cuadrático medio de la amplitud de las ondas Rayleigh, λ es la longitud de onda y r es la distancia a la fuente. Finalmente, el momento sísmico se obtiene multiplicando por la duración de la señal considerada.

Hemos aplicado estos cálculos simples a los eventos registrados en la isla Decepción durante la campaña 95-96 que han sido localizados en la presente tesis. El momento sísmico resultante para cada evento se muestra en la Figura 10.1, junto con el momento sísmico acumulado.

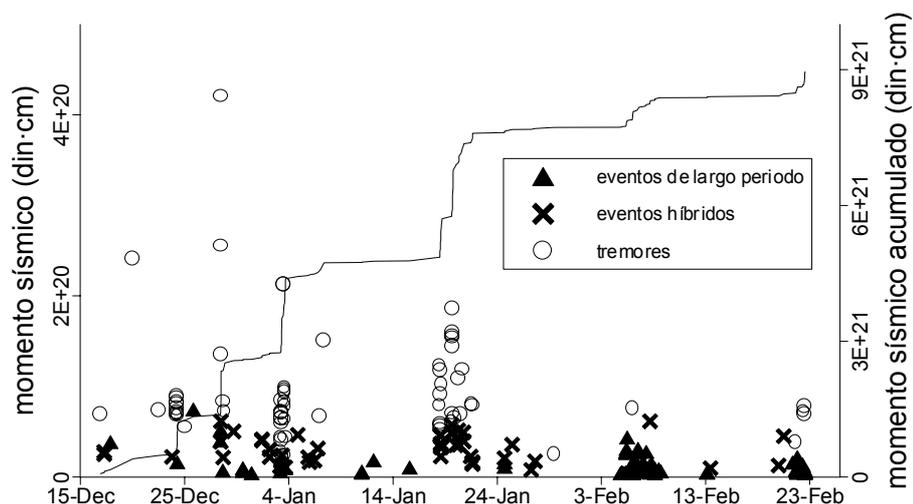


Figura 10.1. (símbolos, eje izquierdo) Momento sísmico de los eventos sismo-volcánicos pertenecientes a la campaña 95-96 que han sido localizados. (línea continua, eje derecho) Momento sísmico acumulado.

De esta gráfica, se puede deducir que el momento sísmico de los eventos de largo periodo es menor, en promedio, que el correspondiente a los híbridos, y éste menor que el de los tremores. Los valores medios son, respectivamente,

$1.2 \cdot 10^{19}$, $3.2 \cdot 10^{19}$ y $9.3 \cdot 10^{19}$ $\text{din}\cdot\text{cm}$, es decir, que hay aproximadamente un factor 3 de diferencia entre ellos. Los tremores deben los elevados valores del momento sísmico a su larga duración, ya que durante todo ese tiempo la fuente está radiando energía de manera aproximadamente constante.

Puesto que los eventos de largo periodo y las ondas de baja frecuencia de los híbridos tienen forma de onda y contenido espectral parecidos, y además comparten las mismas propiedades de propagación y el mismo patrón de polarización, es posible que la distinción entre unos y otros no sea más que un efecto de escala. En algunos eventos de largo periodo, sobre todo LP2, se observa incluso una llegada inicial en altas frecuencias, pero de muy pequeña amplitud. Tanto para los eventos de largo periodo como para los híbridos, la resonancia de grietas rellenas de fluido explica la generación de las ondas de baja frecuencia. La diferencia radica en la energía de la excitación inicial. Si es lo suficientemente energética, entonces vemos las ondas de alta frecuencia y registramos un híbrido. Si no, la excitación libera bastante energía como para disparar la resonancia de la grieta, pero no tanta como para que se pueda registrar directamente en el *array*. Lo que registraríamos en ese caso sería un evento de largo periodo.

En la Figura 10.1 se puede apreciar también que la liberación de energía no se produce de manera gradual sino a grandes saltos, entre los cuales el momento acumulado prácticamente no varía. También parece confirmarse el hecho de que existe una influencia estacional en el ritmo de generación de los eventos sísmicos, ya que los mayores aportes de energía coinciden con la época central del verano austral, cuando la tasa de deshielo de los glaciares es máxima. Para estar seguros, lo ideal sería disponer de estaciones sísmicas de registro continuo capaces de funcionar durante el invierno, y comparar el grado de actividad durante todo el año.

Evidentemente, en el análisis anterior hay terremotos que no se han tenido en cuenta, ya que no todos los eventos sísmicos que se han registrado han sido localizados. Como ejemplo de un análisis más completo, presentamos en la Figura 10.2 los resultados obtenidos para todos los eventos sísmicos registrados por el *array* durante el periodo de actividad ocurrido del 5 al 9 de febrero de 1996 en la isla Decepción. A partir de la estimación de la distancia realizada en 6.2.2.a) con el método del frente circular, y teniendo en cuenta la similitud de la forma de onda y el contenido espectral de los eventos, hemos supuesto que todos se encuentran a una distancia media de 1 km del *array*. Los resultados demuestran

de nuevo que la liberación de energía se produce a saltos, respondiendo a crisis sísmicas más que a un proceso continuo. El momento sísmico acumulado durante todo el enjambre es de $2.3 \cdot 10^{19}$ din·cm, lo que equivale a la ocurrencia de un terremoto de magnitud 3.5.

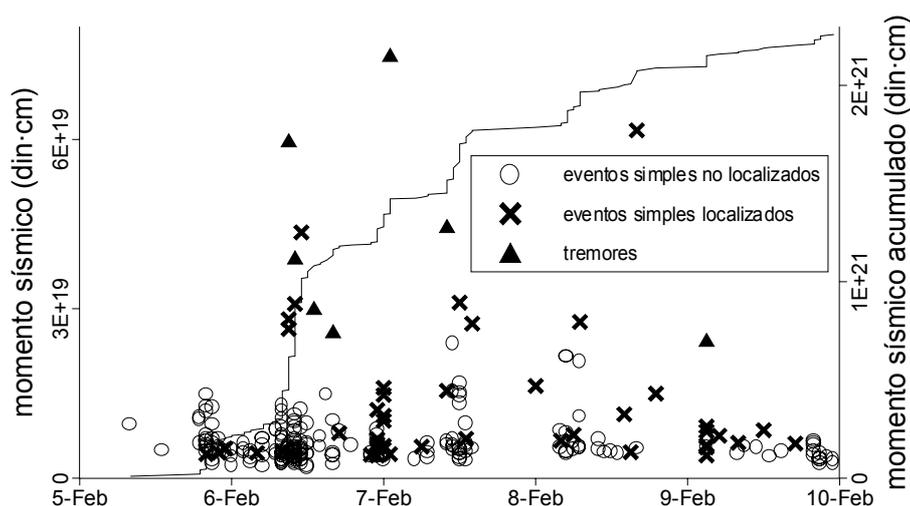


Figura 10.2. (símbolos, eje izquierdo) Momento sísmico de todos los eventos pertenecientes al periodo de actividad del 5 al 9 de febrero de 1996. (línea continua, eje derecho) Momento sísmico acumulado.

11. Discusión general

Hemos realizado tres campañas de *array* en la isla Decepción, durante las cuales se ha registrado una gran cantidad de eventos sísmicos, principalmente de origen volcánico. Estos eventos se presentan en formas diferentes, que hemos clasificado en una serie de tipologías como son los terremotos tectónicos regionales (superficiales y profundos), los terremotos volcano-tectónicos locales, los eventos de largo periodo (LP1 y LP2), los eventos LP3, los eventos híbridos (emergentes e impulsivos) y los tremores (armónicos, espasmódicos y de baja frecuencia).

A pesar de esta diversidad, hemos ido descubriendo a lo largo del análisis que muchos de ellos comparten características comunes, en cuanto a la localización espacial y temporal, la velocidad de propagación, el tipo de ondas que los componen, etc. Primero vimos que la diferencia entre los dos tipos de eventos de largo periodo podría ser un efecto de la distancia a la que se encuentra la fuente; luego, que el tremor no es más que la realimentación del mecanismo que

genera los eventos simples; finalmente, que los eventos híbridos y los de largo periodo responden a un mismo mecanismo, con pequeñas variaciones en cuanto a la magnitud de la excitación y la energía liberada. Los modelos de fuente existentes permiten explicar, al menos cualitativamente, el origen de todos ellos mediante un único proceso asociado con la actividad geotermal.

Efectivamente, la presencia de agua en la isla parece ser el elemento que controla el ritmo de generación de eventos sísmicos. Existe un acuífero superficial, y gran cantidad de agua procedente del deshielo de los glaciares durante el verano. En contacto con los materiales calientes del subsuelo, se pueden producir bruscos cambios de fase que disparan la resonancia de grietas rellenas de fluido en el medio volcánico.

En este estudio, las técnicas de *array* han demostrado ser una herramienta fundamental para el análisis de la sismicidad en áreas volcánicas, mediante la aplicación de métodos como el de la correlación cruzada promedio máxima. En el futuro, sería de gran utilidad la aplicación en la isla Decepción de la localización conjunta mediante dos arrays y el desarrollo del método del frente de onda circular. También se hace necesario un mejor conocimiento de la estructura tridimensional de velocidad, mediante perfiles o tomografías de alta resolución. La instalación de instrumentos de banda ancha resultaría igualmente de gran utilidad para investigar acerca de la fuente y hacer modelos que expliquen su funcionamiento.

12. Apéndice: tablas de localizaciones

12.1. Eventos de largo periodo

Nombre	Fecha	Tipo	Campaña	S (s/km)			A (°N)			CCP
ACG18	3601800	L1	94-95	1.31	1.54	1.66	182	189	198	0.789
QAA15	3631949	L1	94-95	1.45	1.62	1.79	243	250	258	0.791
QAB14	3640919	L1	94-95	1.24	1.48	1.71	188	193	200	0.869
QAC17	3641049	L1	94-95	1.11	1.26	1.40	192	198	205	0.834
QAH12	0021444	L1	94-95	1.19	1.37	1.67	161	173	184	0.855
QAI11	0070040	L1	94-95	1.00	1.09	1.18	158	163	172	0.822
AFR15	0072031	L1	94-95	1.51	1.71	1.84	138	143	151	0.546
AFQ18	0080016	L1	94-95	1.33	1.62	2.06	184	200	230	0.753
ACI18	0321558	L1	94-95	1.58	1.87	2.26	305	310	323	0.624

QAD17	0361704	L1	94-95	0.92	1.07	1.19	202	207	212	0.763
QAE14	0361957	L1	94-95	1.06	1.14	1.29	197	205	212	0.721
QAM15	0370107	L1	94-95	1.01	1.26	1.41	190	198	209	0.744
QAN15	0370211	L1	94-95	1.01	1.09	1.19	183	197	205	0.766
QAG15	0370355	L1	94-95	1.06	1.19	1.36	195	200	214	0.759
QAO15	0370716	L1	94-95	1.18	1.28	1.51	169	184	191	0.832
QAR13	0411705	L1	94-95	1.05	1.32	1.43	200	205	213	0.501
LBW17	3522145	L1	95-96	1.57	1.70	1.93	214	221	227	0.754
LBX17	3530048	L1	95-96	1.41	1.81	1.97	216	221	227	0.776
LBO14	3530203	L1	95-96	1.57	1.71	1.93	212	217	229	0.761
AHO15	3590754	L1	95-96	1.13	1.22	1.32	254	259	268	0.678
LAA12	3602051	L1	95-96	1.04	1.22	1.40	162	169	174	0.666
LBP15	3631051	L1	95-96	1.15	1.25	1.38	223	230	242	0.737
LAB12	3631121	L1	95-96	0.81	0.91	1.01	186	195	201	0.765
LBQ15	3631652	L1	95-96	0.80	0.91	1.05	212	218	226	0.814
LBY12	3651451	L1	95-96	1.00	1.22	1.39	249	259	265	0.779
LBZ17	0011000	L1	95-96	1.25	1.43	1.54	193	207	214	0.524
ADQ15	0040500	L1	95-96	1.43	1.73	1.94	185	193	202	0.541
ADR15	0040634	L1	95-96	1.57	1.80	2.20	182	193	201	0.854
LBR12	0040634	L1	95-96	1.45	1.80	1.96	185	193	198	0.874
LAL12	0040646	L1	95-96	1.51	1.73	2.05	186	193	198	0.789
ADM15	0040712	L1	95-96	1.61	1.84	1.98	172	180	189	0.828
ADL15	0040721	L1	95-96	1.28	1.38	1.49	185	190	199	0.802
AEJ15	0041626	L1	95-96	1.59	1.72	1.87	197	202	213	0.765
LBS13	0130334	L1	95-96	1.20	1.30	1.40	217	223	229	0.797
LBT12	0161426	L1	95-96	1.16	1.34	1.58	158	163	168	0.807
LBU17	0251709	L1	95-96	1.44	1.69	1.82	199	211	216	0.803
LBV17	0251754	L1	95-96	1.31	1.62	1.76	206	213	218	0.814
LAU17	0370858	L1	95-96	1.45	1.65	1.93	193	203	218	0.769
LAV17	0371019	L1	95-96	1.61	1.79	1.96	201	207	212	0.782
LAW17	0371755	L1	95-96	1.50	1.80	2.17	198	212	218	0.752
LAX14	0380637	L1	95-96	1.06	1.15	1.25	209	214	220	0.742
LAY14	0381048	L1	95-96	1.06	1.14	1.31	196	205	210	0.629
LAZ14	0381241	L1	95-96	0.88	1.07	1.21	202	207	220	0.815
LBA14	0381331	L1	95-96	1.05	1.14	1.39	198	205	218	0.775
LBB14	0381434	L1	95-96	0.82	1.02	1.19	190	219	242	0.814
LBC14	0390446	L1	95-96	0.91	1.14	1.38	194	205	220	0.604
LBD14	0390604	L1	95-96	0.81	0.98	1.08	205	215	221	0.764
LBE14	0390741	L1	95-96	1.35	1.54	1.69	193	208	213	0.779
LBF14	0391559	L1	95-96	0.91	1.15	1.39	209	214	226	0.745
LBN12	0450312	L1	95-96	1.28	1.46	1.57	254	261	268	0.787
AAV10	0521246	L1	95-96	1.16	1.29	1.57	231	240	245	0.666
AFB20	0012120	L2	94-95	1.39	1.72	2.03	195	202	208	0.787
AFC20	0121106	L2	94-95	1.15	1.25	1.39	202	207	212	0.767
AFJ25	0121302	L2	94-95	2.80	3.52	4.05	100	107	116	0.437
QAF20	0362055	L2	94-95	1.80	2.01	2.34	194	203	213	0.656

QAP24	0371557	L2	94-95	1.56	1.82	2.20	300	308	313	0.425
AFL25	0380231	L2	94-95	1.52	1.65	1.98	233	241	247	0.501
QAQ20	0380252	L2	94-95	1.33	1.52	1.77	193	198	203	0.629
AEZ20	0461703	L2	94-95	1.54	1.86	2.01	235	245	255	0.578
LAM25	0120003	L2	95-96	1.24	1.34	1.54	192	197	208	0.738
LAC22	0362053	L2	95-96	1.87	2.09	2.53	207	212	217	0.588
LAS22	0362133	L2	95-96	1.91	2.09	2.27	206	212	223	0.531
LAD22	0362236	L2	95-96	1.80	1.98	2.39	187	194	205	0.575
LAE22	0362322	L2	95-96	1.89	2.05	2.31	208	219	234	0.486
LAT22	0370401	L2	95-96	1.79	2.13	2.33	209	214	222	0.479
LCA20	0370928	L2	95-96	1.70	1.87	2.22	194	200	205	0.746
LAG22	0371120	L2	95-96	1.09	1.34	1.45	188	197	206	0.425
LAI22	0372245	L2	95-96	1.78	2.01	2.26	198	203	218	0.598
LCB25	0372318	L2	95-96	1.65	2.08	2.42	203	208	213	0.531
LCC25	0372325	L2	95-96	1.81	2.09	2.37	205	212	217	0.566
LCD25	0372333	L2	95-96	1.83	2.01	2.31	203	209	215	0.608
LAJ22	0372334	L2	95-96	1.81	2.01	2.16	202	209	214	0.594
LCE25	0372341	L2	95-96	1.71	2.11	2.30	194	205	212	0.529
LAK22	0372349	L2	95-96	1.92	2.08	2.53	194	208	220	0.603
LCF25	0372355	L2	95-96	1.74	2.05	2.39	203	219	246	0.547
LCG25	0372356	L2	95-96	1.66	2.08	2.32	203	208	216	0.610
LAN25	0380000	L2	95-96	1.83	2.08	2.27	203	208	223	0.590
LCH25	0380009	L2	95-96	1.71	2.09	2.38	207	212	224	0.536
LCI25	0380013	L2	95-96	1.75	2.08	2.28	197	208	218	0.600
LAO25	0380017	L2	95-96	1.89	2.09	2.27	199	212	222	0.533
LAP25	0380044	L2	95-96	1.93	2.09	2.25	207	212	225	0.598
LAF22	0380048	L2	95-96	1.90	2.08	2.40	202	208	215	0.587
LAQ25	0380059	L2	95-96	1.95	2.11	2.33	202	209	221	0.546
LAR25	0380102	L2	95-96	1.91	2.09	2.31	200	212	217	0.588
LAH20	0391459	L2	95-96	1.75	1.90	2.29	203	208	218	0.674
LBG20	0391945	L2	95-96	1.57	1.87	2.17	197	211	220	0.710
LBH20	0400336	L2	95-96	1.69	1.87	2.08	198	211	220	0.729
LBI28	0400343	L2	95-96	1.86	2.13	2.35	209	214	220	0.761
LBJ20	0400502	L2	95-96	1.50	1.68	2.02	196	205	217	0.672
LBK27	0400836	L2	95-96	1.96	2.15	2.34	200	211	217	0.625
LBL27	0401206	L2	95-96	1.98	2.15	2.36	205	211	225	0.657
LBM25	0401710	L2	95-96	1.54	1.90	2.26	198	208	214	0.633
AHE25	0530854	L2	95-96	1.06	1.15	1.33	207	214	219	0.691
AHD25	0531546	L2	95-96	1.23	1.47	1.73	198	209	222	0.735
AHB25	0531733	L2	95-96	1.14	1.28	1.42	174	180	185	0.791
AHA25	0531805	L2	95-96	1.05	1.16	1.31	242	254	262	0.711
AGY25	0531831	L2	95-96	1.19	1.38	1.53	177	190	205	0.614
AGX25	0531839	L2	95-96	1.02	1.26	1.36	200	215	225	0.725
AGW25	0531902	L2	95-96	1.09	1.19	1.29	217	222	233	0.608
AGV25	0531930	L2	95-96	1.04	1.14	1.22	212	219	224	0.720
AGU25	0531933	L2	95-96	1.51	1.75	1.95	241	246	258	0.723

AGE25	0540530	L2	95-96	1.25	1.41	1.58	209	223	237	0.553
AGT25	0540732	L2	95-96	1.31	1.59	1.90	216	221	228	0.622
AGS25	0540834	L2	95-96	1.48	1.65	1.82	223	231	240	0.654
AGR25	0541039	L2	95-96	0.99	1.19	1.38	217	222	228	0.676
AGQ25	0541049	L2	95-96	1.32	1.54	1.67	236	249	257	0.609
AGP25	0541113	L2	95-96	1.60	1.85	2.14	183	198	210	0.561
AGO25	0541142	L2	95-96	1.05	1.15	1.28	227	236	241	0.494
AGM25	0541216	L2	95-96	1.69	1.85	2.20	191	198	203	0.559
AGL25	0541220	L2	95-96	1.21	1.31	1.52	227	232	238	0.579
AGK25	0541251	L2	95-96	0.78	0.91	0.99	190	195	207	0.655
AGJ25	0541302	L2	95-96	1.07	1.20	1.33	219	233	241	0.688
AGI25	0541306	L2	95-96	0.91	1.14	1.32	191	205	215	0.712
AGH25	0541311	L2	95-96	1.46	1.61	1.85	236	243	254	0.563
AGG25	0541327	L2	95-96	1.15	1.32	1.43	200	205	213	0.607
AGF25	0541338	L2	95-96	1.15	1.25	1.34	212	225	230	0.581
BAH25	0300702	L2	96-97	1.20	1.36	1.61	175	180	186	0.585
BAF25	0332145	L2	96-97	1.86	2.21	2.70	188	193	199	0.657
BAA25	0340529	L2	96-97	1.43	1.59	1.91	186	198	212	0.617
BAB25	0340717	L2	96-97	1.46	1.58	1.72	214	225	231	0.821
BAC25	0340754	L2	96-97	1.17	1.26	1.51	193	198	211	0.685
BAI25	0450758	L2	96-97	1.18	1.30	1.57	214	223	229	0.833
BAJ25	0450937	L2	96-97	1.28	1.50	1.64	249	254	263	0.745
ACL30	3481114	L3	94-95	1.39	2.28	2.62	203	215	241	0.438
ACL60	3481114	L3	94-95	0.24	0.29	0.32	295	304	309	0.656
AET30	0020233	L3	94-95	0.18	0.23	0.25	220	225	238	0.752
AET60	0020233	L3	94-95	0.24	0.28	0.37	191	206	222	0.841
AFP30	0120436	L3	94-95	4.30	5.02	5.43	112	127	133	0.418
AFP60	0120436	L3	94-95	0.19	0.24	0.32	193	213	235	0.591
QAJ41	0291703	L3	94-95	0.21	0.23	0.25	215	225	230	0.868
QAK42	0291820	L3	94-95	0.15	0.18	0.20	201	207	217	0.727
QAL32	0291908	L3	94-95	0.00	0.00	0.00	349	0	23	0.000
AFZ30	0292115	L3	94-95	0.20	0.23	0.25	214	225	231	0.708
AFZ60	0292115	L3	94-95	0.19	0.23	0.28	198	225	246	0.873
AFW15	0292123	L3	94-95	1.17	1.44	1.57	245	251	261	0.762
AFW60	0292123	L3	94-95	0.18	0.23	0.30	194	218	231	0.808
AFO30	0360238	L3	94-95	0.27	0.32	0.35	170	180	186	0.419
AFO60	0360238	L3	94-95	0.27	0.34	0.43	179	190	200	0.516
QAT60	0431122	L3	94-95	0.26	0.29	0.32	314	326	333	0.542
QAS45	0441545	L3	94-95	1.50	1.71	1.84	164	169	180	0.812
AFU30	0441627	L3	94-95	1.96	2.21	2.38	36	41	48	0.503
AFU60	0441627	L3	94-95	0.18	0.30	0.35	174	189	199	0.475
AFT60	0451956	L3	94-95	0.17	0.28	0.34	196	206	221	0.518
AEL30	0041648	L3	95-96	0.00	0.00	0.00	342	0	21	0.000
AEM30	0041702	L3	95-96	0.25	0.27	0.29	148	153	167	0.528
AEM60	0041702	L3	95-96	0.19	0.22	0.28	169	183	200	0.606
AHV15	0441214	L3	95-96	0.86	1.05	1.14	180	189	196	0.690

AHV60	0441214	L3	95-96	0.22	0.24	0.28	223	228	242	0.812
ADB40	3560709	L3	95-96	0.16	0.18	0.21	292	297	306	0.916
ACW30	3581724	L3	95-96	1.75	1.90	2.12	189	198	212	0.511

S=lentitud aparente. A=azimut hacia la fuente. CCP=correlación cruzada promedio.

12.2. Eventos híbridos

Nombre	Fecha	Tipo	Campaña	S (s/km)			A (°N)			CCP
AFH15	3651722	HT	94-95	1.06	1.34	1.47	150	163	168	0.738
AFH60	3651722	HT	94-95	0.16	0.25	0.29	117	133	159	0.721
AFI15	0021607	HT	94-95	1.31	1.55	1.81	147	168	178	0.650
AFI60	0021607	HT	94-95	0.18	0.25	0.28	97	122	145	0.730
AES15	0051826	HT	94-95	1.00	1.18	1.31	231	242	248	0.654
AES60	0051826	HT	94-95	0.17	0.20	0.26	274	290	312	0.780
AFG15	0052355	HT	94-95	1.58	1.71	1.86	253	259	268	0.800
AFG60	0052355	HT	94-95	0.41	0.50	0.69	62	91	103	0.560
ACH15	0060219	HT	94-95	1.23	1.34	1.46	158	163	172	0.807
ACH30	0060219	HT	94-95	0.16	0.17	0.18	154	159	164	0.780
ACH60	0060219	HT	94-95	0.15	0.18	0.21	121	131	159	0.833
AER15	0111126	HT	94-95	1.40	1.69	1.95	177	185	191	0.626
AER30	0111126	HT	94-95	1.63	1.78	1.91	164	172	181	0.497
AER60	0111126	HT	94-95	0.17	0.22	0.27	113	129	148	0.609
AFA15	0131009	HT	94-95	1.31	1.47	1.75	190	202	207	0.661
AFA60	0131009	HT	94-95	0.18	0.26	0.30	285	306	323	0.822
ACD18	3520751	HT	95-96	1.74	1.90	2.16	183	195	201	0.648
ACD60	3520751	HT	95-96	0.06	0.08	0.09	120	130	149	0.582
ABY18	3541204	HT	95-96	1.26	1.37	1.48	182	187	192	0.779
ABY30	3541204	HT	95-96	0.29	0.32	0.38	160	173	178	0.771
ABY60	3541204	HT	95-96	0.09	0.13	0.16	134	148	160	0.702
ACP18	3631200	HT	95-96	1.36	1.50	1.78	199	205	215	0.759
ACP45	3631200	HT	95-96	0.21	0.26	0.34	145	155	165	0.877
AAR10	3631256	HT	95-96	1.04	1.24	1.34	187	195	206	0.745
AAR40	3631256	HT	95-96	0.17	0.29	0.41	156	178	201	0.886
AIA15	3631738	HT	95-96	0.86	1.02	1.19	220	231	253	0.666
AIA60	3631738	HT	95-96	0.24	0.26	0.28	316	321	329	0.643
AAD25	3641716	HT	95-96	1.60	1.76	1.94	175	188	197	0.697
AAD50	3641716	HT	95-96	0.10	0.12	0.15	133	138	150	0.889
ACV15	0030459	HT	95-96	1.34	1.46	1.60	175	189	200	0.807
ACV60	0030459	HT	95-96	0.17	0.20	0.27	115	133	161	0.730
AAE15	0040435	HT	95-96	1.48	1.85	2.01	184	198	205	0.635
AAE50	0040435	HT	95-96	0.21	0.23	0.26	153	160	171	0.713
AEB25	0041326	HT	95-96	1.29	1.66	1.90	205	215	225	0.794
AEB60	0041326	HT	95-96	0.30	0.38	0.54	217	235	254	0.695
AEP15	0052147	HT	95-96	1.53	1.69	1.83	260	265	275	0.732

AEP60	0052147	HT	95-96	0.15	0.20	0.23	283	294	308	0.680
ACU15	0062138	HT	95-96	1.50	1.62	1.75	165	171	178	0.735
ACU30	0062138	HT	95-96	0.23	0.27	0.32	147	153	159	0.749
ACU60	0062138	HT	95-96	0.13	0.15	0.19	147	160	174	0.726
ADD18	0070029	HT	95-96	1.30	1.43	1.71	201	207	213	0.605
ADD60	0070029	HT	95-96	0.10	0.16	0.18	109	125	136	0.875
AAL20	0191348	HT	95-96	1.10	1.26	1.45	189	198	206	0.535
AAL60	0191348	HT	95-96	0.13	0.16	0.18	102	125	142	0.685
ABL18	0191415	HT	95-96	1.21	1.52	1.82	172	177	183	0.737
ABL60	0191415	HT	95-96	0.14	0.17	0.20	144	159	178	0.698
ABU18	0191445	HT	95-96	1.27	1.40	1.59	206	211	220	0.696
ABU60	0191445	HT	95-96	0.12	0.16	0.21	118	137	156	0.725
AAZ18	0191456	HT	95-96	0.93	1.13	1.32	202	225	238	0.451
AAZ60	0191456	HT	95-96	0.05	0.08	0.10	291	320	341	0.481
ABW18	0191647	HT	95-96	1.21	1.33	1.51	207	213	222	0.768
ABW60	0191647	HT	95-96	0.13	0.16	0.20	113	125	142	0.732
AAJ20	0201544	HT	95-96	1.43	1.60	1.72	172	180	187	0.639
AAJ60	0201544	HT	95-96	0.14	0.16	0.18	125	130	135	0.718
ABA18	0201551	HT	95-96	1.77	1.92	2.31	173	182	187	0.648
ABA60	0201551	HT	95-96	0.09	0.11	0.15	96	117	143	0.785
ABC18	0201734	HT	95-96	1.47	1.60	1.77	170	177	182	0.550
ABC60	0201734	HT	95-96	0.12	0.16	0.18	103	125	142	0.482
ACA18	0210602	HT	95-96	1.56	1.70	1.89	163	172	177	0.825
ACA60	0210602	HT	95-96	0.10	0.13	0.15	126	148	158	0.640
ABG18	0210811	HT	95-96	0.86	1.01	1.09	156	162	169	0.645
ABG60	0210811	HT	95-96	0.12	0.16	0.19	115	125	135	0.710
ABH18	0211844	HT	95-96	1.61	1.76	1.91	174	183	190	0.704
ABH60	0211844	HT	95-96	0.10	0.16	0.20	97	125	136	0.689
ABI18	0211914	HT	95-96	1.55	1.68	1.82	191	205	212	0.490
ABI60	0211914	HT	95-96	0.10	0.15	0.17	109	132	152	0.695
ABJ18	0221142	HT	95-96	1.23	1.34	1.49	183	197	203	0.655
ABJ60	0221142	HT	95-96	0.12	0.16	0.18	116	145	174	0.658
ABT18	0221427	HT	95-96	1.31	1.42	1.67	189	196	207	0.724
ABT60	0221427	HT	95-96	0.14	0.23	0.29	207	220	231	0.752
ABE18	0221509	HT	95-96	1.27	1.40	1.51	205	211	218	0.696
ABE60	0221509	HT	95-96	0.16	0.20	0.23	214	225	255	0.743
AGZ30	0531820	HT	95-96	1.44	1.66	1.79	208	215	224	0.670
AGZ60	0531820	HT	95-96	0.30	0.32	0.35	173	180	186	0.802
ACE18	3551449	HY	94-95	1.54	1.67	1.98	191	197	202	0.789
ACE60	3551449	HY	94-95	0.20	0.24	0.28	188	213	231	0.864
ACF18	3551636	HY	94-95	1.03	1.15	1.28	204	214	221	0.639
ACF60	3551636	HY	94-95	0.20	0.24	0.32	202	213	223	0.756
AAG20	0020536	HY	94-95	1.64	1.84	2.15	177	182	187	0.677
AAG45	0020536	HY	94-95	0.15	0.18	0.25	129	139	150	0.886
AFM15	0060816	HY	94-95	0.96	1.04	1.12	198	212	217	0.644
AFM60	0060816	HY	94-95	0.26	0.31	0.37	289	307	333	0.606

AAH10	0071026	HY	94-95	1.14	1.31	1.48	208	218	224	0.574
AAH80	0071026	HY	94-95	0.19	0.21	0.23	306	319	334	0.794
AEY20	0071846	HY	94-95	1.30	1.50	1.66	249	254	264	0.667
AEY60	0071846	HY	94-95	0.24	0.32	0.37	315	336	350	0.829
AEX15	0091926	HY	94-95	1.62	1.92	2.23	177	182	192	0.740
AEX30	0091926	HY	94-95	0.21	0.25	0.27	157	162	168	0.705
AEX60	0091926	HY	94-95	0.18	0.24	0.27	132	144	173	0.811
AEU15	0100823	HY	94-95	1.03	1.30	1.58	164	169	176	0.575
AEU60	0100823	HY	94-95	0.13	0.24	0.30	167	195	221	0.563
AEW25	0100823	HY	94-95	0.96	1.04	1.26	170	180	191	0.563
AEW60	0100823	HY	94-95	0.43	0.51	0.68	83	100	112	0.440
AFD15	0102047	HY	94-95	1.26	1.37	1.47	244	249	261	0.674
AFD60	0102047	HY	94-95	0.17	0.20	0.23	300	311	325	0.627
AEV25	0122259	HY	94-95	1.86	2.15	2.39	190	195	200	0.545
AEV60	0122259	HY	94-95	0.13	0.19	0.22	190	212	223	0.780
AAF18	0351943	HY	94-95	1.59	1.87	2.09	218	227	232	0.646
AAF60	0351943	HY	94-95	0.23	0.26	0.29	293	302	314	0.841
AFN18	0460942	HY	94-95	1.56	1.70	1.86	246	251	263	0.468
AFN60	0460942	HY	94-95	0.20	0.23	0.34	216	227	237	0.560
AAA10	3581928	HY	95-96	1.06	1.21	1.40	169	172	180	0.684
AAA60	3581928	HY	95-96	0.23	0.30	0.38	101	113	121	0.863
AAB15	3631158	HY	95-96	1.65	1.80	2.09	188	193	201	0.641
AAB45	3631158	HY	95-96	0.24	0.28	0.33	171	180	188	0.871
AAS10	0021039	HY	95-96	1.24	1.42	1.52	249	254	262	0.729
AAS50	0021039	HY	95-96	0.14	0.21	0.25	278	295	311	0.859
ADP25	0040435	HY	95-96	1.86	2.01	2.33	166	173	187	0.614
ADP60	0040435	HY	95-96	0.18	0.21	0.29	129	155	165	0.700
ADV15	0040945	HY	95-96	1.45	1.75	1.91	199	204	215	0.869
ADV60	0040945	HY	95-96	0.25	0.33	0.40	286	297	314	0.767
AEK15	0041631	HY	95-96	1.38	1.65	1.90	197	203	211	0.774
AEK60	0041631	HY	95-96	0.17	0.20	0.28	150	165	190	0.680
ADE20	0071132	HY	95-96	1.54	1.92	2.27	173	182	193	0.528
ADE60	0071132	HY	95-96	0.14	0.24	0.30	113	125	152	0.858
ADF15	0071910	HY	95-96	1.47	1.85	2.03	162	175	188	0.690
ADF30	0071910	HY	95-96	0.15	0.17	0.19	130	135	141	0.715
ADF60	0071910	HY	95-96	0.18	0.22	0.26	108	118	138	0.822
AAI10	0210112	HY	95-96	1.22	1.40	1.51	247	257	263	0.757
AAI60	0210112	HY	95-96	0.21	0.27	0.31	308	318	329	0.847
ACX18	0251744	HY	95-96	1.53	1.66	1.80	202	215	221	0.756
ACX60	0251744	HY	95-96	0.26	0.31	0.39	257	279	305	0.704
AAT20	0261016	HY	95-96	1.14	1.40	1.56	233	246	252	0.524
AAT60	0261016	HY	95-96	0.18	0.27	0.39	305	315	344	0.867
AHU15	0280620	HY	95-96	1.39	1.54	1.83	228	242	255	0.803
AHU60	0280620	HY	95-96	0.15	0.17	0.20	151	159	174	0.815
ACR18	0281533	HY	95-96	1.87	2.15	2.61	318	329	334	0.679
ACR60	0281533	HY	95-96	0.51	0.60	0.85	44	57	70	0.735

AAU20	0391622	HY	95-96	1.64	1.79	1.98	181	190	196	0.760
AAU60	0391622	HY	95-96	0.09	0.16	0.18	114	125	148	0.767
ACY30	0451114	HY	95-96	0.30	0.33	0.36	276	284	291	0.775
ACY60	0451114	HY	95-96	0.21	0.30	0.40	277	290	314	0.713
AHW15	0520007	HY	95-96	1.23	1.41	1.60	209	223	230	0.677
AHW30	0520007	HY	95-96	0.29	0.32	0.36	166	180	188	0.621
AHW60	0520007	HY	95-96	0.27	0.34	0.46	172	183	193	0.820
BAL25	0461145	HY	96-97	1.88	2.04	2.35	31	42	47	0.689

S=lentitud aparente. A=azimut hacia la fuente. CCP=correlación cruzada promedio.

12.3. Tremores

Nombre	Fecha	Tipo	Campaña	S (s/km)			A (°N)			CCP
ACJ15	0140634	TH	94-95	1.38	1.58	1.83	229	240	247	0.669
ACJ30	0140634	TH	94-95	0.15	0.18	0.23	142	153	174	0.449
ACJ60	0140634	TH	94-95	0.15	0.18	0.25	115	142	168	0.720
AAC30	0452227	TH	94-95	1.38	1.71	2.09	227	237	251	0.569
AFK30	0460812	TH	94-95	0.23	0.25	0.28	274	288	294	0.562
AFK60	0460812	TH	94-95	0.19	0.25	0.29	276	286	298	0.612
AFS15	0460831	TH	94-95	1.05	1.34	1.48	158	163	170	0.509
AFS60	0460831	TH	94-95	0.17	0.20	0.23	213	225	242	0.746
ACK30	3540733	TH	94-95	0.18	0.19	0.22	150	162	175	0.655
ACK50	3540733	TH	94-95	0.16	0.18	0.20	140	153	160	0.668
ACK70	3540733	TH	94-95	0.09	0.16	0.21	126	150	161	0.661
ACN18	3541204	TH	95-96	1.71	1.87	2.29	190	200	214	0.624
ACN30	3541204	TH	95-96	0.29	0.33	0.39	185	194	206	0.730
ACN60	3541204	TH	95-96	0.29	0.39	0.45	159	179	198	0.645
ADG18	3651848	TH	95-96	0.88	1.25	1.58	195	220	235	0.619
ADG45	3651848	TH	95-96	0.22	0.26	0.31	165	187	198	0.890
ACS18	0040751	TH	95-96	1.44	1.67	1.80	186	197	203	0.769
ACS60	0040751	TH	95-96	0.11	0.15	0.18	283	293	303	0.613
ACM15	0051906	TL	94-95	0.99	1.15	1.25	229	236	242	0.812
AHM15	3590422	TL	95-96	1.40	1.55	1.82	228	235	242	0.714
AHM25	3590422	TL	95-96	1.64	1.95	2.12	210	215	223	0.670
AHI15	3590632	TL	95-96	0.63	0.94	1.31	228	250	260	0.775
AHI25	3590632	TL	95-96	1.51	1.93	2.08	207	222	228	0.602
AHS15	3590704	TL	95-96	1.18	1.44	1.73	246	251	260	0.728
AHS25	3590704	TL	95-96	1.80	1.95	2.26	187	199	210	0.626
AHP15	3590708	TL	95-96	1.27	1.46	1.59	255	261	272	0.787
AHP25	3590708	TL	95-96	1.78	1.99	2.16	223	230	239	0.649
AHQ15	3590725	TL	95-96	1.16	1.25	1.39	235	243	256	0.788
AHQ25	3590725	TL	95-96	1.57	1.90	2.30	237	242	252	0.788
AHN15	3590818	TL	95-96	1.02	1.22	1.38	248	259	270	0.790
AHN25	3590818	TL	95-96	1.55	1.70	1.91	212	225	231	0.628

AHR15	3590828	TL	95-96	1.62	1.82	1.96	224	232	243	0.817
AHR25	3590828	TL	95-96	1.52	1.65	1.97	219	231	236	0.783
AHT15	3590936	TL	95-96	1.09	1.40	1.56	240	246	258	0.853
AHT25	3590936	TL	95-96	1.58	1.75	2.03	218	227	238	0.733
ADS15	0040646	TL	95-96	1.68	1.98	2.13	187	194	199	0.791
ADO15	0040655	TL	95-96	1.71	1.85	2.06	193	198	208	0.832
ADN15	0040702	TL	95-96	1.58	1.75	1.94	198	204	210	0.869
ADJ15	0040727	TL	95-96	1.72	1.87	2.11	187	200	205	0.897
ADK15	0040730	TL	95-96	1.48	1.61	1.79	201	207	216	0.889
ADI15	0040735	TL	95-96	1.51	1.75	2.03	199	204	216	0.812
ADY15	0040741	TL	95-96	1.64	1.80	1.96	181	193	202	0.789
ADH15	0040803	TL	95-96	1.49	1.85	2.04	183	198	204	0.796
ADX15	0040823	TL	95-96	1.77	1.93	2.24	179	185	195	0.821
ADT15	0040835	TL	95-96	1.36	1.54	1.72	183	189	198	0.774
ADZ15	0040851	TL	95-96	1.53	1.68	1.91	193	205	212	0.883
AEA15	0040859	TL	95-96	1.20	1.37	1.64	182	187	193	0.828
ADU25	0041028	TL	95-96	1.56	1.98	2.21	222	227	237	0.519
AEC15	0041417	TL	95-96	1.52	1.70	2.01	192	199	211	0.843
AED15	0041527	TL	95-96	1.58	1.90	2.21	180	195	200	0.885
AEF15	0041542	TL	95-96	1.49	1.78	1.91	175	188	202	0.863
AEE15	0041546	TL	95-96	1.43	1.73	1.94	209	214	226	0.863
AEG15	0041602	TL	95-96	1.75	1.90	2.22	200	208	216	0.845
AEH15	0041609	TL	95-96	1.52	1.77	2.11	193	198	212	0.824
AEN15	0041708	TL	95-96	1.34	1.46	1.59	178	189	196	0.842
AHY15	0380122	TL	95-96	1.16	1.43	1.74	238	243	248	0.733
AHY30	0380122	TL	95-96	1.65	1.93	2.08	213	222	227	0.644
AHC25	0531603	TL	95-96	1.39	1.75	1.89	240	246	252	0.752
AGC25	0541138	TL	95-96	1.21	1.32	1.49	200	205	216	0.706
AGN25	0541211	TL	95-96	2.01	2.18	2.66	236	246	251	0.718
AGA25	0541234	TL	95-96	1.26	1.36	1.62	222	230	244	0.654
AGB25	0541234	TL	95-96	1.07	1.31	1.65	217	232	243	0.554
AGD25	0541240	TL	95-96	1.04	1.29	1.40	204	210	217	0.721
AFY15	0281055	TR	94-95	1.31	1.43	1.54	234	243	248	0.562
AFY60	0281055	TR	94-95	0.24	0.34	0.40	311	336	3	0.785
AFV15	0370358	TR	94-95	1.03	1.22	1.45	198	203	210	0.772
AFV60	0370358	TR	94-95	0.22	0.26	0.37	197	209	219	0.412
AFE20	3640343	TR	94-95	1.37	1.59	1.82	222	229	241	0.575
AFE60	3640343	TR	94-95	0.28	0.33	0.38	291	320	331	0.687
AHJ25	3512237	TR	95-96	1.60	1.73	1.86	208	214	219	0.738
AHJ60	3512237	TR	95-96	0.21	0.24	0.29	238	246	252	0.726
ADC15	3550110	TR	95-96	1.39	1.54	1.85	197	208	222	0.738
ADC60	3550110	TR	95-96	0.28	0.36	0.41	269	281	302	0.533
AHK15	3571335	TR	95-96	1.20	1.42	1.54	247	254	262	0.771
AHK60	3571335	TR	95-96	0.20	0.28	0.35	159	172	183	0.813
ACO30	3590719	TR	95-96	0.16	0.18	0.19	143	153	160	0.636
ACO60	3590719	TR	95-96	0.12	0.17	0.22	133	144	154	0.787

ADA15	3600322	TR	95-96	1.33	1.46	1.70	174	189	194	0.836
ADA60	3600322	TR	95-96	0.09	0.11	0.13	111	124	134	0.653
AHH15	3631249	TR	95-96	1.28	1.47	1.59	190	202	207	0.726
AHH60	3631249	TR	95-96	1.15	1.31	1.44	215	220	226	0.843
AAQ20	3631253	TR	95-96	1.67	1.85	2.17	190	198	209	0.755
AAQ40	3631253	TR	95-96	0.20	0.29	0.34	154	178	194	0.854
ACQ18	3631914	TR	95-96	1.21	1.38	1.48	210	216	225	0.717
ACQ60	3631914	TR	95-96	0.21	0.27	0.38	304	315	327	0.839
AHZ15	3632117	TR	95-96	1.25	1.42	1.62	226	232	238	0.802
AHZ60	3632117	TR	95-96	0.20	0.28	0.32	157	184	195	0.856
ADW25	0041106	TR	95-96	1.64	1.81	2.21	209	221	235	0.554
ADW60	0041106	TR	95-96	0.12	0.20	0.26	229	240	250	0.693
AEI15	0041621	TR	95-96	1.31	1.54	1.71	154	159	173	0.803
AEI60	0041621	TR	95-96	0.16	0.23	0.27	136	157	169	0.806
AEO15	0051351	TR	95-96	1.14	1.38	1.64	176	190	201	0.753
AEO60	0051351	TR	95-96	0.10	0.15	0.18	133	157	167	0.682
AEQ25	0080122	TR	95-96	1.88	2.06	2.24	182	188	194	0.485
AEQ60	0080122	TR	95-96	0.23	0.31	0.36	98	121	131	0.499
ACT15	0080953	TR	95-96	1.29	1.44	1.58	178	183	198	0.733
ACT60	0080953	TR	95-96	0.14	0.20	0.28	109	133	145	0.776
ABK18	0191243	TR	95-96	1.46	1.70	1.84	222	229	238	0.718
ABK60	0191243	TR	95-96	0.14	0.20	0.28	95	108	125	0.829
AAW18	0191257	TR	95-96	0.96	1.22	1.36	207	212	220	0.599
AAW60	0191257	TR	95-96	0.05	0.08	0.10	106	120	132	0.706
AAX15	0191326	TR	95-96	1.77	2.08	2.54	177	182	192	0.675
AAX60	0191326	TR	95-96	0.13	0.16	0.22	115	125	135	0.623
AAV17	0191354	TR	95-96	0.78	1.26	1.58	206	235	245	0.382
AAV60	0191354	TR	95-96	0.17	0.20	0.28	123	133	162	0.760
ABV18	0191451	TR	95-96	1.37	1.52	1.67	242	252	257	0.712
ABV60	0191451	TR	95-96	0.17	0.20	0.23	98	108	133	0.663
ABM18	0191501	TR	95-96	1.40	1.52	1.68	190	198	205	0.684
ABM60	0191501	TR	95-96	0.13	0.16	0.20	114	125	146	0.712
AAM25	0191525	TR	95-96	1.56	1.93	2.10	205	210	216	0.481
AAM60	0191525	TR	95-96	0.16	0.20	0.24	115	133	151	0.637
AAK20	0191702	TR	95-96	1.39	1.69	1.85	170	175	180	0.540
AAK60	0191702	TR	95-96	0.09	0.16	0.23	115	125	150	0.612
ABX18	0191728	TR	95-96	1.07	1.36	1.65	172	177	186	0.573
ABX60	0191728	TR	95-96	0.16	0.19	0.24	113	125	143	0.697
ABB18	0201648	TR	95-96	1.32	1.92	2.23	170	182	198	0.588
ABB60	0201648	TR	95-96	0.05	0.06	0.07	116	135	148	0.625
ABO18	0201721	TR	95-96	1.53	1.68	2.03	172	180	186	0.704
ABO60	0201721	TR	95-96	0.15	0.19	0.24	113	125	144	0.662
AAN20	0201743	TR	95-96	1.17	1.26	1.36	193	198	212	0.559
AAN60	0201743	TR	95-96	0.10	0.14	0.16	116	132	153	0.675
ABP18	0201806	TR	95-96	0.89	0.97	1.13	196	204	217	0.664
ABP60	0201806	TR	95-96	0.16	0.27	0.35	201	222	234	0.539

AAO20	0201818	TR	95-96	1.31	1.47	1.63	197	202	207	0.523
AAO60	0201818	TR	95-96	0.14	0.17	0.21	134	144	161	0.724
ABQ18	0201835	TR	95-96	1.38	1.67	1.80	153	163	169	0.781
ABQ60	0201835	TR	95-96	0.12	0.14	0.16	90	111	122	0.873
ABR18	0201845	TR	95-96	1.01	1.14	1.29	150	155	166	0.643
ABR60	0201845	TR	95-96	0.12	0.14	0.19	110	124	134	0.634
AAP20	0201917	TR	95-96	1.94	2.10	2.42	183	189	198	0.550
AAP60	0201917	TR	95-96	0.13	0.16	0.18	112	125	146	0.737
ABD18	0202337	TR	95-96	1.45	1.76	1.90	212	219	224	0.613
ABD60	0202337	TR	95-96	0.18	0.22	0.28	243	270	293	0.705
ABS18	0210837	TR	95-96	1.56	1.70	1.86	174	188	194	0.637
ABS60	0210837	TR	95-96	0.17	0.23	0.27	111	128	146	0.687
ACB18	0211304	TR	95-96	1.29	1.47	1.79	189	202	216	0.596
ACB60	0211304	TR	95-96	0.16	0.19	0.22	117	129	142	0.716
ACC18	0211651	TR	95-96	0.83	1.05	1.16	182	189	194	0.677
ACC60	0211651	TR	95-96	0.16	0.18	0.22	107	131	152	0.752
ABN18	0221433	TR	95-96	1.69	1.83	1.97	197	203	213	0.737
ABN60	0221433	TR	95-96	0.08	0.13	0.15	157	171	187	0.544
ABF18	0221514	TR	95-96	1.49	1.63	1.87	178	191	203	0.650
ABF60	0221514	TR	95-96	0.14	0.18	0.21	219	229	240	0.719
AHL15	0301110	TR	95-96	0.82	0.91	1.04	212	218	223	0.650
AHL60	0301110	TR	95-96	0.17	0.26	0.32	327	337	6	0.887
BAK25	0452039	TR	96-97	1.45	1.78	1.91	24	36	42	0.666
BAK60	0452039	TR	96-97	0.18	0.27	0.32	24	36	66	0.882

S=lentitud aparente. A=azimut hacia la fuente. CCP=correlación cruzada promedio.

12.4. Resultados del método del frente circular

Fecha	f (Hz)	S (s/km)	A (°N)	D (m)	CCP
0362053	2.5	1.98 2.06 2.20	212 216 220	425 725 2175	0.662 (+13%)
0362133	2.5	2.01 2.12 2.25	212 216 220	375 500 1125	0.647 (+22%)
0362236	2.0	1.73 1.93 2.12	188 193 200	500 2500 ∞	0.580 (+1%)
0362322	2.0	1.88 2.08 2.23	212 218 225	475 1800 ∞	0.495 (+2%)
0370401	2.0	2.00 2.15 2.26	209 215 221	350 675 ∞	0.508 (+5%)
0370858	2.0	1.54 1.68 1.81	199 205 212	375 1125 ∞	0.780 (+1%)
0370928	2.0	1.77 1.93 2.08	201 207 213	450 1350 ∞	0.713 (+0%)
0371019 ^a	2.0	1.68 1.84 2.01	198 204 211	375 1425 ∞	0.753 (+1%)
0371019 ^b	2.0	1.40 1.58 1.78	203 210 218	375 1425 ∞	0.694 (+0%)
0371019 ^c	2.0	1.66 1.81 1.99	201 208 215	350 875 ∞	0.753 (+1%)
0371019 ^d	2.0	1.65 1.79 1.93	202 209 215	450 1975 ∞	0.787 (+1%)
0371120	2.0	1.11 1.32 1.51	189 200 209	275 1250 ∞	0.446 (+5%)
0371755	2.0	1.69 1.83 1.96	211 216 222	400 875 ∞	0.796 (+6%)
0372245	2.5	1.89 2.05 2.16	209 213 217	350 475 925	0.814 (+18%)
0372318	2.5	1.96 2.03 2.16	208 212 216	375 525 1150	0.657 (+16%)

0372325	2.5	1.98	2.10	2.21	210	215	219	375	475	1550	0.680 (+13%)
0372333	2.5	1.96	2.05	2.18	210	213	217	350	475	1100	0.741 (+17%)
0372334	2.5	1.93	2.04	2.18	210	215	219	375	475	1175	0.707 (+18%)
0372341	2.5	1.96	2.06	2.19	208	212	217	325	425	750	0.669 (+23%)
0372349	2.5	1.96	2.07	2.20	210	214	219	375	500	1125	0.719 (+18%)
0372355	2.5	1.91	2.02	2.19	212	218	224	575	2400	∞	0.537 (+1%)
0372356	2.5	2.00	2.10	2.23	211	215	218	375	475	900	0.762 (+22%)
0380000	2.5	1.98	2.05	2.20	209	213	217	350	400	725	0.716 (+28%)
0380009	2.5	2.04	2.17	2.30	206	210	213	200	325	425	0.655 (+20%)
0380013	2.5	1.98	2.10	2.20	211	215	218	375	475	950	0.737 (+18%)
0380017	2.5	1.95	2.10	2.22	212	215	220	350	475	975	0.672 (+23%)
0380044	2.5	2.00	2.11	2.23	209	213	218	350	500	1500	0.688 (+14%)
0380048	2.5	1.99	2.12	2.22	209	212	212	325	400	825	0.716 (+22%)
0380059	2.5	2.00	2.11	2.26	210	213	218	350	450	850	0.684 (+24%)
0380102	2.5	1.95	2.12	2.20	211	216	220	375	500	950	0.701 (+20%)
0380637	1.4	1.72	1.88	2.04	202	209	216	325	575	3500	0.641 (+5%)
0381048	1.4	1.58	1.80	1.96	181	192	201	325	1100	∞	0.558 (+1%)
0381241	1.4	1.34	1.57	1.75	197	207	217	325	1350	∞	0.782 (+1%)
0381331	1.4	1.38	1.61	1.79	198	207	216	375	1900	∞	0.752 (+0%)
0381434	1.4	1.37	1.55	1.74	204	215	221	350	650	∞	0.738 (+2%)

f=frecuencia central. S=lentitud aparente. A=azimut hacia la fuente. D=distancia epicentral.
CCP=correlación cruzada promedio.

Capítulo VIII. Conclusiones

... o de qué ha servido todo esto

1. Conclusiones de la tesis

Las fuentes de las señales sismo-volcánicas no son fácilmente localizables a través de los métodos clásicos de la sismología. Algunas de ellas, como el temblor volcánico o los eventos de largo periodo, carecen de fases diferenciadas, ya sea por el efecto de la complejidad del medio que atraviesan o directamente porque el mecanismo de la fuente no las genera. Además, los volcanes imponen limitaciones logísticas en cuanto a la instrumentación que se puede desplegar, debido, por ejemplo, a la abrupta topografía de algunos de ellos, a la insularidad, al riesgo inherente al trabajo en las cercanías de un volcán, etc. Por sus singulares prestaciones, y por su facilidad de instalación y mantenimiento, *los arrays sísmicos son una herramienta fundamental para el estudio del campo sísmico en zonas volcánicas en el rango del corto periodo.*

Pero no cualquier *array* resulta útil. Si queremos que la realización de campañas sísmicas en zonas volcánicas sea viable, y que los datos que se registren tengan una óptima calidad con un mínimo de esfuerzo, *es necesario utilizar sistemas de adquisición de alto rango dinámico, e instrumentación de poco peso y bajo consumo.*

Todas las técnicas de análisis de datos de *array* hacen uso del muestreo espacio-temporal del campo de ondas que proporcionan. Sin embargo, cada una de ellas resulta más adecuada para ciertos fines. Si tratamos de analizar variaciones rápidas de una fuente continua, como las que encontramos en el estudio de los volcanes, necesitamos un método que permita utilizar ventanas temporales cortas. Los métodos que trabajan en el dominio de la frecuencia no se muestran muy eficientes, principalmente debido a la restricción, impuesta por el algoritmo de la FFT, sobre la longitud de la ventana. Según nuestra experiencia, *el método de la correlación cruzada promedio es el más adecuado para esta aplicación en sismología volcánica con arrays densos de pequeña apertura.*

La aplicación de las técnicas de *array*, descritas en el Capítulo III, suministra información únicamente sobre la dirección desde la que llegan las ondas y la velocidad aparente con la que atraviesan el *array*. Para conocer la distancia epicentral y la profundidad de la fuente, es necesario utilizar técnicas indirectas. En el caso de que podamos identificar fases sísmicas, y tengamos una idea aproximada de la estructura de velocidad del medio, el uso del trazado del rayo suministra información sobre la posición del hipocentro. Pero no es éste el caso

más común cuando se analizan señales procedentes de un volcán. En esta tesis, se han buscado otras dos soluciones:

- Si disponemos de dos o más *arrays*, cada uno de ellos nos va a proporcionar una dirección de procedencia independiente. Puesto que ambas direcciones han de cruzarse sobre la fuente, *podemos utilizar la localización conjunta para estimar la posición del epicentro.*
- La implementación de la geometría circular de los frentes de onda en el método de la CCP es muy directa, y resulta una aproximación más realista al campo de ondas cuando se trata de fuentes cercanas. *El método del frente circular, desarrollado en esta tesis, permite estimar la distancia epicentral.*

1.1. Teide

Existe un nivel significativo de microsismicidad, asociada, por una parte, con la estructura volcánica del Teide, y por otra, con la actividad tectónica de fracturas situadas entre las islas de Tenerife y Gran Canaria. Esta actividad es comparable a la que se registra en otros volcanes del mismo tipo, como el Vesuvio.

Por primera vez, el uso de *arrays* en la región del Teide ha permitido situar el epicentro de algunos terremotos muy locales. Hemos podido hacerlo al menos mediante dos técnicas, lo cual es un test para comprobar si la localización obtenida es o no fiable. *Tanto el trazado del rayo como la localización conjunta proporcionan resultados similares.*

Gracias al seguimiento en lentitud aparente y azimut que realizan los *arrays* a lo largo del tiempo, *hemos podido confirmar la presencia de ondas de sonido en algunos sismogramas.* El hecho de poder determinar la llegada de esta fase, junto con la correspondiente a la onda P, ha permitido calcular la distancia a la que se han producido las explosiones artificiales.

Aunque se han detectado algunos terremotos volcano-tectónicos procedentes de la zona al sur y al este del Teide, *no se ha detectado la presencia de tremor volcánico, eventos de largo periodo, o cualquier otro tipo de terremoto en el que intervengan activamente los fluidos volcánicos.* Sin embargo, podría ser que este tremor existiera pero que quedara enmascarado por el ruido sísmico (atribuido al efecto de las variaciones de presión sobre los océanos), que, en torno a 1-2 Hz, es muy intenso y altamente correlacionado.

1.2. Stromboli

La campaña de Stromboli ha servido para comprobar la validez de las técnicas de *array*, puesto que la zona activa ha sido delimitada ya en estudios previos. *El método de la correlación cruzada promedio, combinado con la localización conjunta, han confirmado la posición de la fuente bajo el cráter.*

Las velocidades aparentes determinadas en cada uno de los *arrays* son distintas. Esto se debe a efectos locales y de camino que se pueden achacar a una estructura diferente bajo cada uno de los *arrays* o bien a la influencia de la topografía y las discontinuidades del medio que atraviesan las ondas en cada caso.

La ocurrencia de un terremoto en una zona próxima al cráter ha revelado que *existe una estrecha relación entre los procesos volcano-tectónicos y los puramente volcánicos en la isla de Stromboli.*

A través del análisis de los sismogramas a lo largo del tiempo, hemos encontrado que *existen ondas coherentes en el ruido pre-evento que proceden del cráter*, lo cual nos lleva a pensar que o bien existe un tremor de fondo o bien el mecanismo de la fuente comienza antes que la explosión en el cráter.

1.3. Decepción

Las tres campañas de *array* analizadas en esta tesis continúan los estudios sísmicos realizados desde 1986 en la isla Decepción. *Esta instrumentación ha permitido la aplicación de nuevas y potentes técnicas al estudio de la sismicidad, que han demostrado ser especialmente adecuadas para la caracterización de la sismicidad volcánica de esta isla.*

La actividad sísmica en la isla es muy relevante. Se han registrado miles de eventos de los tipos directamente relacionados con la actividad de un volcán, como tremores volcánicos, eventos de largo periodo o híbridos.

El análisis revela la existencia de pocos terremotos de origen tectónico. Hemos podido determinar que la mayoría de ellos son de foco profundo, lo que indica que *la subducción bajo la microplaca de las Shetland del Sur sigue moderadamente activa.* Se han identificado y localizado cinco terremotos volcano-tectónicos en las cercanías del *array*, en concordancia con estudios previos.

Los eventos sismo-volcánicos simples se han agrupado en cinco tipos diferentes, atendiendo a las características espectrales y de forma de onda. Del

mismo modo, los tremores se agrupan en tres tipos. Sus características básicas son:

- LP1: eventos de largo periodo con el pico espectral entre 1 y 2 Hz.
- LP2: igual que el anterior, pero con el pico espectral entre 2 y 3 Hz.
- LP3: igual, pero con el pico por encima de 3 Hz.
- HY: eventos híbridos, con un comienzo impulsivo en altas frecuencias seguido de un tren de baja frecuencia.
- HT: igual que el anterior, pero con comienzo emergente.
- TL: tremor a baja frecuencia, con un pico espectral entre 1 y 3 Hz.
- TR: tremores espasmódicos, con contribución importante en altas frecuencias.
- TH: tremores armónicos, casi monocromáticos, con un espectro muy agudo entre 3 y 5 Hz.

La actividad de largo periodo y los tremores suelen ocurrir en enjambres, de entre unas horas y varios días de duración, en los que las propiedades de la fuente permanecen prácticamente constantes.

La aplicación del método de la CCP de frente de onda plano, y la implementación del frente de onda circular, han llevado a la conclusión de que *las zonas en las que se generan eventos sismo-volcánicos están asociadas a sistemas de fracturas en el brazo este de la isla, muy próximos a la zona del array.* Posiblemente haya más zonas activas, pero no se han detectado debido a la baja magnitud de los eventos y a la elevada atenuación del medio.

El análisis de la polarización y la velocidad aparente de propagación revela que *los eventos sismo-volcánicos están compuestos por dos tipos de ondas.* Unas, de alta frecuencia, son ondas internas, en concreto ondas P. No se ha evidenciado la presencia de ondas S. Ello puede deberse a que el mecanismo de la fuente realmente no las genera, o bien a la posición relativa entre la fuente y el *array*. Las otras son ondas de baja frecuencia que proceden de una fuente superficial y tienen una polarización compleja, debida probablemente a las heterogeneidades del medio.

A partir de la comparación del espectro, de las propiedades de propagación y de la polarización de las ondas, se ha concluido *que los tremores volcánicos en la isla Decepción están compuestos por la superposición de eventos simples a lo largo del tiempo.*

A pesar de las diferentes características que posee cada una de estas familias, hemos visto que comparten características comunes, lo cual nos ha lleva-

do a determinar que *todos los eventos se pueden explicar, al menos cualitativamente, según un modelo común que considera una excitación puntual y una grieta rellena de fluido*. Las diferencias en frecuencia, que han servido para clasificar los eventos, se deben a variaciones en la geometría del resonador y en las propiedades acústicas del fluido (en particular, el contenido en gas). A partir del modelo de grieta rellena de fluido, concluimos que, con gran probabilidad, *la fuente sísmica de las bajas frecuencias consiste en pequeñas grietas rellenas de agua ligeramente gasificada*. Esto concuerda con las observaciones geológicas realizadas en la isla, que revelan un medio muy fracturado, fumarolas hidrotermales, un acuífero superficial, etc.

2. Trabajo futuro

El trabajo futuro puede estar orientado en varias direcciones. Una es el desarrollo teórico y la aplicación experimental de nuevos modelos de fuente, a partir de los ya existentes, que tengan en cuenta las posibles formas en que los fluidos volcánicos interaccionan con el medio rígido en el ambiente de los volcanes estudiados. En este sentido, el disponer de observaciones con instrumentos de banda ancha resultaría crucial, ya que nos permitirían acceder directamente a los procesos de transporte de masa. Esta tarea de modelización requiere, además, una investigación acerca de los efectos de camino, como, por ejemplo, el efecto de la topografía sobre las señales que genera la fuente.

También nos podemos acercar a la fuente mediante el estudio de dobletes, ya que las señales generadas en los volcanes estudiados, especialmente en Decepción, son muy parecidas unas a otras. Resultaría altamente interesante hacer una localización relativa de los eventos pertenecientes a un mismo enjambre, para determinar con exactitud las dimensiones y la geometría de la fuente.

Otra línea de investigación, íntimamente relacionada con la anterior, es la determinación de la estructura de los volcanes. Se pueden emplear *arrays* sísmicos para delimitar las zonas fuente o estudiar la estructura superficial, hacer medidas de dispersión de ondas y de atenuación, etc. Existen algunos modelos simples, con una cierta utilidad para algunos estudios. Sin embargo, lo más conveniente, dada la heterogeneidad del medio y su influencia sobre las señales, es disponer de un modelo de velocidad tridimensional, obtenido mediante tomografía.

Por último, aunque el método del frente circular se ha revelado como una buena herramienta para determinar la distancia epicentral en el caso de fuentes cercanas, la localización conjunta con varios *arrays* sísmicos amplía el rango de distancias en las que resulta aplicable. Por tanto, en zonas como la isla Decepción, donde no existen indicios superficiales de las zonas activas, sería altamente recomendable el empleo conjunto de varios *arrays* sísmicos distribuidos en las zonas accesibles de la isla para determinar la posición de las fuentes sismo-volcánicas.

Bibliografía

- Ablay, J., Martí, J., Stratigraphy and structure of the Teide-Pico Viejo volcanic complex, in *A field Guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands)*, Martí, J., Mitjavila, J. (eds.), 47-80, Serie Casa de los Volcanes 4, Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, 1995.
- Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **35**, 415-456, 1957.
- Aki, K., A note on the use of microseisms in determining the shallow structure of the Earth's crust, *Geophysics*, **30**, 665-666, 1965.
- Aki, K., Scattering of P waves under Montana LASA, *J. Geophys. Res.*, **78**, 1334-1346, 1973.
- Aki, K., Lee, W. H. K., Determination of three dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes. A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, **81**, 4381-4399, 1976.
- Aki, K., Fehler, M., Das, S., Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **2**, 259-287, 1977.
- Aki, K., Richards, P. G., *Quantitative seismology*, W. H. Freeman and Co., 1980.
- Aki, K., Koyanagi, R., Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, **86**, 7095-7109, 1981.
- Aki, K., State-of-the-art in volcanic seismology, in *Volcanic Seismology*, IAVCEI Proceedings in Volcanology 3, Aki, K., Gasparini, P., Scarpa, R. (eds.), Springer-Verlag, 3-10, 1992.
- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Alguacil, G., Del Pezzo, E., Ortiz, R., Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 3069-3072, 1997.
- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Alguacil, G., Del Pezzo, E., Array analysis using circular wave-front geometry: an application to locate the nearby seismo-volcanic source, *Geophys. J. Int.*, 1998, in press.
- Ancochea, E., Fuster, J., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán, F., Cantagrel, J., Jamond, C., Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **44**, 231-249, 1990.
- Anglin, F., Discrimination of earthquakes and explosions using short-period array data, *Nature*, **233**, 51-52, 1971.
- Araña, V., Ortiz, R., The Canary Islands: tectonics, magmatism and geodynamic framework, in *Magmatism in extensional structural settings. The Phanerozoic African plate*, Kampunzu, A., Lubala, R. (eds.), 209-249, Springer-Verlag, 1991.

- Araña, V., Teide laboratory volcano, European volcanological project (EVOP), Progress Report 1, Barberi, F. (coord.), 53-60, 1994.
- Araña, V., Notes on Canarian volcanism, in *A field Guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands)*, Martí, J., Mitjavila, J. (eds.), 3-17, Serie Casa de los Volcanes 4, Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, 1995.
- Asten, M. W., Henstridge, J. D., Array estimators and the use of microseism for reconnaissance of sedimentary basins, *Geophysics*, **49**, 1828-1837, 1984.
- Baker, P., Phil, D., McReath, M., Harvey, M., Roobol, M., Davies, T., The geology of the South Shetland Islands V: volcanic evolution of Deception Island, *British Antarctic Survey Scientific Report*, **78**, 1975.
- Baker, P., Deception Island, in *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*, LeMasurier, W., Thomson, J. (eds.), Antarctic Research Series 48, 316-321, American Geophysical Union, Washington D. C., 1990.
- Bannister, S. C., Husebye, E. S., Ruud, B. O., Teleseismic P coda analyzed by three-component and array techniques: deterministic location of topographic P-to-Rg scattering near the NORESS array, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1969-1986, 1990.
- Barba, S., Studio delle proprietà del campo d'onda relativo al rumore sismico attraverso tecniche di array, Tesi di Laurea in Fisica, Università degli studi di Salerno, 119 pp., 1993.
- Bataille, K., Wu, R., Flatté, S., Inhomogeneities near the core-mantle boundary evidenced from scattered waves: a review, *PAGEoph.*, **132**, 151-173, 1990.
- Benoit, J., McNutt, S., New constrains on source processes of volcanic tremor at Arenal volcano, Costa Rica, using broadband seismic data, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 449-452, 1997.
- Benz, H. M., Chouet, B. A., Dawson, P. B., Lahr, J. C., Page, R. A., Hole, J. A., Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt volcano, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **101**, 8111-8128, 1996.
- Berrocoso, M., Pazos, A., Catalán Morollón, M., Gárate, J., Martín, J., Abella, R., Vidal, F., García, A., Almendros, A., Observaciones geodésicas realizadas en la Isla Decepción durante la campaña antártica 1995-96: aplicaciones geodinámicas, VI Simposio Español de Estudios Antárticos, 1996.
- Bhattacharyya, B., Ley, L., Analysis of magmatic anomalies over Yellowstone National Park: mapping Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance, *J. Geophys. Res.*, **80**, 4461-4465, 1975.

- Bianco, F., Castellano, M., Milano, G., Vilardo, G., Shear-wave polarization alignment on the eastern flank of Mt.Etna volcano (Sicily, Italy), *Annali di Geofisica*, **39**, 429-443, 1996.
- Blackburn, E. A., Wilson, L., Sparks, R. S. J., Mechanisms and dynamics of Strombolian activity, *J. Geol. Soc. Lond.*, **132**, 429-440, 1976.
- Blanco, M. J., Red de vigilancia geofísica de IGN en Canarias, en Elementos de Volcanología, Díez Gil, J. L. (ed.), 235-239, Serie Casa de los Volcanes 2, Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, 1992.
- Blanco, I., Análisis e interpretación de las anomalías magnéticas de tres calderas volcánicas: Decepción (Shetland del Sur, Antártida), Furnas (San Miguel, Azores) y Las Cañadas del Teide (Tenerife, Canarias), Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 1997.
- Bokelmann, G. H. R., P-wave array polarization analysis and effective anisotropy of the brittle crust, *Geophys. J. Int.*, **120**, 145-162, 1995.
- Bratt, S., Bache, T., Locating events with a sparse network of regional arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 780-798, 1988.
- Braun, T., Ripepe, M., Interaction of seismic and air waves recorded at Stromboli volcano, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 65-68, 1993.
- Braun, T., Neuberg, J., Ripepe, M., On the origin of the long-period tremor recorded at Stromboli volcano (Italy), *Annali di Geofisica*, **39**, 311-326, 1996.
- Brown, R. J., Slowness and azimuth at the Uppsala array. Array calibration and event location, *PAGEOPH.*, **105**, 759-769, 1973.
- Brown, L., Chapin, C., Sandord, A., Kaufman, S., Oliver, J., Deep structure of the Río Grande rift from seismic reflection profiling, *J. Geophys. Res.*, **85**, 4773-4800, 1980.
- Bullen, K. A., Bolt, B. A., An introduction to the Theory of Seismology, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 1985.
- Burg, J., Three dimensional filtering with an array of seismometers, *Geophysics* **39**, 693-713, 1964.
- Camacho, A., Vieira, R., Toro, C., Microgravimetric model of the Las Cañadas caldera (Tenerife), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **30**, 357-377, 1991.
- Canas, J. A., Ugalde, A., Pujades, L. G., Carracedo, J. C., Soler, V., Blanco, M. J., Intrinsic scattering and seismic wave attenuation in the Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, **103**, 15037-15050, 1998.
- Capon, J., High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, **57**, 1408-1418, 1969.

- Capon, J., Characterization of crust and upper mantle structure under LASA as a random medium, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 235-266, 1974.
- Carle, S., Three-dimensional gravity modeling of the geological structure of the Long Valley caldera, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13237-13250, 1988.
- Carr, D. B., Azimuth estimation capabilities of the ARCESS regional seismic array, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1213-1231, 1993.
- Carracedo, J. C., The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **60**, 225-241, 1994.
- Castro, R. R., Anderson, J. G., Brune, J. N., Origin of high P/S spectral ratios from the Guerrero accelerograph array, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2268-2288, 1991.
- Chang, A., Cleary, J., Scattered PKKP: further evidence for scattering at rough core-mantle boundary, *Phys. Earth Planet. Int.*, **24**, 15-29, 1981.
- Chinnery, M. A., Toksöz, M. N., P-wave velocities in the mantle below 700 km, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 199-226, 1967.
- Chouet, B. A., Hamisevicz, N., McGetchin, T. R., Photoballistic of volcanic jet activity at Stromboli, Italy, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4961-4976, 1974.
- Chouet, B. A., Sources of seismic events in the cooling lava lake of Kilauea Iki, Hawaii, *Journ. Geophys. Res.*, **84**, 2315-2330, 1979.
- Chouet, B., Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor, *J. Geophys. Res.*, **90**, 1881-1893, 1985.
- Chouet, B. A., Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method, *Journ. Geophys. Res.*, **91**, 13967-13992, 1986.
- Chouet, B., Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implicatnios for the source of long-period events and harmonic tremor, *J. Geophys. Res.*, **93**, 4375-4400, 1988.
- Chouet, B. A., A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor, in *Volcanic Seismology* (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3), Aki, K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag, 133-156, 1992.
- Chouet, B. A., Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*, **380**, 309-316, 1996a.
- Chouet, B. A., New methods and future trends in seismological volcano monitoring, in *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, Scarpa and Tilling (ed.), Springer-Verlag, 23-97, 1996b.
- Chouet, B. A., Saccorotti, G., Martini, M., Dawson, P., De Luca, G., Milana, G., Scarpa, R., Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli Volcano, Italy, *Journ. Geophys. Res.*, **102**, 15129-15150, 1997.

- Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., Shallow velocity structure of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of strombolian tremor, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 653-666, 1998.
- Christoffersson, A., Husebye, E. S., Least squares signal estimation techniques in analysis of seismic array recorded P-waves, *Geophys. J.*, **38**, 525-552, 1974.
- Correig, A. M., Urquizu, M., Vila, J., Marti, J., Analysis of the occurrence of seismicity at Deception Island (Antarctica). A nonlinear approach, *PAGEOPH.*, **149**, 553-574, 1997.
- Crosson, R. S., Bame, D. A., A spherical source model for low-frequency volcanic earthquakes, *Journ. Geophys. Res.*, **90**, 10237-10247, 1985.
- Dahlman, O., Israelson, H., Monitoring underground nuclear explosions, Elsevier, Amsterdam, 1977.
- Dahm, T., Eigenvibrations of magma-filled dike systems with complex geometry, in *Volcanic tremor and magma flow*, Schick, R., Mugiono, R. (eds.), Scientific Series of the International Bureau 4, 97-114, Forschungszentrum Jülich, 1991.
- Dahm, T., Numerical studies of the dynamics of fluid-filled cracks placed in series: a model for inharmonic peaked tremor spectra, in *Volcanic Seismology (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3)*, Aki, K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag, 190-200, 1992.
- Dainty, A. M., Toksöz, M. N., Array analysis of seismic scattering, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 2242-2260, 1990.
- De Luca, G., Scarpa, R., Del Pezzo, E., Simini, M., Shallow structure of Mt. Vesuvius volcano, Italy, from seismic array analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 481-484, 1997.
- Del Pezzo, E., Godano, C., Gorini, A., Martini, M., Wave polarization and location of the source of the explosion quakes at Stromboli volcano, in *Volcanic Seismology (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3)*, Aki, K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag, 279-296, 1992.
- Del Pezzo, E., La Rocca, M., Ibanez, J. M., Observations of high-frequency scattered waves using dense arrays at Teide volcano, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 1637-1647, 1997a.
- Del Pezzo, E., La Rocca, M., Petrosino, S., Grozea, B., Maritato, L., Saccorotti, G., Simini, M., Ibáñez, J. M., Alguacil, G., Carmona, E., Abril, M., Almendros, J., Ortiz, R., García, A., Pingüe, F., Esposito, T., Twin digital short period seismic array experiment at Stromboli Volcano, Open-file report, Osservatorio Vesuviano, 1997b, in press.

- Del Pezzo, E., La Rocca, M., Alguacil, G., Almendros, J., Ibanez, J. M., Morales, J., Garcia, A., Ortiz, R., Observations of volcanic earthquakes and tremor at Deception Island, Antarctica, *Annali di Geofisica*, 1998, in press.
- Dietel, C., Chouet, B., Kleinman, J., De Luca, G., Martini, M., Milana, G., Power, J., Harlow, D., Scarpa, R., Array tracking of tremor sources at Stromboli Volcano, Italy, *US Geol Surv Open-File Rep* **94-142**, 1-86, 1994.
- Dvorak, J., Berrino, G., Recent ground movement and seismic activity in Campi Flegrei, southern Italy: episodic growth of a resurgent dome, *J. Geophys. Res.*, **96**, 2309-2323, 1991.
- Engdahl, E., Flinn, E., Seismic waves reflected from discontinuities within the Earth's upper mantle, *Science*, **163**, 177-179, 1969.
- England, P., Worthington, M., King, D., Lateral variations in the structure of the upper mantle beneath Eurasia, *Geophys. J.*, **48**, 71-79, 1977.
- Evernden, J.F., Study of seismological evasion Part III: evaluation of evasion possibilities using codas of large earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 549-592, 1976.
- Falsaperla, S., Martinelli, B., Schick, R., Seismic activity at Stromboli (Southern Italy) for the period 1983-1986, in *Volcanic Seismology* (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3), Aki, K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag, 267-278, 1992.
- Falsaperla, S., Shick, R., Geophysical studies on Stromboli: a review, *Acta Vulcanol.*, **3**, 153-162, 1993.
- Falsaperla, S., Privitera, E., Spampinato, S., Cardaci, C., Seismic activity and volcanic tremor related to the December 14, 1991 Mt. Etna eruption, *Acta Vulcanol.*, **4**, 63-73, 1994.
- Fehler, M., Observations of volcanic tremor at Mount St. Helens volcano, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3476-3484, 1983.
- Fehler, M., Roberts, P., Firebangs, T., A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens, *J. Geophys. Res.*, **93**, 4367-4373, 1988.
- Ferrazzini, V., Aki, K., Chouet, B. A., Characteristics of seismic waves composing hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array, *Journ. Geophys. Res.*, **96**, 6199-6209, 1991.
- Filmer, P., McNutt, M., Geoid anomalies over the Canary Islands Group, *Marine Geophys. Res.*, **11**, 77-87, 1989.
- Filson, J., Array seismology, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **3**, 157-181, 1975.

- Frankel, A., Hough, S., Friberg, P., Busby, R., Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1900-1922, 1991.
- Frankel, A., Dense array recordings in the San Bernardino Valley of Landers-Big Bear aftershocks: basin surface waves, Moho reflections and three-dimensional simulations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 613-624, 1994.
- Fremont, M. J., Malone, S. D., High precision relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington, *Journ. Geophys. Res.*, **92**, 10223-10236, 1987.
- Fujita, E., Ida, Y., Oikawa, J., Eigen oscillation of a fluid sphere and source mechanism of harmonic volcanic tremor, *Journ. Volcan. Geotherm. Res.*, **69**, 365-378, 1995.
- García, A., Viramonte, J. G., Vila, J., Ibáñez, J. M., Estudio del campo magnético en Puerto Foster (isla Decepción), Actas del III Simposio Español de Estudios Antárticos, Madrid, CICYT, 244-249, 1990.
- García, A., Ibáñez, J. M., Investigación en geofísica básica en las islas Livingston y Decepción (islas Shetland del Sur, Antártida), Informe sobre las actividades científicas de España en la Antártida durante la campaña 1994-95, Vericad, J. R., Cacho, J. (eds.), Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, 143-154, 1995.
- García, A., Abella, R., Ibáñez, J. M., Vidal, F., Almendros, J., Risso, C., Caselli, A., Baraldo, A., Berrocoso, M., Deception Island, *Bull. Global Volcan. Network*, **21**, 7, 1996a.
- García, A., Ibáñez, J. M., Alberca, L. F., Volcanismo, sismicidad, magnetismo y geodinámica de las Shetland del Sur, Informe sobre las actividades científicas de España en la Antártida durante la campaña 1996-97, Vericad, J. R., Cacho, J. (eds.), Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, 107-122, 1996b.
- García, A., Astiz, M. M., Villegas, M., Ibáñez, J. M., Morales, J., Carmona, E., Caselli, A., Badi, G., Baraldo, A., Deception Island, *Bull. Global Volcan. Network*, **22**, 10, 1997a.
- García, A., Ibáñez, J. M., Alberca, L. F., Volcanismo, sismicidad, magnetismo y geodinámica de las Shetland del Sur, Informe sobre las actividades científicas de España en la Antártida durante la campaña 1996-97, Vericad, J. R., Cacho, J. (eds.), Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, 107-122, 1997b.
- García, A., Blanco, I., Torta, J. M., Astiz, M., Ibáñez, J. M., Ortiz, R., A search for the volcanomagnetic signal at Deception Volcano (South Shetland Islands, Antarctica), *Annali di Geofisica*, **40**, 319-327, 1997c.

- Gasperini, P., Gresta, S., Mulargia, F., Statistical analysis of seismic and eruptive activities at Mt. Etna during 1978-1987, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **40**, 317-325, 1990.
- Gil Cruz, F., Chouet, B. A., Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras volcano, Colombia, in 1991, *Journ. Volcan. Geotherm. Res.*, **77**, 121-158, 1997.
- Goldstein, P., Archuleta, R. J., Array analysis of seismic signals, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 13-16, 1987.
- Goldstein, P., Array measurements of earthquake rupture, PhD Thesis, University of California Santa Barbara, Santa Barbara, 1988.
- Goldstein, P., Archuleta, R. J., Deterministic frequency-wavenumber methods and direct measurements of rupture propagation during earthquakes using a dense array: theory and methods, *Journ. Geophys. Res.*, **96**, 6173-6185, 1991a.
- Goldstein, P., Archuleta, R. J., Deterministic frequency-wavenumber methods and direct measurements of rupture propagation during earthquakes using a dense array: data analysis, *Journ. Geophys. Res.*, **96**, 6187-6198, 1991b.
- Goldstein, P., Chouet, B., Array measurements and modeling of sources of shallow volcanic tremor at Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, **99**, 2637-2652, 1994.
- González Ferrán, O., Volcanes de Chile, Instituto Geográfico Militar, 1995.
- Gordeev, E. I., Saltykov, V. A., Sinitsin, V. I., Chebrov, V. N., Temporal and spatial characteristics of volcanic tremor wave fields, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **40**, 89-101, 1990.
- Goto, K., Mori, S., Fukui, K., Volcanic tremor accompanying the 1989 submarine eruption off the east coast of Izu peninsula, Japan, *Journ. Phys. Earth*, **39**, 47-63, 1991.
- Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake plate under the Antarctic plate, West Antarctica, *Geophys. J. Int.*, **115**, 586-600, 1993.
- Green, P., Frosch, R., Romney, C., Principles of an experimental Large Aperture Seismic Array (LASA), *Proc. IEEE*, **53**, 1821-1833, 1965.
- Gresta, S., Patanè, G., Review of seismological studies at Mount Etna, *PAGEOPH*, **125**, 951-970, 1987.
- Guerra, I., Lo Bascio, A., Luongo, G., Scarpa, R., Seismic activity accompanying the 1974 eruption of Mt. Etna, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **1**, 347-362, 1976.
- Gupta, I. N., Lynnes, C. S., McElfresh, T. W., Wagner, R. A., F-k analysis of NORESS array and single station data to identify sources of near-receiver and near-source scattering, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 2227-2241, 1990.

- Gupta, I. N., Lynnes, C. S., Wagner, R. A., An array study of the effects of a known local scatterer on regional phases, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 53-63, 1993.
- Harris, D. B., Comparison of the direction estimation performance of high-frequency seismic arrays and three-component stations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1951-1968, 1990.
- Hawkes, D., Geology of the South Shetland Islands II. The geology and petrology of Deception Island, *Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Report*, **27**, 1961.
- Henriet, J., Meissner, R., Miller, H. and The GRAPE Team, Active margin processes along the Antarctic Peninsula, in *Detailed structure and processes of active margins*, Shimamura, H., Hirn, A., Makris, J. (eds.), *Tectonophysics*, **201**, 229-253, 1992.
- Hill, D., Kissling, E., Luetgert, J., Kradofer, U., Constraints on the upper crustal structure of the Long Valley-Mono Craters volcanic complex, eastern California, from seismic refraction measurements, *J. Geophys. Res.*, **90**, 11135-11150, 1985.
- Hoernle, K., Schmincke, H., The role of partial melting in the 15 Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the canary hotspot, *J. Petrology*, **34**, 599-626, 1993.
- Horike, M., Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S wave velocity structure down to the basement in urbanized areas, *Journ. Phys. Earth*, **33**, 59-96, 1985.
- Hornig-Kjarsgaard, I., Keller, J., Koberski, U., Stadlbauer, E., Francalanci, L., Lenhart, R., Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian arc, Italy, *Acta Vulcanologica*, **3**, 21-68, 1993.
- Husebye, E. S., Direct measurements of $dt/d\Delta$, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 717-727, 1969.
- Husebye, E., Haddon, R., King, D., Precursors to P'P' and upper mantle discontinuities, *J. Geophys.*, **43**, 535-543, 1977.
- Husebye, E., Mykkeltveit, S. (ed.), Identification of seismic sources. Earthquake of underground explosions, Proc. NATO Advanced Study Institute Series, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, 1981.
- Ibáñez, J. M., Morales, J., García, A., Ortiz, R., Del Pezzo, E., Risso, C., Deception Island, *Bull. Global Volcanism Network*, **20**, 14-15, 1995.
- Ibáñez, J. M., Morales, J., Alguacil, G., Almendros, J., Ortiz, R., Del Pezzo, E., Intermediate-focus earthquakes under South Shetland Islands (Antarctica), *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 531-534, 1997.

- Ito, A., High resolution relative hypocenters of similar earthquakes by cross-spectral analysis method, *Journ. Phys. Earth*, **33**, 279-294, 1985.
- Iyer, H., Seismological detection and delineation of magma chambers: present status with emphasis on the western USA, in *Volcanic seismology*, IAVCEI Proc. In volcanology 3, Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K. (eds.), 299-338, Springer-Verlag, 1992.
- Jansson, B., Husebye, E. S., Application of array data processing techniques to a network of ordinary seismograph stations, *PAGEOPH.*, **69**, 80-99, 1968.
- Johnson, L., Array measurements of P velocities in the lower mantle, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 973-1008, 1969.
- Julian, B., Davies, D., Sheppard, R., PKJKP, *Nature*, **235**, 317-318, 1972.
- Julian, B., Volcanic tremor: nonlinear excitation by fluid flow, *J. Geophys. Res.*, **99**, 11859-11877, 1994.
- Jurkevics, A., Polarization analysis of three-component array data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1725-1743, 1988.
- Kagawa, T., Vidal, F., Alguacil, G., Ibáñez, J. M., Morales, J., Peña, J. A., Martín, J. B., Almendros, J., Navarro, M., Seo, K., Horike, M., Samano, T., Iwata, T., Tsurugi, M., Kurita, K., Hatayama, K., Microtremor array observation in the Granada Basin, Southern Spain, en *Homenaje en honor al Profesor Fernando de Miguel Martínez*, 287-304, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada, 1996.
- Kanamori, H., Upper mantle structure from apparent velocities of P waves recorded at Wakayama MicroEarthquake Observatory, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **45**, 657-678, 1967.
- Kanasewich, E. R., Hemmings, C. D., Alpaslan, T., Nth-root stack multichannel filter, *Geophysics*, **38**, 327-338, 1973.
- Kanasewich, E. R., Seismic noise attenuation. Handbook of Geophysical Exploration, Section I: Seismic Exploration, Volume 7, Helbig, K. and Treitel, S. (ed.), Pergamon Press, 1990.
- Keller, R., Fisk, M., White, W., Birkenmajer, K., Isotopic and trace elements constrains on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **111**, 287-303, 1991.
- Klipsch, P. W., Some aspects of multiple recording in seismic prospecting, *Geophysics*, **1**, 365-377, 1936.
- Koyanagi, R. Y., Chouet, B., Aki, K., Origin of volcanic tremor in Hawaii I. Compilation of seismic data from Hawaiian Volcano Observatory, 1972 to 1985, in *Volcanism in*

- Hawaii*, Decker, R. W., Wright, T. L., Stauffer, R. W., (eds.), 1221-1258, US Geol. Surv. Prof. Pap., 1530, US Government Printing Office, Washington, 1987.
- Kvaerna, T., Ringdal, F., Integrated array and three-component processing using a seismic microarray, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 870-882, 1992.
- LaCoss, R. T., Kelly, E. J., Toksoz, M. N., Estimation of seismic noise structure using arrays, *Geophysics*, **34**, 21-38, 1969.
- Lahr, J., Chouet, B., Stephens, C., Power, J., Page, R., Earthquake classification, location and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt volcano, Alaska, in *The 1989-1990 eruptions of Redoubt volcano, Alaska*, Miller, T., Chouet, B. (eds.), *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **62**, 137-151, 1994.
- La Rocca, M., Petrosino, S., Saccorotti, G., Simini, G., Ibáñez, J. M., Almendros, J., Del Pezzo, E., Location of the source and shallow velocity model deduced from the explosion quakes recorded by two seismic antennas at Stromboli Volcano, *Physics and Chemistry of the Earth*, 1998, in press.
- Lee, W. H. K., Toolbox for seismic data acquisition. Processing and analysis, in IASPEI software library 1, Seismological Society of America, 1988.
- Lees, J., Crosson, R., Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data, *J. Geophys. Res.*, **94**, 5716-5728, 1989.
- Leet, R., Saturated and subcooled hydrothermal boiling in groundwater flow channels as a source of harmonic tremor, *J. Geophys. Res.*, **93**, 4835-4849, 1988.
- Lo Bascio, A., Luongo, G., Nappi, G., Microtremors and explosions at Stromboli (Aeolian Islands), *Bull. Volcanol.*, **37**, 516-606, 1973.
- Lombardo, G., Coco, G., Corrao, M., Gresta, S., Features of seismic events and volcanic tremor during the preliminary stages of the 1991-1993 eruption of Mt. Etna, in *Seismic signals on active volcanoes: possible precursors of volcanic eruptions*, Gresta, S. (ed.), *Annali di Geofísica*, **39**, 403-410, 1996.
- Malagnini, L., Rovelli, A., Hough, S. E., Seeber, L., Site amplification estimates in the Garigliano Valley, Central Italy, based on dense array measurements of ambient noise, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1744-1755, 1993.
- Malone, S., Volcanic earthquakes: examples from Mount St. Helens, in *Earthquakes: observations, theory and interpretation*, Kanamori, H., Boschi, E. (eds.), 436-455, Elsevier, Amsterdam, 1983.
- Martí, J., Baraldo, A., Pre-caldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands), *Antarctic Science*, **2**, 345-352, 1990.

- Martí, J., Araña, V., Ablay, G., Bryan, S., Mitjavila, J., Raposo, S., Pujadas, A., Romero, C., Caracterización de la actividad eruptiva en Tenerife durante los últimos 200.000 años, en *In memoriam Dr. José Luis Díez Gil*, García, A., Felpeto, A. (eds.), 157-178, Serie Casa de los Volcanes 3, Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, 1994a.
- Martí, J., Mitjavila, J., Araña, V., Stratigraphy, structure and geochronology of the Cañadas caldera, *Geological Magazine*, **131**, 715-727, 1994b.
- Martí, J., Mitjavila, J., Araña, V., The Cañadas edifice and caldera, in *A field Guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands)*, Martí, J., Mitjavila, J. (eds.), 19-38, Serie Casa de los Volcanes 4, Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, 1995.
- Martí, J., Vila, J., Rey, J., Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica): an example of volcanic caldera developed by extensional tectonics, in *Volcano instability on the Earth and other planets*, McGuire, W., Jones, A., Neuberg, J. (eds.), Geological Society Special Publication 110, 253-265, 1996.
- Martínez Solares, J. M., Métodos de localización epicentral mediante el procesamiento de señales de dispositivos sísmicos, en *Redes sísmicas regionales*, Mezcuá, J. (ed.), 113-144, Monografía 11, Instituto Geográfico Nacional, 1995.
- Martini, M., Giannini, L., Deception Island (South Shetlands): an area of active volcanism in Antarctica, *Mem. Soc. Geol. It.*, **43**, 117-122, 1988.
- McDermott, E. E., Use of multiple seismometers, *Petroleum Engineer*, **8**, 135-136, 1937.
- McNutt, S. R., Observations and analysis of B-type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlov Volcano, Alaska, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 153-175, 1986.
- Métaxian, J. P., Lesage, P., Dorel, J., Permanent tremor of Masaya volcano, Nicaragua: wave field analysis and source location, *J. Geophys. Res.*, **102**, 22529-22545, 1997.
- Mezcuá, J., Buforn, E., Udías, A., Rueda, J., Seismotectonics of the Canary Islands, *Tectonophysics*, **208**, 447-452, 1992.
- Minakami, T., Seismology of volcanoes in Japan, in *Physical volcanology*, Civetta, L., Gasparini, P., Luongo, G., Rapolla, A. (eds.), 1-27, Elsevier, 1974.
- Miyatake, T., Iida, M., Shimazaki, K., The effect of strong motion array configuration on source inversion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1173-1185, 1986.
- Mohan, G., Rai, S. S., Imaging of seismic scatterers beneath the Gauribidanur (GBA) array, *Phys. Earth Plan. Int.*, **71**, 36-45, 1992.

- Moran, S., Seismicity at Mount St. Helens, 1987-1992: evidence for a repressurization of an active magmatic system, *J. Geophys. Res.*, **99**, 4341-4354, 1994.
- Morelli, A., Dziewonski, A., Body wave traveltimes and a spherically symmetric P and S wave velocity model, *Geophys. J. Int.*, **112**, 178-194, 1993.
- Morgan, W. J., Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, **230**, 42-43, 1971.
- Mori, J., Filson, J., Cradwick, E., Borchardt, R., Amirbekian, R., Aharonian, V., Hachverdian, L., Measurements of P and S wave fronts from the dense three-dimensional array at Garni, Armenia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1089-1096, 1994.
- Mykkeltveit, S., Astebol, K., Doornbos, D. J., Husebye, E. S., Seismic array configuration optimization, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 173-186, 1983.
- Nakano, M., Kumagai, H., Kumazawa, M., Yamaoka, K., Chouet, B. A., The excitation and characteristic frequency of the long-period volcanic event: an approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system, *Journ. Geophys. Res.*, **103**, 10031-10046, 1998.
- Napoleone, G., Ripepe, M., Saccorotti, G., Totti, L., Albanelli, A., The Stromboli activity presently recorded at Stromboli, *Acta Vulcanologica*, **3**, 163-171, 1993.
- Neuberg, J., Lockett, R., Ripepe, M., Braun, T., Highlights from a seismic broadband array on Stromboli volcano, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 749-752, 1994.
- Newhall, C., Dzurisin, Historical unrest at large calderas of the world, *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1855, 1108 pp., 1988.
- Niazi, M., Bozorgnia, Y., Behavior of near-source peak horizontal and vertical ground motions over SMART-1 array, Taiwan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 715-732, 1991.
- Niu, F., Kawakatsu, H., Complex structure of mantle discontinuities at the tip of the subducting slab beneath northeast China: a preliminary investigation of broadband receiver functions, *Journ. Phys. Earth*, **44**, 701-712, 1996.
- Okubo, P., Benz, H., Chouet, B. A., Imaging the crustal magma sources beneath Mauna Loa and Kilauea volcanoes, Hawaii, *Geology*, **25**, 867-870, 1997.
- Orheim, O., Volcanic activity on Deception Island, South Shetland Islands, in *Antarctic Geology and Geophysics*, Adie, R. (ed.), 117-120, Univeritetsforlaget, Oslo, 1972.
- Ortiz, R., Araña, V., Astiz, M., García, A., Magnetotelluric study of the Teide (Tenerife) and Timanfaya (Lanzarote) volcanic areas, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **30**, 357-377, 1986.
- Ortiz, R., Boloix, R., Carreño, E., Interpretación preliminar de un ensayo de perfil sísmico de refracción en Port Foster (Isla Decepción), en *Actas del Tercer Simposio Español de Estudios Antárticos*, Castellví, J. (ed.), CICYT, 235-237, 1990.

- Ortiz, R., Vila, J., Garcia, A., Camacho, A. G., Diez, J. L., Aparicio, A., Soto, R., Viramonte, J. G., Risso, C., Menegatti, N., Petrinovic, I., Geophysical features of Deception Island, in *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Yoshida et al. (ed.), TerraPub, 443-448, 1992.
- Ortiz, R., Alguacil, G., Del Pezzo, E., Olmedillas, J. C., Array modular de ocho canales, en *Instrumentación en volcanología II*, Ortiz, R. (ed.), 63-84, 1994a.
- Ortiz, R., Alguacil, G., Olmedillas, J. C., Ampliación de la respuesta de un geófono, en *Instrumentación en volcanología II*, Ortiz, R. (ed.), 1-10, 1994b.
- Ortiz, R., Olmedillas, J. C., Estación sísmica digital. Software de adquisición de datos, en *Instrumentación en volcanología II*, Ortiz, R. (ed.), 85-102, 1994a.
- Ortiz, R., Olmedillas, J. C., Sistemas de tiempo absoluto, en *Instrumentación en volcanología II*, Ortiz, R. (ed.), 49-54, 1994b.
- Ortiz, R., Alguacil, G., Olmedillas, J. C., Array para el seguimiento de la actividad sísmica en aparatos volcánicos, VIII Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, 1995.
- Ortiz, R., García, A., Aparicio, A., Blanco, I., Felpeto, A., del Rey, R., Villegas, M., Ibáñez, J. M., Morales, J., Del Pezzo, E., Olmedillas, J. C., Astiz, M., Vila, J., Ramos, M., Viramonte, J. G., Risso, C., Caselli, A., Monitoring of the volcanic activity of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica (1986-1995), in *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, Ricci, C. A. (ed.), Terra Antarctica Pub., 1071-1076, 1997.
- Pasquaré, G., Francalanci, L., Garduno, V. H., Tibladi, A., Structural and geological evolution of the Stromboli Volcano, Aeolian Islands, Italy, *Acta Vulcanologica*, **3**, 79-89, 1993.
- Paulssen, H., Upper mantle converted waves beneath the NARS array, *Geophys. Res. Lett.*, **12**, 709-712, 1985.
- Pelayo, A. M., Wiens, D. A., Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region, *Journ. Geophys. Res.*, **94**, 7293-7320, 1989.
- Petrosino, S., Modelo di velocità di Stromboli dedotto dallo studio della dispersione delle onde superficiali, Tesi di Laurea, Univ. degli Studi di Salerno, 1997.
- Pingue, F., Martini, M., Esposito, T., Deformazioni del suolo nell'area vesuviana e analisi della sismicità a Stromboli, *Boll. CNR-GNV*, 1988.
- Power, J. A., Lahr, J. C., Page, R. A., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Harlow, D. H., Murray, T. L., Davies, J. N., Seismic evolution of the 1989-1990 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska, *Journ. Volcan. Geotherm. Res.*, **62**, 69-94, 1994.

- Ramos, M., Ortiz, R., Díez Gil, J. L., Viramonte, J. G., Anomalías térmicas y balance de flujo energético sobre el suelo del volcán Decepción, isla Decepción, Shetland del Sur, en *Actas del III Simposio Español de Estudios Antárticos*, Castellví, J. (ed.), CICYT, 203-219, 1990.
- Ratdomopurbo, A., Poupinet, G., Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: application to the 1992 eruption of Mt. Merapi, Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 775-778, 1995.
- Rey, J., De Andrés, J., Fernández López, J., Tectónica reciente en los depósitos submarinos de la bahía de Decepción, en *Actas del III Simposio Español de Estudios Antárticos*, Castellví, J. (ed.), CICYT, 258-270, 1989.
- Ringdal, F., Husebye, E. S., Application of arrays in the detection, location, and identification of seismic events, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, S201-S224, 1982.
- Ripepe, M., Braun, T., Interactions of seismic and air waves recorded at Stromboli volcano, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 65-68, 1993.
- Ripepe, M., Rossi, M., Sacorotti, G., Image processing of the explosive activity at Stromboli, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **54**, 335-351, 1993.
- Risso, C., Aparicio, A., Caselli, A., Ortiz, R., Nuevos aspectos petrológicos de la isla Decepción, Antártida, en *In memoriam Dr. José Luis Díez Gil*, García, A., Felpeto, A. (eds.), Serie Casa de los Volcanes 3, Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, 201-215, 1994.
- Roberts, R. G., Christoffersson, A., Cassidy, F., Real-time event detection, phase identification and source location estimation using single station three-component seismic data, *Geophys. Journ.*, **97**, 471-480, 1989.
- Robson, G. R., Non-double couple earthquake mechanisms in volcanic environments, in *Volcanic Seismology*, IAVCEI Proceedings in Volcanology 3, Aki, K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (eds.), Springer-Verlag, 235-247, 1992.
- Ryan, M., Koyanagi, R., Fiske, R., Modeling the three-dimensional structure of magma transport systems: application to Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, **86**, 7111-7129, 1981.
- Saccorotti, G., Studio del campo d'onda sismico a corto periodo associato all'attività vulcanica dello Stromboli, Tesi di dottorato, Univ. degli Studi di Napoli.
- Sanders, C., Ho-Liu, P., Rinn, D., Kanamori, H., Anomalous shear wave attenuation in the shallow crust beneath the Coso volcanic region, California, *J. Geophys. Res.*, **93**, 3321-3338, 1988.
- Scarpa, R., Patanè, G., Lombardo, G., Space-time evolution of seismic activity at Mount Etna during 1974-1982, *Ann. Geophys.*, **6**, 451-462, 1983.

- Schick, R., Volcanic tremor: seismic signals of (almost) unknown origin, in *Volcanic Seismology* (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3), Aki, K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag, 157-167, 1992.
- Schmidt, R. O., Multiple emitter location and signal parameter estimation, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, **34**, 276-280, 1986.
- Sevilla, M., Romero, P., Ground deformation control by statistical analysis of a geodetic network in the caldera of Teide, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **47**, 65-74, 1991.
- Shaw, H., Chouet, B., Singularity spectrum of intermittent seismic tremor at Kilauea volcano, Hawaii, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 195-198, 1989.
- Shen, W. W., A constrained minimum power adaptive beamformer with time-varying adaptation rate, *Geophysics*, **44**, 1088-1096, 1979.
- Smellie, J. L., Recent observations on the volcanic history of Deception Island, South Shetland Islands, *British Antarctic Survey Bulletin*, **81**, 83-85, 1988.
- Smellie, J. L., López Martínez, J., Rey, J., Serrano, E., Maps of Deception Island, South Shetland Islands, in *The antarctic region: geological evolution and processes*, 1195-1198, 1997.
- Smith, M. K., Noise analysis and multiple seismometer theory, *Geophysics*, **23**, 1-25, 1956.
- Spencer, C., Gubbins, D., Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media, *Geophys. J.*, **63**, 95-116, 1980.
- Spudich, P., Bostwick, T., Studies of the seismic coda using an earthquake cluster as a deeply buried seismograph array, *Journ. Geophys. Res.*, **92**, 10526-10546, 1987.
- Steinberg, G. S., Steinberg, A. S., On possible causes of volcanic tremor, *J. Geophys. Res.*, **80**, 1600-1604, 1975.
- St. Lawrence, W., Qamar, A., Hydraulic transient: a seismic source in volcanoes and glaciers, *Science*, **203**, 654-656, 1979.
- Suteau-Henson, A., Estimating azimuth and slowness from three-component and array stations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1987-1998, 1990.
- Thayer, R. E., Bjornsson, A., Alvarez, L., Hermance, J. F., Magma genesis and crustal spreading in the northern neovolcanic zone of Iceland: telluric-magnetotelluric constraints, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **65**, 423-442, 1981.
- Toksöz, N., Microseisms and an attempted application to exploration, *Geophysics*, **29**, 154-177, 1964.
- Tono, Y., Yomogida, K., Complex scattering at the core-mantle boundary observed in short-period diffracted P-waves, *Journ. Phys. Earth*, **44**, 729-744, 1996.

- Troitskiy, P., Husebye, E., Nikolaev, A., Litospheric studies based on holographic principles, *Nature*, 294, 618-623, 1981.
- UW Geophysics Program, Eruption of Mount St. Helens, *Nature*, **285**, 529-531, 1980.
- Valencio, D. A., Mendía, J. E., Vilas, J. F., Paleomagnetism and K-Ar age of the mesozoic and cenozoic igneous rocks from Antarctica, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 61-68, 1979.
- van der Berg, A., Cloetingh, S., Doornbos, D., A comparison of PKP precursor data from several seismic arrays, *J. Geophys. Res.*, **44**, 499-510, 1978.
- Vergnolle, S., Brandeis, G., Strombolian explosions 1. A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound, *Journ. Geophys. Res.*, **101**, 20433-20447, 1996.
- Vergnolle, S., Brandeis, G., Mareschal, J. C., Strombolian explosions 2. Eruption dynamics determined from acoustic measurements, *Journ. Geophys. Res.*, **101**, 20449-20466, 1996.
- Vernon, F. L., Fletcher, J., Carroll, L., Chave, A., Sembera, E., Coherence of seismic body waves from local events as measured by a small-aperture array, *Journ. Geophys. Res.*, **96**, 11981-11996, 1991.
- Vila, J., Correig, A. M., Marti, J., Attenuation and source parameters at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica), *PAGEOPH.*, **144**, 229-250, 1995.
- Vila, J., Ortiz, R., Correig, A. M., Garcia, A., Seismic activity on Deception Island, in *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Yoshida et al. (ed.), TerraPub, 449-456, 1992a.
- Vila, J., Marti, J., Ortiz, R., Garcia, A., Correig, A. M., Volcanic tremors at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica), *Journ. Volcan. Geotherm. Res.*, **53**, 89-102, 1992b.
- Villegas, M. T., Ortiz, R., Caselli, A., Cohen, M., Chemical variations of fumarolic gases in Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica, in *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, Ricci, C. A. (ed.), Terra Antarctica Pub., 1077-1082, 1997.
- Wagner, G. S., Langston, C. A., Body-to-surface-wave scattered energy in teleseismic coda observed at the NORESS seismic array, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2126-2138, 1992.
- Walck, M., Minster, J., Relative array analysis of upper mantle lateral velocity variations in Southern California, *J. Geophys. Res.*, **87**, 1757-1772, 1982.
- Watts, A. B., Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands, *Geophys. J. Int.*, **119**, 648-666, 1994.

- Wegler, U., Seidl, D., Kinematic parameters of the tremor wave field at Mt. Etna (Sicily), *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 759-762, 1997.
- Weichert, D., Reduced false alarm rate in seismic array detection by non-linear beamforming, *Geophys. Res. Lett.*, **2**, 121-123, 1975.
- Wilkes, C., American exploring expedition: narrative of the United States exploring expedition during the years 1838-1842, Lea and Blanchard, Philadelphia, 1845.
- Wilson, L., Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosions, *Jour. Volc. Geoth. Res.*, **8**, 297-313.
- Woods, J. W., Lintz, P. R., Plane waves at small arrays, *Geophysics*, **38**, 1023-1041, 1973.
- Wright, C., Array studies of P phases and the structure of the D" region of the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, **78**, 4965-4982, 1973.

Programas

1. Introducción

En este apéndice vamos a describir cómo funciona y cómo se utiliza el programa de localización de eventos sísmicos por método de la correlación cruzada promedio, en concreto la versión CC8MRE y la correspondiente al frente circular, CC12MRE.

El programa está escrito en FORTRAN, utilizando Microsoft Fortran Workbench v1.00 para PC, aunque también hemos adaptado versiones que corren bajo UNIX. Para su funcionamiento, este programa necesita tres elementos:

- **Datos:** son los ficheros en formato SAD/DTS que contienen las trazas del terremoto que queremos analizar.
- **Coordenadas:** un fichero con las coordenadas de las estaciones del *array*. Tiene que haber una línea por cada estación vertical y tres por cada estación de tres componentes, es decir, una por canal. En ella deben aparecer, por este orden, sus coordenadas este y norte en kilómetros. Por ejemplo, el fichero DECEP_BC.GPS, con las coordenadas del *array* BC de Decepción, contiene las siguientes 16 líneas:

```
-0.00415  0.14156  zb
-0.00415  0.14156  nsb
-0.00415  0.14156  ewb
 0.18196  0.11182  4b
-0.17350  0.16992  5b
 0.09033  0.12404  6b
-0.10366  0.15956  7b
 0.00658  0.05306  8b
-0.17133 -0.03476  zc
-0.17133 -0.03476  nsc
-0.17133 -0.03476  ewc
-0.17724  0.14208  4c
-0.09822 -0.28491  5c
-0.14996 -0.12073  6c
-0.09002 -0.07738  7c
-0.09192  0.00966  8c
```

- **Parámetros:** un fichero que contiene los parámetros del cálculo, y que debe ser de la siguiente forma:

```
datos\0350304
ABC
-00-----+00++++++00+++++
array.gps
0   10000      4      8
2    0.05
100   70    200    0.5
0.1
```

- ✓ *Línea 1:* es el nombre de los ficheros en los que está almacenado el evento, incluido el directorio a partir del punto desde donde vamos a ejecutar el programa.
- ✓ *Línea 2:* se refiere a las letras identificativas de los módulos utilizados, que, junto con las extensiones DTS y SAD respectivas, completan dichos nombres. En el ejemplo, estaríamos utilizando tres módulos denominados A, B y C.
- ✓ *Línea 3:* se especifican los canales que vamos a utilizar (+ o -) y los que, por cualquier motivo, no nos interesan (0). El orden es el mismo en el que están almacenadas las trazas, viene especificado en los ficheros DTS. El signo + significa que la polaridad es correcta, mientras que el signo - quiere decir que hay que invertir la polaridad de la traza correspondiente. En el ejemplo, los tres módulos tienen ocho canales cada uno, así que los ocho primeros símbolos corresponden al módulo A, los ocho siguientes al B, y así sucesivamente.
- ✓ *Línea 4:* contiene el nombre del fichero de coordenadas. El orden de las estaciones en este fichero tiene que corresponderse con la posición de los signos en la línea 3.
- ✓ *Línea 5:* parámetros del filtro. El primer número es la muestra de inicio, el segundo el número de muestras a tomar (si es mayor que el número de datos del fichero, se elige este último), y los dos siguientes la banda de frecuencia (en Hz).
- ✓ *Línea 6:* parámetros de la malla de lentitud. El primer valor es la lentitud máxima y el segundo el espaciado, ambos en s/km. La malla se extendería desde menos la lentitud máxima hasta la lentitud máxima en dirección este-oeste, y lo mismo para la dirección norte-sur.
- ✓ *Línea 7:* parámetros temporales. Los números representan, por este orden, la muestra de inicio del análisis, el número de ventanas que queremos analizar, la longitud de la ventana en muestras y el avance (en tanto por uno de la longitud de la ventana).
- ✓ *Línea 8:* límite de la correlación para la estimación del error. Esta magnitud se sustrae de la correlación máxima para obtener el intervalo de incertidumbre tanto en lentitud como en azimut.

Este programa no calcula exactamente la correlación cruzada promedio tal y como la definimos en el Capítulo III, sino una magnitud parecida en la que sólo interviene la correlación de las $N(N-1)/2$ parejas *diferentes* que podemos for-

mar con las N estaciones del *array*, en lugar de considerar las N^2 posibles parejas (donde se cuenta cada pareja dos veces y también la autocorrelación de cada traza consigo misma). Esto sirve, fundamentalmente, para ahorrar en tiempo de cálculo. Para tener una idea del tiempo empleado en las localizaciones, podemos dar un ejemplo: la aplicación completa del método en un PC con un procesador Pentium, para 100 ventanas de 200 puntos cada una, con una malla de lentitud aparente de 101x101 puntos, tarda aproximadamente 10 minutos.

En la aplicación del programa del frente circular, los ficheros de entrada son exactamente los mismos, salvo que la línea 6 del fichero de parámetros debe ser sustituida por tres líneas que contienen:

- ✓ *Línea (6) 1*: lentitud aparente mínima, máxima e intervalo en dirección este-oeste, en s/km.
- ✓ *Línea (6) 2*: lentitud aparente mínima, máxima e intervalo en dirección norte-sur, en s/km.
- ✓ *Línea (6) 3*: distancia mínima, máxima e incremento, en km.

Ambos programas proporcionan dos ficheros de salida, que hemos llamado MAX y RES. El segundo es opcional, y no se crea si no se escribe en la línea de comando. El contenido de estos ficheros es:

- **Fichero MAX**: contiene la solución correspondiente a la CCP máxima para cada una de las ventanas analizadas. Las columnas representan:
 - ✓ *Columna 1*: tiempo central de la ventana, en s.
 - ✓ *Columnas 2, 3 y 4*: lentitud aparente (límite inferior de error, valor central y límite superior) en s/km.
 - ✓ *Columnas 5, 6 y 7*: azimut hacia la fuente (límite inferior de error, valor central y límite superior) en °N.
 - ✓ *Columnas 8, 9 y 10*: distancia epicentral (límite inferior de error, valor central y límite superior) en km (sólo para CC12MRE).
 - ✓ *Columna 11 (8 para CC8MRE)*: correlación cruzada promedio máxima.
- **Fichero RES**: contiene tres columnas con la lentitud aparente y la CCP para cada uno de los puntos de la malla de lentitud y cada una de las ventanas analizadas:
 - ✓ *Columna 1*: lentitud aparente en dirección este-oeste, en s/km.
 - ✓ *Columna 2*: lentitud aparente en dirección norte-sur, en s/km.
 - ✓ *Columna 3*: distancia, en km (sólo para CC12MRE).
 - ✓ *Columna 4 (3 para CC8MRE)*: CCP correspondiente.

Para ejecutar el programa, solamente hay que escribir en la línea de comando su nombre y el de los ficheros correspondientes, por ejemplo: *CC8MRE FicheroParámetros FicheroMAX (FicheroRES)*.

2. Listado del programa CC8MRE

CC8MRE

```

interface to subroutine getarg(n,buffer,status)
  integer*2 n
  character*(*) buffer
  integer*2 status
end
external getarg
include 'cc8mre.h'
logical resfile
integer*1 ntra(maxarray)
integer*2 status,mini(maxarray),ndat
real x(maxnsta),y(maxnsta),t(maxnsta),temp(maxndat)
real dat(maxnsta,maxndat),cal(maxnsta,maxlwin)
real cc(maxnsta,maxnsta),sum(maxgrid,maxgrid)
character*30 array,code,fdat,trash*10,pola*50
common fsam
c NAME OF THE DATA FILE
call getarg(1,fdat,status)
if(status.lt.0)stop'Error: need data file'
if(fdat.eq.'-help')then
  call cc8mreh()
  stop'Hope to be useful'
endif
c READ DATA FILE
open(21,file=fdat)
read(21,'(a)')code
ncode=len_trim(code)
read(21,'(a)')array
narray=len_trim(array)
read(21,'(a)')pola
npol=len_trim(pola)
read(21,'(a)')fdat
read(21,*)ni,nl,fl,fh
read(21,*)pmax,pinc
read(21,*)nini,nwin,lwin,advance
if(nwin.gt.maxnwin)stop'Error: too many windows'
if(lwin.gt.maxlwin)stop'Error: window too long'
if(advance.gt..75)stop'Error: small overlapping'
read(21,*)ccerr
if(ccerr.gt.1)stop'Error: noise correlation too large'
close(21)
c READ DTS FILE
call readtss(code,ncode,array,narray,mini,ndat,ntra)
do 1 i=1,narray

```

```

1      mini(i)=mini(i)+ni
      ndat=min(ndat-ni,nl)
c READ SAD FILE
      call readsads(code,ncode,array,narray,mini,ndat,ntra,dat)
c READ ARRAY FILE
c USE POLA TO DECIDE THE TRACES TO TAKE INTO ACCOUNT
c CORRECT THE POLARITY OF THE STATIONS
      open(24,file=fdat)
      j=0
      nsta=0
      nzeros=0
      do while(j.lt.npol)
        j=j+1
        if(pola(j:j).eq.'0')then
          nzeros=nzeros+1
          read(24,'(a)',end=666)trash
        else
          nsta=nsta+1
          read(24,*,end=666)x(nsta),y(nsta)
          if(pola(j:j).eq.'+')then
            do 2 i=1,ndat
2              dat(nsta,i)=dat(nsta+nzeros,i)
            else if(pola(j:j).eq.'-')then
              do 3 i=1,ndat
3                dat(nsta,i)=-dat(nsta+nzeros,i)
            endif
          endif
        enddo
      close(24)
      if(nsta.gt.maxnsta)stop'Too many stations'
c REMOVE OFFSET AND FILTER
      do 6 i=1,nsta
        do 4 j=1,ndat
4          temp(j)=dat(i,j)
          call base(temp,ndat)
          call filter(temp,ndat,fl,fh)
          do 5 j=1,ndat
5            dat(i,j)=temp(j)
6          continue
c CALCULATE
c NITE...NUMBER OF ITERATIONS IN SLOWNESS
c MWIN...LENGTH OF ALL THE OVERLAPPED WINDOWS (SAMPLES)
c NMAS...NUMBER OF SAMPLES READ IN EXCESS TO AVOID THE
c END-OF-FILE WHILE DEALING WITH HIGH VALUES OF SLOWNESS
      nite=2*nint(pmax/pinc)+1
      if(nite.gt.maxgrid)stop'Error: too many grid points'
      mwin=int(lwin*(1+advance*(nwin-1)))
      if(mwin.gt.maxndat)stop'Error: too few data points'
      nmas=int(1.41421*distan*pmax*fsam)+10
      if(nini+mwin+nmas.gt.ndat)stop'Error: slowness too high'
c NAME OF THE MAX FILE
      call getarg(2,fdat,status)
      if(status.lt.0)stop'Error: need MAX file'
      open(20,file=fdat)
c NAME OF THE RES FILE
      call getarg(3,fdat,status)
      if(status.lt.0)then

```

```

        resfile=.false.
    else
        resfile=.true.
    endif
    if(resfile)open(21,file=fdat)
c LOOP IN WINDOWS
    do 14 kk=1,nwin
        write(*,105)kk,' OF ',nwin
105 format(i4,a4,i4)
        pxmax=0.
        pymax=0.
        ccmx=-1.
c LOOP IN SLOWNESS
        do 13 ii=1,nite
            px=pinc*(ii-1)-pmax
            do 13 jj=1,nite
                py=pinc*(jj-1)-pmax
                if(px.eq.0.and.py.eq.0)goto 13
c DETERMINE THE REFERENCE STATION (THE FIRST COMING FROM THE
c ASSUMED BACK-AZIMUTH)
                ctemin=x(1)*px+y(1)*py
                nref=1
                do 8 i=2,nsta
                    cte=x(i)*px+y(i)*py
                    if(cte.le.ctemin)then
                        ctemin=cte
                        nref=i
                    endif
8                continue
c CALCULATE THE TIME DELAY TI BETWEEN STATIONS I AND NREF FOR
c A GIVEN SLOWNESS VECTOR
                do 9 i=1,nsta
9                    t(i)=px*(x(i)-x(nref))+py*(y(i)-y(nref))
c SHIFT THE TRACES TO ALIGN THEM IN TIME
                do 10 i=1,nsta
                    m=nini+nint(fsam*t(i))+int(advance*lwin)*(kk-1)
                    do 10 l=1,lwin
10                        cal(i,l)=dat(i,l+m)
c CALCULATE THE NORMALIZED ARRAY-AVERAGED CROSS-CORRELATION
                    sum(ii,jj)=0.
                    do 11 i=1,nsta
                        do 11 j=i,nsta
                            cc(i,j)=0.
                            do 11 l=1,lwin
11                                cc(i,j)=cc(i,j)+cal(i,l)*cal(j,l)
                            do 12 i=1,nsta-1
                                do 12 j=i+1,nsta
12                                    sum(ii,jj)=sum(ii,jj)+cc(i,j)/sqrt(cc(i,i)*cc(j,j))
                                    sum(ii,jj)=2*sum(ii,jj)/nsta/(nsta-1)
c WRITE TO RES FILE
                    if(resfile)write(21,110)-px,-py,sum(ii,jj)
110 format(2f12.3,f12.5)
c DETERMINE MAC (MAXIMUM ARRAY-AVERAGED CROSS-CORRELATION)
                    if(sum(ii,jj).gt.ccmx)then
                        ccmx=sum(ii,jj)
                        pxmax=-px
                        pymax=-py

```

```

        endif
c CLOSE LOOP IN SLOWNESS
13  continue
c GET POLAR COORDINATES OF THE MAXIMUM (BACK-AZIMUTH FROM NORTH
c TOWARD EAST), THE ERROR BOUNDS AND HALF-WINDOW TIME
        call r2p(pxmax,pymax,slo,azi)
        call bm2(sum,nite,pmax,pinc,ccmax,ccerr,slomin,slomax,
+         azimin,azimax)
        time=(nini+.5*lwin+advance*lwin*(kk-1))*0.005
c WRITE TO MAX FILE
        write(20,100)time,slomin,slo,slomax,azimin,azi,azimax,
+         ccmax
100 format(4f12.3,3f12.0,f12.5)
c CLOSE LOOP IN WINDOWS
14  continue
c CLOSE MAX AND RES FILES
        if(resfile)close(21)
        close(20)
c END
        stop'Done, folks'
666 stop'Error: end of array file'
end

```

3. Listado del programa CC12MRE

CC12MRE

```

INTERFACE TO SUBROUTINE GETARG(N, BUFFER, STATUS)
  INTEGER*2 N
  CHARACTER*(*) BUFFER
  INTEGER*2 STATUS
END
EXTERNAL GETARG
include'cc8mre.h'
logical resfile
integer*1 ntra(maxarray)
integer*2 status,mini(maxarray),ndat
real x(maxnsta),y(maxnsta),temp(maxndat)
real dat(maxnsta,maxndat),cal(maxnsta,maxlwin)
real cc(maxnsta,maxnsta),sum(maxgrid,maxgrid,maxgrid)
double precision fx,fy,t(maxnsta)
character*30 array,code,fdat,trash*10,pola*50
common fsam
c NAME OF THE DATA FILE
call getarg(1,fdat,status)
if(status.lt.0)stop'Error: need data file'
if(fdat.eq.'-help')then
call cc12mreh()
stop'Hope to be useful'
endif
c READ DATA FILE
open(21,file=fdat)
read(21,'(a)')code
ncode=len_trim(code)

```

```

read(21, '(a)') array
  narray=len_trim(array)
read(21, '(a)') pola
  npol=len_trim(pola)
read(21, '(a)') fdat
read(21, *) ni, nl, fl, fh
read(21, *) pxmin, pxmax, pxinc
read(21, *) pymin, pymax, pyinc
read(21, *) dmin, dmax, dinc
read(21, *) nini, nwin, lwin, advance
  if(nwin.gt.maxnwin) stop 'Error: too many windows'
  if(lwin.gt.maxlwin) stop 'Error: window too long'
  if(advance.gt..75) stop 'Error: small overlapping'
read(21, *) ccerr
  if(ccerr.gt.1.or.ccerr.lt.0) stop
+   'Error: noise correlation'
close(21)
c READ DTS FILE
  call readdtss(code, ncode, array, narray, mini, ndat, ntra)
do 1 i=1, narray
1   mini(i)=mini(i)+ni
  ndat=min(ndat-ni, nl)
c READ SAD FILE
  call readsads(code, ncode, array, narray, mini, ndat, ntra, dat)
c READ ARRAY FILE
c USE POLA TO DECIDE THE TRACES TO TAKE INTO ACCOUNT CORRECT
c THE POLARITY OF THE STATIONS
  open(24, file=fdat)
  j=0
  nsta=0
  nzeros=0
  do while(j.lt.npol)
  j=j+1
  if(pola(j:j).eq.'0') then
    nzeros=nzeros+1
    read(24, '(a)', end=666) trash
  else
    nsta=nsta+1
    read(24, *, end=666) x(nsta), y(nsta)
    if(pola(j:j).eq.'+') then
      do 2 i=1, ndat
2       dat(nsta, i)=dat(nsta+nzeros, i)
      else if(pola(j:j).eq.'-') then
        do 3 i=1, ndat
3       dat(nsta, i)=-dat(nsta+nzeros, i)
      endif
    endif
  enddo
  close(24)
  if(nsta.gt.maxnsta) stop 'Too many stations'
c REMOVE OFFSET AND FILTER
do 6 i=1, nsta
do 4 j=1, ndat
4   temp(j)=dat(i, j)
  call base(temp, ndat)
  call filter(temp, ndat, fl, fh)
do 5 j=1, ndat

```

```

5       dat(i,j)=temp(j)
6       continue
c CALCULATE
c NITE...NUMBER OF ITERATIONS IN SLOWNESS
c MWIN...LENGTH OF ALL THE OVERLAPPED WINDOWS (SAMPLES)
c NMAS...NUMBER OF SAMPLES READ IN EXCESS TO AVOID THE END-OF-
c FILE WHILE DEALING WITH HIGH VALUES OF SLOWNESS
      npxite=nint((pxmax-pxmin)/pxinc)+1
      npyite=nint((pymax-pymin)/pyinc)+1
      ndite=nint((dmax-dmin)/dinc)+1
      if(npxite.gt.maxgrid.or.npyite.gt.maxgrid.or.
+ ndite.gt.maxgrid)stop'Error: too many grid points'
      pmax=max(abs(pxmin),abs(pxmax),abs(pymin),abs(pymax))
      mwin=int(lwin*(1+advance*(nwin-1)))
      if(mwin.gt.maxndat)stop'Error: too few data points'
      nmas=int(1.41421*distan*pmax*fsam)+10
      if(nini+mwin+nmas.gt.ndat)stop'Error: slowness too high'
c NAME OF THE MAX FILE
      call getarg(2,fdat,status)
      if(status.lt.0)stop'Error: need MAX file'
      open(20,file=fdat)
c NAME OF THE RES FILE
      call getarg(3,fdat,status)
      if(status.lt.0)then
        resfile=.false.
      else
        resfile=.true.
      endif
      if(resfile)open(21,file=fdat)
c LOOP IN WINDOWS
      do 14 kk=1,nwin
        write(*,105)kk,' OF ',nwin
105 format(i4,a4,i4)
        pmax=0.
        amax=0.
        dmax=0.
        ccmx=-1.
c LOOP IN SLOWNESS
      do 13 ipx=1,npxite
        px=pxmin+(ipx-1)*pxinc
      do 13 ipy=1,npyite
        py=pymin+(ipy-1)*pyinc
        call r2p(px,py,slo,azi)
        azi=azi/rad
c LOOP IN DISTANCE
      do 13 id=1,ndite
        dis=dmin+(id-1)*dinc
        fx=dis*dsin(azi)
        fy=dis*dcos(azi)
c CALCULATE THE TIME DELAY TI BETWEEN STATIONS I AND NREF FOR
c A GIVEN SLOWNESS VECTOR
      do 7 i=1,nsta
7         t(i)=dsqrt((x(i)-fx)**2+(y(i)-fy)**2)*slo
          tmin=t(1)
      do 8 i=2,nsta
8         if(t(i).lt.tmin)tmin=t(i)
      do 9 i=1,nsta

```

```

9      t(i)=t(i)-tmin
c SHIFT THE TRACES TO ALIGN THEM IN TIME
      do 10 i=1,nsta
          m=nini+nint(fsam*t(i))+int(advance*lwin)*(kk-1)
          do 10 l=1,lwin
10         cal(i,l)=dat(i,l+m)
c CALCULATE THE NORMALIZED ARRAY-AVERAGED CROSS-CORRELATION
      sum(ipx,ipy,id)=0.
      do 11 i=1,nsta
          do 11 j=i,nsta
              cc(i,j)=0.
              do 11 l=1,lwin
11         cc(i,j)=cc(i,j)+cal(i,l)*cal(j,l)
          do 12 i=1,nsta-1
              do 12 j=i+1,nsta
12         sum(ipx,ipy,id)=sum(ipx,ipy,id)
          +      +cc(i,j)/sqrt(cc(i,i)*cc(j,j))
          sum(ipx,ipy,id)=2*sum(ipx,ipy,id)/nsta/(nsta-1)
c WRITE TO RES FILE
          if(resfile)write(21,110)-px,-py,sum(ipx,ipy,id)
110 format(2f12.3,f12.5)
c DETERMINE MAC (MAXIMUM ARRAY-AVERAGED CROSS-CORRELATION)
          if(sum(ipx,ipy,id).gt.ccmx)then
              ccmx=sum(ipx,ipy,id)
              s=slo
              a=azi
              d=dis
          endif
c CLOSE LOOP IN SLOWNESS
13      continue
c GET HALF-WINDOW TIME AND ERROR BOUNDS
      time=(nini+.5*lwin+advance*lwin*(kk-1))*0.005
      call bm3(sum,npxite,npjite,ndite,pxmin,pxinc,pymin,pyinc,
          +      dmin,dinc,ccmx,ccerr,slomin,slomax,azimin,azimax,
          +      dismin,dismax)
c WRITE TO MAX FILE
      write(20,100)time,slomin,s,slomax,azimin,a*rad,azimax,
          +      dismin,d,dismax,ccmx
100 format(4f12.3,3f12.0,3f12.3,f12.5)
c CLOSE LOOP IN WINDOWS
14      continue
c CLOSE MAX AND RES FILES
      if(resfile)close(21)
      close(20)
c END
      stop'Done, folks'
666 stop'Error: end of array file'
      end

```

4. Subrutinas

F I L T E R

```

subroutine filter(data,n,fl,fh)
include 'cc8mre.h'

```

```

real data(maxndat), temp(maxndat)
a=0.47
call fb2(fh,a,.true.,data,temp,n)
call fb2(fl,a,.false.,temp,data,n)
call invert(data,temp,n)
call fb2(fh,a,.true.,temp,data,n)
call fb2(fl,a,.false.,data,temp,n)
call invert(temp,data,n)
return
end

```

FB 2

```

subroutine fb2(fc,amort,lowpass,x,y,n)
include 'cc8mre.h'
real x(maxndat),y(maxndat)
logical lowpass
common fsam
parameter(pi=3.141592654)
if(fc.eq.0)stop'Error: zero frequency'
a=tan(pi*fc/fsam)
b=2*a*a-2
c=1-2*amort*a+a*a
d=1+2*amort*a+a*a
if(lowpass)then
  a0=a*a/d
  a1=2*a0
else
  a0=1./d
  a1=-2*a0
endif
a2=a0
b1=-b/d
b2=-c/d
y(1)=x(1)
y(2)=x(2)
do 1 j=3,n
1  y(j)=a0*x(j)+a1*x(j-1)+a2*x(j-2)+b1*y(j-1)+b2*y(j-2)
return
end

```

I N V E R T

```

subroutine invert(input,output,n)
include 'cc8mre.h'
real input(maxndat),output(maxndat)
do 1 i=1,n
1  output(i)=input(n-i+1)
return
end

```

R 2 P

```

subroutine r2p(x,y,d,a)
parameter(rad=57.2957795)

```

```

    d=sqrt(x*x+y*y)
    if(y) 20,21,22
20  a=180.+rad*atan(x/y)
    return
21  if(x.gt.0)a=90.
    if(x.lt.0)a=270.
    if(x.eq.0)a=666.
    return
22  a=rad*atan(x/y)
    if(x.lt.0)a=360.+a
    return
    end

```

BASE

```

    subroutine base(dat,ndat)
    include 'cc8mre.h'
    real dat(maxndat)
    real*8 sum
    sum=0.
    do 1 i=1,ndat
1    sum=sum+dat(i)
    sum=sum/float(ndat)
    do 2 i=1,ndat
2    dat(i)=dat(i)-sum
    return
    end

```

READDTSS

```

    subroutine readdtss(code,ncode,array,narray,m1,dura,ntra)
    include 'cc8mre.h'
    character*30 fdat,code,array,none*1
    integer*1 ntra(maxarray),t(maxarray,4),min,sec
    integer*2 m1(maxarray),m2(maxarray),ndat(maxarray),dura
    common fsam
    fsam=0.
    do 1 i=1,narray
        fdat=code(1:ncode)//array(i:i)//'.DTS'
        open(20,file=fdat,err=666)
            read(20,*)ntra(i)
            read(20,*)ndat(i)
            read(20,'(a)')none
            read(20,'(a)')none
            read(20,'(a)')none
            read(20,100)(t(i,j),j=1,4)
            read(20,*)fsam1
            if(fsam.ne.0.and.fsam.ne.fsam1)stop'Different
+           sampling frequencies'
            fsam=fsam1
        close(20)
1    continue
100 format(4(i2,1x))
    min=0
    sec=0
    do 2 i=1,narray

```

```

        if(t(i,2).gt.min) then
            min=t(i,2)
            sec=t(i,3)
        endif
        if(t(i,2).eq.min) then
            if(t(i,3).ge.sec) sec=t(i,3)
        endif
        continue
    do 3 i=1,narray
        m1(i)=(min-t(i,2))*60+sec-t(i,3))*fsam
3       m2(i)=ndat(i)-m1(i)
        dura=30000
    do 4 i=1,narray
4       if(m2(i).le.dura) dura=m2(i)
        return
666 stop'Cant open DTS file'
    end

```

READSADS

```

    subroutine readsads(code,ncode,array,narray,mini,dura,ntra,
+   data)
    include 'cc8mre.h'
    dimension data(maxnsta,maxndat)
    character*30 array,code,fdat
    integer*2 mini(maxarray),dura,idat
    integer*1 ntra(maxarray),itra
    itra=0
    do 1 i=1,narray
        fdat=code(1:ncode)//array(i:i)//'.SAD'
        open(21,file=fdat,err=666,access='direct',form='binary',
+       recl=2)
        do 3 m=1,dura
            ntmp=ntra(i)*(m+mini(i)-1)
            do 3 l=1,ntra(i)
                nreg=ntmp+l
                read(21,rec=nreg) idat
                data(l+itra,m)=float(idat)
3           continue
            close(21)
            itra=itra+ntra(i)
1        continue
        return
666 stop'Cant open SAD file'
    end

```

BM2

```

    subroutine bm2(sum,nite,pmax,pinc,ccmax,ccerr,slomin,
+   slomax,azimin,azimax)
    include 'cc8mre.h'
    real sum(maxgrid,maxgrid)
    azimin=666.
    azimax=-1.
    slomin=666.
    slomax=-1.

```

```

ccmin=ccmax-ccerr
do 1 i=1,nite
  px=pinc*(i-1)-pmax
do 1 j=1,nite
  py=pinc*(j-1)-pmax
  if(px.eq.0.and.py.eq.0)goto 1
  if(sum(i,j).gt.ccmin)then
    call r2p(-px,-py,slo,azi)
    if(slo.gt.slomax)slomax=slo
    if(slo.lt.slomin)slomin=slo
    if(azi.gt.azimax)azimax=azi
    if(azi.lt.azimin)azimin=azi
  endif
1 continue
if(azimax.gt.359.and.azimin.lt.1)then
  azimin=666.
  azimax=-1.
  do 2 i=1,nite
    px=pinc*(i-1)-pmax
  do 2 j=1,nite
    py=pinc*(j-1)-pmax
    if(px.eq.0.and.py.eq.0)goto 2
    if(sum(i,j).lt.ccmin)then
      call r2p(-px,-py,slo,azi)
      if(azi.gt.azimax)azimax=azi
      if(azi.lt.azimin)azimin=azi
    endif
2 continue
  azi=azimax
  azimin=azi
  azimax=azimin+360
endif
return
end

```

CC8MREH

```

subroutine cc8mreh()
write(*,*)'This program uses the zero-lag crosscorrelation'
write(*,*)'to determine the apparent slowness of the waves'
write(*,*)'at a seismic array and the back-azimuth to the'
write(*,*)'associated source.'
write(*,*)
write(*,*)'INPUT: the SAD/DTS files and a data file (CMR)'
write(*,*)'containing:'
write(*,*)'line 1...name of the SAD/DTS files (common)'
write(*,*)'line 2...letters of the arrays'
write(*,*)'line 3...polarity of the stations (+ ok,-'
write(*,*)' inverse,0 if the station is not used)'
write(*,*)'line 4...name of the array file with x,y coor'
write(*,*)' dinates of the stations (km)'
write(*,*)'line 5...initial point,length of the window'
write(*,*)' (points),filter frequencies (Hz)'
write(*,*)'line 6...maximum slowness,grid spacing (s/km)'
write(*,*)'line 7...initial point,number of windows,'
write(*,*)' length of the window and advance (in'

```

```

write(*,*)' window length units)'
write(*,*)'line 8...noise correlation level (0-1)'
write(*,*)
pause'Hit return key to continue'
write(*,*)
write(*,*)'OUTPUT: a MAX file containing:'
write(*,*)'column 1...half-window time for each step'
write(*,*)'column 2-4...apparent slowness (s/km) between'
write(*,*)' the error bounds'
write(*,*)'column 5-7...back-azimuth (deg) between the'
write(*,*)' error bounds'
write(*,*)' column 8...maximum array-averaged cross'
write(*,*)' correlation'
write(*,*)'and a RES file (optional) containing:'
write(*,*)'column 1...east apparent slowness (s/km)'
write(*,*)'column 2...north apparent slowness (s/km)'
write(*,*)'column 3...array-averaged cross-correlation'
write(*,*)'In the RES file, lines (k-1)*(n-1)+1 to k*(n-1)'
write(*,*)'correspond to the k-th window, where n=(maximum'
write(*,*)'slowness/grid spacing + 1)^2 is the number of'
write(*,*)'grid points.'
write(*,*)
write(*,*)'The name of the CMR and MAX files have to be'
write(*,*)'given in the command line as first and second'
write(*,*)'arguments.'
write(*,*)'The RES file is optional, and can be given as'
write(*,*)'the third argument in the command line.'
write(*,*)
return
end

```

BM 4

```

subroutine bm4(sum,npite,ndite,pmax,pinc,dmin,dmul,ccmax,
+ ccerr,slomin,slomax,azimin,azimax,dismin,dismax)
include 'cc8mre.h'
real sum(maxgrid,maxgrid,maxgrid)
azimin=666.
azimax=-1.
slomin=666.
slomax=-1.
dismin=666.
dismax=-1.
ccmin=ccmax-ccerr
do 1 ipx=1,npite
  px=-pmax+(ipx-1)*pinc
do 1 ipy=1,npite
  py=-pmax+(ipy-1)*pinc
do 1 id=1,ndite
  dis=dmin*dmul**(id-1)
  if(sum(ipx,ipy,id).gt.ccmin)then
    call r2p(-px,-py,slo,azi)
    if(slo.gt.slomax)slomax=slo
    if(slo.lt.slomin)slomin=slo
    if(azi.gt.azimax)azimax=azi
    if(azi.lt.azimin)azimin=azi

```

```

        if(dis.gt.dismax)dismax=dis
        if(dis.lt.dismin)dismin=dis
    endif
1  continue
  if(azimax.ge.358.and.azimin.le.2)then
    azimin=666.
    azimax=-1.
    do 2 ipx=1,npite
      px=-pmax+(ipx-1)*pinc
    do 2 ipy=1,npite
      py=-pmax+(ipy-1)*pinc
    do 2 id=1,ndite
      dis=dmin*dmul**(id-1)
      if(sum(ipx,ipy,id).lt.ccmin)then
        call r2p(-px,-py,slo,azi)
        if(azi.gt.azimax)azimax=azi
        if(azi.lt.azimin)azimin=azi
      endif
2    continue
    azi=azimax
    azimin=azi
    azimax=azimin+360
  endif
  return
end

```

CC12MREH

```

subroutine cc12mreh()
write(*,*)'This program uses the zero-lag crosscorrelation'
write(*,*)'to determine the apparent slowness of the waves'
write(*,*)'at a seismic array, the distance and the back-'
write(*,*)'azimuth to the associated source.'
write(*,*)
write(*,*)'INPUT: the SAD/DTS files and a data file (CMR)'
write(*,*)'containing:'
write(*,*)'line 1...name of the SAD/DTS files (common)'
write(*,*)'line 2...letters of the arrays'
write(*,*)'line 3...polarity of the stations (+ ok,-'
write(*,*)' inverse, 0 if the station is not used)'
write(*,*)'line 4...name of the array file with x,y coor'
write(*,*)' dinates of the stations (km)'
write(*,*)'line 5...initial point, length of the window'
write(*,*)' and frequencies (Hz) for the filter'
write(*,*)'line 6...minimum and maximum east slowness and'
write(*,*)' grid spacing (s/km)'
write(*,*)'line 7...minimum and maximum north slowness and'
write(*,*)' grid spacing (s/km)'
write(*,*)'line 8...minimum and maximum distance and grid'
write(*,*)' spacing (s/km)'
write(*,*)'line 9...initial point, number of windows,'
write(*,*)' lenght of the window and advance (in window'
write(*,*)' lenght units)'
write(*,*)'line 10...noise correlation (0-1)'
write(*,*)
pause'Hit return key to continue'

```

```

write(*,*)
write(*,*)'OUTPUT: a MAX file containing:'
write(*,*)'column 1...half-window time for each step'
write(*,*)'columns 2-4...apparent slowness between the'
write(*,*)' error bounds (s/km) '
write(*,*)'columns 5-7...back-azimuth between the error'
write(*,*)' bounds (deg) '
write(*,*)'columns 8-10...distance between the error'
write(*,*)' bounds(km) '
write(*,*)'column 11...maximum array-averaged cross'
write(*,*)' correlation
write(*,*)'and a RES file (optional) containing:'
write(*,*)'column 1...east apparent slowness (s/km)'
write(*,*)'column 2...north apparent slowness (s/km)'
write(*,*)'column 3...distance (km) '
write(*,*)'column 4...array-averaged cross-correlation'
write(*,*)'In the RES file, lines (k-1)*n+1 to k*n'
write(*,*)'correspond to the k-th window, where the number'
write(*,*)'of points in the 3D grid is n=nx*ny*nd'
write(*,*)' nx=(pxmax-pxmin)/pxinc+1'
write(*,*)' ny=(pymax-pymin)/pyinc+1'
write(*,*)' nd=(dmax-dmin)dinc+1'
write(*,*)
write(*,*)'The name of the CMR and MAX files have to be'
write(*,*)'given in the command line as first and second'
write(*,*)'arguments. '
write(*,*)'The RES file is optional, and can be given as'
write(*,*)'the third argument in the command line.'
write(*,*)
return
end

```

CC8MRE.H

```

parameter(maxnsta=40,maxlwin=400,maxnwin=1000,
+ maxndat=30000)
parameter(distan=.5,maxarray=4,maxgrid=201,
+ rad=57.29578)

```

